

ACTA
GEOGRAPHICA
LODZIENSIA

ACTA
GEOGRAPHICA
LODZIENSIA

NR 106



Łódź 2017

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE

90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11
tel. 42 66 55 459, fax 42 66 55 464
<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: biuro@ltn.lodz.pl
sprzedaż wydawnictw tel. 42 66 55 448
księgarnia internetowa <http://sklep.ltn.lodz.pl>

REDAKCJA NACZELNA WYDAWNICTW ŁTN
Krystyna Czyżewska, Wanda M. Krajewska (redaktor naczelna),
Edward Karasiński, Henryk Piekarski, Jan Szymczak

REDAKTOR
Jacek Forysiak

ZASTĘPCA REDAKTORA
Anita Wolaniuk

REDAKTORZY TOMU
Jacek Forysiak, Juliusz Twardy

Wykaz recenzentów zamieszczony na końcu zeszytu

KOMITET REDAKCYJNY
Andriy Bogucki, Ryszard K. Borówka, Radosław Dobrowolski, Piotr Gębica,
Paweł Jokiel, Olaf Juschus, Vladislav Kuznetsov, Małgorzata Roman,
Ewa Smolska, Juliusz Twardy, Joanna Wibig, Igor I. Zveryaev

SEKRETARZ REDAKCJI
Danuta Dzieduszyńska

KOREKTA JĘZYKOWA
Anna Przybył, Ryszard Przybył – korekta polonistyczna
Bartosz Łuczak – korekta anglojęzyczna

**Acta Geographica Lodziensia - zadanie finansowane w ramach umowy 597/P-DUN/2017
ze środków Ministra Nauki i Szkolnictwa Wyższego przyznanych na działalność upowszechniającą naukę**



Ministerstwo Nauki
i Szkolnictwa Wyższego

Publikacja współfinansowana przez Łódzką Fundację Badań Naukowych

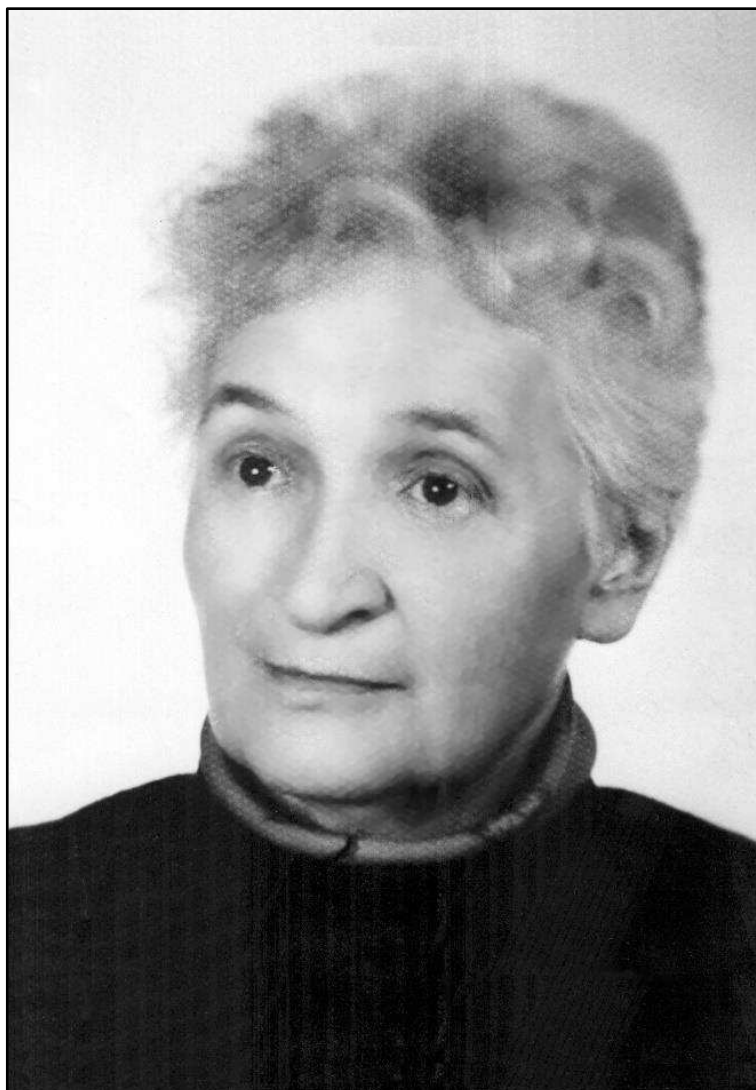
Czasopismo jest indeksowane w bazach: CEJSH, CEEOL, Index Copernicus, EBSCOhost,
Proquest, Bibliography and Index of Geology – GeoRef, POL-index
i znajduje się na liście ministerialnej czasopism punktowanych.
Artykuły czasopisma w elektronicznej wersji są dostępne w bazach:
CEJSH, CEEOL, Index Copernicus, EBSCOhost, Proquest, na portalu IBUK i ePNP.

ISSN 0065-1249
DOI 10.26485/AGL

e-ISSN 2451-0319
DOI 10.26485/AGL/2017/106

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2017

Wydanie pierwsze, wersja pierwotna elektroniczna
Projekt okładki: Agnieszka Roman
Przygotowanie czasopisma do digitalizacji: Karolina Piechowicz
Druk: 2K Łódź sp. z o.o., ul. Płocka 35/45, www.2k.com.pl, 2k@2k.com.pl
Nakład wersji drukowanej: 80 egz.



**Prof. dr hab. Halina Klatkova
(1924–1997)**

Prof. dr hab. Halina Klatkova – Uczona związana z Łodzią i Uniwersytetem Łódzkim od momentu jego założenia w roku 1945; geograf, geomorfolog i geolog czwartorzędu. Studentka, a następnie współpracownica prof. Jana Dylika, współtwórczyni i kontynuatorka łódzkiej szkoły geomorfologicznej. Na Jej dorobek naukowy składa się około 100 publikacji, głównie z zakresu geomorfologii, paleogeografii i geologii czwartorzędu. Skupiała się na zagadnieniach geomorfologii peryglacialnej i glacialnej, paleogeografii, metodach badań osadów czwartorzędowych i ich stratygrafii oraz kartowaniu geologicznym. Była jedną z inicjatorek badań interdyscyplinarnych w łódzkim ośrodku geomorfologicznym.

Wieloletni kierownik Zakładu, a następnie Katedry Badań Czwartorzędu (obecnie Katedra Geomorfologii i Paleogeografii), dyrektor Instytutu Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska BNZ UŁ (obecnie Instytut Nauk o Ziemi WNG UŁ), członek Senatu Uniwersytetu Łódzkiego. Wypromowała pięcioro doktorów i blisko 100 magistrów geografii, specjalistów w zakresie geomorfologii i geologii czwartorzędu.

BIBLIOGRAFIA PRAC PROFESOR HALINY KLATKOWEJ

- Klatkova H., Klatka T. 1953. Problematyka geomorfologicznego kartowania w środkowej Polsce w badaniach Ośrodka Łódzkiego. *Przegląd Geograficzny* 3: 38-41.
- Klatkova H. 1954. Niecki korazyjne w okolicach Łodzi. *Biuletyn Peryglacjalny* 1: 69-75.
- Klatkova H. 1955. Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem. *Biuletyn Peryglacjalny* 2: 91-294.
- Klatkova H. 1955. (rec.) Baeckeroot M.G., Observations préliminaires sur des formes quaternaires d'origine climatique dans la Montagne Noire occidentale (avec de nombreuses projections). Bulletin de l'Association de Géographes Français, no 214-215, 1951, s. 34-37. *Biuletyn Peryglacjalny* 2: 144-145.
- Klatkova H. 1955. (rec.) Poser H., Die Niederterrassen des Okertales als Klimazeugen, Abhandlungen der Braunschweigischen Wissenschaftlichen Gesellschaft, Bd. 2, 1950, s. 109-122. *Biuletyn Peryglacjalny* 2: 158-160.
- Dylikowa A., Klatkova H. 1956. Example du modelé périglaciaire de Plateau de Łódź. *Biuletyn Peryglacjalny* 4: 239-253.
- Klatkova H. 1957. The geomorphic role of congelifluction and down-wash in areas of glacial accumulation. INQUA V Congrès International. Résumés des Communications. Madrid-Barcelona: 94.
- Klatkova H. 1958. Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich. *Studia z geomorfologii dynamicznej. Acta Geographica Universitatis Lodzianensis* 8: 99-164.
- Klatkova H. 1961. Problèmes de l'origine et de l'âge des vallées en berceau. INQUA VIth Congress, Warszawa-Łódź, Poland, August-September 1961. Abstracts of papers. PWN, Łódź: 18-19.
- Klatkova H. 1961. Smardzew. VIth Congress, Warszawa-Łódź, Poland, August-September 1961. Guide-Book of Excursion C, The Łódź region. PWN, Łódź: 48-52.
- Klatkova H. 1964. Phases of dry valleys and dells development during the last cold period. 20th International Geographical Union Congress. Abstracts of Papers, Supplement, London: 16.
- Klatkova H. 1965. Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodzianensis* 19: 1-142.
- Klatkova H. 1967. L'origine et les étapes d'évolution des vallées sèches et des vallons en berceau. Exemples des environs de Łódź. Symposium International de Géomorphologie UGI. Liège-Louvain, 8-16 juin 1966. Vol. 1 Evolution des versants et compte rendu des excursions. Liège 1967. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, 40: 167-174.
- Klatkova H., Klatka T. 1970. Problematyka badań geograficznych w regionie łódzkim. W: *Łódź i ziemia łódzka w badaniach Uniwersytetu Łódzkiego w latach 1945-1970*. Łódź: 91-103.
- Klatkova H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geographica Lodzianensis* 28: 1-220.
- Klatkova H. 1972. Region łódzki. W: R. Galon (red.) *Geomorfologia Polski, t. 2, Niż Polski*. PWN, Warszawa: 240-270.
- Klatkova H. 1973. Influence of covering glaciations on frost-action hydrogeological conditions of the European Periglacial Zone. II International Conference on Permafrost, Abstracts of Papers. Moscow: 172-174.
- Klatkova H. 1973. Jan Dylik (1905-1973). W: *Studia i materiały pedagogiczno-społeczne*. Zarząd Okręgu ZNP, Kuratorium Okręgowe Szkolnictwa Miasta Łodzi, Łódź.
- Klatkova H. 1973. Stefan Jewtuchowicz. Sprawozdania z Czynności i Posiedzeń Łódzkiego Towarzystwa Naukowego.
- Romanowski N.N., Klatkova H. 1973. Wlijanije pokrovných oledenienij na merzlotno-gidrologičeskie uslovija periglacialnoj zony Evropy. II Meždunarodnaja Konfierencja po Merzlotovedeniju, Doklady i soobščeni-ja, wyp. 5, Jakutsk: 29-36.
- Klatkova H. 1975. Główne etapy plejstocenijskiej ewolucji rzeźby regionu łódzkiego. XIII Ogólnopolski Zjazd Polskiego Towarzystwa Geograficznego, Łódź, 28-30 VI 1975, Tezy i streszczenia referatów. PTG, Oddział w Łodzi, UŁ: 133-134.
- Klatkova H. 1976. Ślady środowiska eolicznego w rzeźbie powierzchni ziarn kwarcowych; wyniki analizy w elektronowym mikroskopie skaningowym. *Acta Geographica Lodzianensis* 37: 93-112.
- Klatkova H. 1976. Udział w badaniach terenowych jako element kształcenia studentów geografii (próby i doświadczenia Instytutu Geografii UŁ). *Acta Universitatis Lodzianensis, Zeszyty Naukowe UŁ, Folia Geographica*, 4: 47-58.
- Klatkova H. 1976. Babichy – colline de kame. Colloque polono-français „Dépôts et formes périglaciaires en Pologne”. Przewodnik narady polowej, Łódź.
- Klatkova H. 1976. Dąbrówka Strumiany – Structures glacitectoniques de la phase d'avancement du glacier dans les dépôts néogènes et pléistocènes: dépôts et formes fluvioglaciaires de la phase de déglaciation. Colloque polono-français „Dépôts et formes périglaciaires en Pologne”. Przewodnik narady polowej, Łódź.

- Klatkova H. 1976. Karlin – Polygones de fentes à remplissage secondaire, développés d'une façon synchronique dans le sable du sandr du stade de la Warta. Colloque polono-français „Dépôts et formes périglaciaires en Pologne”. Przewodnik narady polowej, Łódź.
- Klatkova H. Nalewajko J. 1976. Pabianice – des argile morainiques rissiennes: l'argile du stade maximum et de celle de la glaciation de la Warta. Colloque polono-français „Dépôts et formes périglaciaires en Pologne”. Przewodnik narady polowej, Łódź.
- Klatkova H. 1976. Rudunki – dépôts des vallées sèches. Colloque polono-français „Dépôts et formes périglaciaires en Pologne”. Przewodnik narady polowej, Łódź.
- Klatkova H. 1976. Skotniki – niveau de Smardzew et le système des vallons en berceau sans liaison avec le réseau hydrographique actuel. Colloque polono-français „Dépôts et formes périglaciaires en Pologne”. Przewodnik narady polowej, Łódź.
- Klatkova H. 1976. Smardzew – vallons en berceau et vallées sèches de dénudation périglaciaire. Colloque polono-français „Dépôts et formes périglaciaires en Pologne”. Przewodnik narady polowej, Łódź.
- Klatkova H. 1976. Stoki – dépôts de sandr de la surface du Plateau de Łódź. Colloque polono-français „Dépôts et formes périglaciaires en Pologne”. Przewodnik narady polowej, Łódź.
- Klatkova H. 1976. Zone de la bondure du Plateau de Łódź. Colloque polono-français „Dépôts et formes périglaciaires en Pologne”. Przewodnik narady polowej, Łódź.
- Klatkova H. 1978. Problemy dydaktyki studiów zaocznych dla nauczycieli. *Acta Universitatis Lodziensis, Zeszyty Naukowe UE* 25: 5-19.
- Klatkova H. 1979. Główne etapy plejstocenijskiej ewolucji rzeźby regionu łódzkiego. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica* 21: 81-94.
- Klatkova H. 1979. Nowe stanowisko osadów interglacjalnych w okolicy Pabianic. *Przegląd Geologiczny* 11: 632-633.
- Klatkova H. 1980. Mapa geologiczna Polski 1:200 000, arkusz Łódź. A – Mapa utworów powierzchniowych. Wyd. PIG, Warszawa.
- Klatkova H. 1980. Boryszów – pagórki szczelinowe strefy brzeżnej lądolodu warciańskiego. Przewodnik LII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego, Bełchatów, 11-14 września 1980. KWB Bełchatów, Inst. Geol., Warszawa: 269-273.
- Klatkova H. 1981. Dépôts des vallées périglaciaires en Pologne Centrale. *Recherches Géographiques à Strasbourg* 16-17: 179-186.
- Klatkova H., Piwocki M. 1981. Objasnienia do Mapy geologicznej Polski 1:200 000, arkusz Łódź. Wyd. PIG, Warszawa: 1-86.
- Klatkova H. 1981. Położenie geograficzne. W: Województwo miejskie łódzkie. Monografia. Zarys dziejów, obraz współczesny, perspektywy rozwoju. Uniwersytet Łódzki, Urząd Miasta Łodzi: 11-16.
- Klatkova H. 1981. Budowa geologiczna. W: Województwo miejskie łódzkie. Monografia. Zarys dziejów, obraz współczesny, perspektywy rozwoju. Uniwersytet Łódzki, Urząd Miasta Łodzi: 17-22.
- Klatkova H. 1981. Rzeźba powierzchni. W: Województwo miejskie łódzkie. Monografia. Zarys dziejów, obraz współczesny, perspektywy rozwoju. Uniwersytet Łódzki, Urząd Miasta Łodzi: 22-27.
- Klatkova H. 1981. Surowce. W: Województwo miejskie łódzkie. Monografia. Zarys dziejów, obraz współczesny, perspektywy rozwoju. Uniwersytet Łódzki, Urząd Miasta Łodzi: 27-30.
- Klatkova H. 1981. Gleby. W: Województwo miejskie łódzkie. Monografia. Zarys dziejów, obraz współczesny, perspektywy rozwoju. Uniwersytet Łódzki, Urząd Miasta Łodzi: 30-33.
- Klatkova H. 1981. Geologia (mapa 1:200 000). W: Województwo miejskie łódzkie. Monografia. Zarys dziejów, obraz współczesny, perspektywy rozwoju. Uniwersytet Łódzki, Urząd Miasta Łodzi.
- Klatkova H. 1981. Geomorfologia (mapa 1:200 000). W: Województwo miejskie łódzkie. Monografia. Zarys dziejów, obraz współczesny, perspektywy rozwoju. Uniwersytet Łódzki, Urząd Miasta Łodzi.
- Klatkova H. 1981. Gleby (mapa 1:200 000). W: Województwo miejskie łódzkie. Monografia. Zarys dziejów, obraz współczesny, perspektywy rozwoju. Uniwersytet Łódzki, Urząd Miasta Łodzi.
- Klatkova H., Dykczyńska K., Tarajkowska M., Dubaniewicz H. 1981. Przyrodnicze podstawy rozwoju województwa (mapa 1:200 000). W: *Województwo miejskie łódzkie. Monografia. Zarys dziejów, obraz współczesny, perspektywy rozwoju*. Uniwersytet Łódzki, Urząd Miasta Łodzi.
- Klatkova H. 1982. O glaciekticznym stylu w budowie regionu łódzkiego. I Zjazd Geografów Polskich, Toruń 15-18 września 1983. PTG, Komitet Nauk Geograficznych PAN: 57-58.
- Klatkova H. 1982. Utwory ablacyjne w regionie łódzkim. *Acta Geographica Lodziensia* 45: 1-75.
- Klatkova H. 1984. Osady depozycji naśnieżnej późnego wistulianu. *Acta Geographica Lodziensia* 50: 51-72.
- Klatkova H. 1984. Besiekierz. Elementy plejstocenijskie sąsiedztwa doliny Moszczenicy. Konferencja robocza „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”, 9-12 X 1984 r. Łódź: 138-142.
- Klatkova H. 1984. Bychlew. Późnoplejstocenijskie i holocenijskie osady Pabianki. Konferencja robocza „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”, 9-12 X 1984 r. Łódź: 44-54.

- Klatkova H. 1984. Problematyka rozwoju sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej na tle paleogeografii obszaru. Konferencja robocza „Rozwój sieci dolinnej na Wyżynie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”, 9-12 X 1984 r. Łódź: 5-11.
- Klatkova H. 1985. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Pabianice (664). Wyd. PIG, Warszawa.
- Klatkova H. 1986. Niektóre elementy paleogeografii czwartorzędu na Wyżynie Łódzkiej i obszarach sąsiednich. II Zjazd Geografów Polskich, Łódź 11-13 września 1986 r. Referaty. Sesja plenarna. Komitet Nauk Geograficznych PAN, PTG, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska UŁ. Wyd. UŁ, Łódź: 19-38.
- Klatkova H. 1986. Przedvistuliańskie synsedymencyjne struktury zmarzlinowe i ich paleogeograficzna wymowa. Przykłady z okolic Łodzi. II Zjazd Geografów Polskich, Łódź 11-13 września 1986 r. Streszczenia referatów – obrady w sekcjach. Komitet Nauk Geograficznych PAN, PTG, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska UŁ. Wyd. UŁ, Łódź: 6-8.
- Klatkova H., Załoba M. 1986. Trasa 3a: Łódź – Konstancinów – Lutomiersk – Szadek – Rossoszycza – dolina Warty – Skęczniew – Warta – Sieradz. II Zjazd Geografów Polskich, Łódź, 11-13 września 1986 r. Przewodnik wycieczek. Komitet Nauk Geograficznych PAN, PTG, Instytut Geografii Fizycznej i Kształtowania Środowiska UŁ. Wyd. UŁ, Łódź: 55-68.
- Klatkova H. 1987. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Pabianice (664). Wyd. PIG, Warszawa: 1-52.
- Klatkova H. 1987. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Łask (663). Wyd. PIG, Warszawa.
- Klatkova H. 1988. Niektóre wyniki morfoskopowej analizy osadów czwartorzędowych. Seminarium poświęcone pamięci profesora Bogumiła Krygowskiego w 10 rocznicę śmierci „Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych”, Poznań, 3-4 marca 1988, Streszczenia referatów. Instytut Badań Czwartorzędu. Wydział Nauk Geograficznych i Geologicznych, UAM w Poznaniu: 27-28.
- Klatkova H. 1988. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Łask (663). Wyd. PIG, Warszawa: 1-59.
- Klatkova H. 1989. Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 59: 61-74.
- Klatkova H. 1989. The incorporation of closed depression into the open erosional system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian. *Quaestiones Geographicae, Special Issue* 2: 83-91.
- Klatkova H. 1990. Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 7-18.
- Klatkova H. 1990. Eemski i vistuliański rozwój zbiornika jeziornego na Chropach koło Pabianic. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 19-38.
- Klatkova H., Balwierz Z. 1990. Bezodpływowy zbiornik z florą eemską w Modlnej koło Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 39-49.
- Klatkova H., Jastrzębska-Mamelka M. 1990. Stanowisko eemskich osadów organicznych w Ślądkowicach koło Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 51-58.
- Klatkova H., Winter H. 1990. Interglacja eemski w Ostrowie koło Grabicy. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 59-68.
- Klatkova H. 1990. Evaluation du rôle de l'agent périglaciaire en Pologne Centrale. Colloque polono-français „Rôle de la morphogenèse périglaciaire sur le Plateau de Łódź”, Łódź: 1-37.
- Klatkova H. 1990. Synsedimentary frost cracks of the Warta cold sub-Stage and their paleogeographical significance. *Quaternary Studies in Poland* 9: 33-50.
- Klatkova H. 1990. Remarks on dating and chronostratigraphy of late Vistulian and Holocene aeolian episodes in Middle Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* 90: 77-88.
- Klatkova H. 1991. Wyniki analizy morfoskopowej wybranych osadów czwartorzędowych środkowej Polski. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Geografia nr 50, Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 277-287.
- Klatkova H., Załoba M. 1991. Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań: 33-44.
- Klatkova H. 1992. Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych. *Acta Geographica Lodziensia* 63: 39-79.
- Klatkova H., Załoba M. 1992. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Warta (624). Wyd. PIG, Warszawa: 1-40.
- Klatkova H., Załoba M. 1992. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Warta (624). Wyd. PIG, Warszawa.

- Klatkova H. 1993. Niektóre cechy glacialnych osadów warty w środkowej Polsce. *Acta Geographica Lodziensia* 65: 99-140.
- Klatkova H. 1993. Uwagi o strukturach glacialnych i ich morfologicznym wyrazie w strefie zlodowacenia warciańskiego Polski środkowej i zachodniej. *Acta Geographica Lodziensia* 65: 141-166.
- Klatkova H. 1993. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Zgierz (590). Wyd. PIG, Warszawa: 1-46.
- Klatkova H., Czyż J., Załoba M. 1993. Adamów-Smulsko. Pierwsze wyniki badań litostratygraficznych w odkrywcze kopalni węgla brunatnego. Konferencja „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”, Przewodnik terenowy. Łódź, 28.09-1.10.1993 r.: 12-20
- Klatkova H. 1993. Besiekierz. Pozycja eemskich osadów organicznych i niektóre cechy przykrywającego je diamiktytu. Konferencja „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”, Przewodnik terenowy. Łódź, 28.09-1.10.1993 r.: 34-41.
- Klatkova H. 1993. Dąbrówka Strumiany. Głęboko zakorzone struktury glacialne. Przykład budowy geologicznej stopni krawędziowych Wyżyny Łódzkiej. Konferencja „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”, Przewodnik terenowy. Łódź, 28.09-1.10.1993 r.: 29-33.
- Klatkova H. 1993. Stróża. Postsedymenacyjne struktury szczelinowe w warciańskich glinach morenowych. Konferencja „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”, Przewodnik terenowy. Łódź, 28.09-1.10.1993 r.: 25-28.
- Klatkova H. 1993. Warciańskie piętro zimne w okolicach Łodzi na tle śladów warty w Polsce. Konferencja „Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty”, Referaty i komunikaty. Łódź, 28.09-1.10.1993 r.: 26-28.
- Klatkova H. 1994. Évaluation du rôle de l'agent périglaciaire en Pologne Centrale. *Biuletyn Peryglacjalny* 33: 79-106.
- Klatkova H. 1994. Adamów-Smulsko. Saalian glacial deposits with special concern to the Wartian till. INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage: lithology, paleogeography, stratigraphy”, The Excursion Guide Book. October 11-15, 1994, Łódź – Poland: 9-17.
- Klatkova H. 1994. Eemian Interglacial in Middle Poland. INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage: lithology, paleogeography, stratigraphy”, Abstract of papers and posters. October 11-15, 1994, Łódź – Poland: 31-32.
- Klatkova H. 1994. Some problems of the cold Warta Stage in Middle Poland. INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage: lithology, paleogeography, stratigraphy”, Abstract of papers and posters. October 11-15, 1994, Łódź – Poland: 25-28.
- Klatkova H. 1994. The Łódź Region during the Warta Glaciation. INQUA SEQS Symposium „The Cold Warta Stage: lithology, paleogeography, stratigraphy”, Abstract of papers and posters. October 11-15, 1994, Łódź – Poland: 29-30.
- Klatkova H. 1995. 50 lat łódzkich badań i upowszechniania wiedzy o czwartorzędzie. *Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica* 20: 27-35.
- Klatkova H., Klatka T. 1995. Góry Świętokrzyskie. *Atlas Rzeczypospolitej Polskiej. Pochodzenie i wiek rzeźby*. Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, PPWK.
- Klatkova H. 1995. Profesor Jan Dylik. *Sylwetki łódzkich uczonych*. ŁTN, Łódź: 1-40.
- Klatkova H. 1995. Remarks on the Warta Stage in Middle Poland. *Acta Geographica Lodziensia* 68: 95-106.
- Klatkova H., Kamiński J., Szafrńska D. 1995. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Zgierz (590). Wyd. PIG, Warszawa.
- Klatkova H. 1996. Cechy stref kontaktu serii eolicznych z podłożem. W: *Park Krajobrazowy „Cysterskie Kompozycje Krajobrazowe Rud Wielkich”*. Stowarzyszenie Geomorfologów Polskich, Rybnik-Kamień: 10.
- Klatkova H. 1996. Elementy glacialne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski. *Acta Geographica Lodziensia* 72: 7-103.
- Klatkova H., Forsyś J., Załoba M. 1996. Nowy profil osadów plejstoceny i holocenu w środkowej Polsce. III Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”. Wigry, 2-4 września 1996 r. Instytut Geologii Podstawowej UW, PIG, w Warszawie: 17.
- Klatkova H. 1996. Symptoms of the permafrost presence in Middle Poland during the last 150 000 years. *Biuletyn Peryglacjalny* 35: 45-86.
- Klatkova H. 1996. Uwagi o relacjach między seriami eolicznymi a ich podłożem w środkowej Polsce. W: T. Szczypek, J.M. Waga (red.) *Współczesne oraz kopalne zjawiska i formy eoliczne. Wybrane zagadnienia*. Wyd. Nauk o Ziemi UŚ, Sosnowiec: 65-75,
- Klatkova H. 1996. Zróznicowanie przebiegu procesów erozji/denudacji gleb zależne od przyrodniczych warunków środowiska (przykłady z okolic Łodzi i Gór Świętokrzyskich). Ogólnopolskie sympozjum naukowe „Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją”, Puławy – Lublin – Zwierzyniec, 11-13 września 1996 r. Zakład Erozji Gleb i Urządzania Terenów Urzeźbionych IUNG w Puławach, Instytut Melioracji i Bu-

- downictwa Rolniczego AR w Lublinie, Zakład Geomorfologii Instytutu Nauk o Ziemi UMCS w Lublinie. Prace naukowe, cz. 2. Wyd. IUNG, Puławy: 307-320.
- Klatkova H. 1996. Życiorys nie tylko naukowy. W: *Moja droga do nauki*. ŁTN, Łódź: 71-126.
- Klatkova H. 1997. Remarks on the palaeogeography of middle Poland during the neopleistocene time in the light of investigations of deposits of closed depressions. *Quaternary Studies in Poland* 14: 41-52.
- Klatkova H. 1997. Zagłębienia bezodpływowe w Polsce środkowej i przydatność analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych. *Acta Universitatis Lodzensis, Folia Geographica Physica* 1: 23-47.
- Klatkova H. 1999. Morphological and geological evidence for glaciotectonics in the area of the Saalian Glaciation, with special reference to Middle Poland. *Landform Analysis* 2: 19-37.
- Klatkova H., Czyż J., Forysiak J. 2007. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Szadek (625). Wyd. PIG, Warszawa.
- Klatkova H., Czyż J., Forysiak J. 2007. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Szadek (625). Wyd. PIG, Warszawa: 1-31.
- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkova H. 2008. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Dobra (587). PIG, Warszawa: 1-44.
- Czyż J., Forysiak J., Kamiński J., Klatkova H. 2009. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Dobra (587). Wyd. PIG, Warszawa.

Na podstawie: *Sześćdziesiąt lat geografii w Uniwersytecie Łódzkim (1945–2005)*, tom 2. Wyd. Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Łódź 2005 oraz *Halina Klatkova. Sylwetki łódzkich uczonych*, z. 22, ŁTN, Łódź 1995.

TREŚĆ

Z badań czwartorzędu w Polsce. Pamięci Profesor Haliny Klatkowej.....	13
Juliusz Twardy Holocenska ewolucja niecek i dolin denudacyjnych w okolicach Łodzi w świetle dotychczasowych badań (Evolution of periglacial dells and valleys during the Holocene in the vicinity of Łódź).....	17
Leszek Starkel Uwagi o poligenezie rzeźby gór (na przykładzie Karpat) (The remarks on the polygenesis of mountains relief (exemplified by the Carpathians)).....	31
Piotr Migoń Stoki sudeckie piętra leśnego w holocenie (Forest belt hillslopes of the Sudetes in the Holocene).....	37
Tomasz Kalicki, Paweł Przepióra, Łukasz Podrzycki Budowa i wiek wyższej terasy Kamionki na odcinku Suchedniów–Rejów (Sediments and age of Kamionka River higher terrace between Suchedniów and Rejów).....	53
Piotr Gębica, Sławomir Superson, Katarzyna Trybała-Zawiślak, Barbara Woronko Litologia, geneza i wiek osadów w Kalnikowie i Chotyńcu na Płaskowyżu Tarnogrodzkim (Kotlina Sandomierska) (Lithology, origin and age of sediments in the Kalników and Chotyńiec in the Tarnogród Plateau (Sandomierz Basin)).....	65
Jacek Skurzyński, Zdzisław Jary, Jerzy Raczek, Piotr Moska, Marcin Krawczyk Stratygraficzne i przestrzenne aspekty zróżnicowania składu chemicznego późnoplejstocennych sekwencji lessowo-glebowych w Polsce – przykłady profili w Tyszowcach i Białym Kościele (The stratigraphic and spatial aspects of the differentiation of the chemical composition of the Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland – a case study of the Tyszowce and Biały Kościół profiles).....	87
Renata Kołodyńska-Gawrysiak Zagłębienia bezodpływowe obszarów lessowych Polski. Stan i perspektywy badań (Closed depressions in the loess areas of Poland. Current state of research and prospects for further research).....	105
Danuta Dzieduszyńska Przydatność zbioru dat radiowęglowych do rekonstrukcji zmian w środowisku schyłku wistulianu Polski Środkowej (Usefulness of a set of radiocarbon dates for the reconstruction of changes in the environment of the Vistulian decline in Central Poland).....	117
Zofia Balwierz Badania palinologiczne w regionie łódzkim (Palynological studies in the Łódź region).....	129
Hanna Winter Palinokompleks południowopolski jako długotrwały zapis różnoskalowych zmian klimatycznych we wczesno-środkowoplejstocennym przejściu (MIS 22-13) (South-Polish palinocomplex as longlasting record of different scale climatic changes at the early Pleistocene transition (MIS 22–13)).....	139

Zbigniew Rdzany, Małgorzata Frydrych Znaczenie metod litologicznych w rekonstrukcjach procesów glacialnych na przykładach z obszaru staroglacjalnego na przykładach z Polski Środkowej (The importance of lithological methods in the reconstruction of glacial processes of the old glacial area with examples from Central Poland).....	155
Szymon Belzyt, Małgorzata Pisarska-Jamroży W jaki sposób badać sejsmity? Przegląd metod badawczych (How to study seismites? A review of research methods).....	171
Karol Tylmann, Piotr Paweł Woźniak, Vincent Rinterknecht Analiza przydatności eratyków Pomorza w badaniach chronologii recesji ostatniego lądolodu skandynawskiego metodą izotopów kosmogenicznych (Analysis of Pomeranian erratics suitability for the study of the last Scandinavian Ice Sheet recession with cosmogenic nuclides).....	181
Jacek Forysiak, Aleksandra Majecka, Leszek Marks, Anna Tołoczko-Pasek, Daniel Okupny Cechy litologiczne wypełnień wybranych zagłębień bezodpływowych obszaru Wysoczyzny Łódzkiej (Lithological features of the infillings of selected closed depressions in the Łódź Upland).....	195
Marek Majewski Cechy uziarnienia deluwii na tle osadów źródłowych na przykładzie zagłębień bezodpływowych w rejonie Łupawska (Pojezierze Zachodniopomorskie) (Grain size distribution interpretation of colluvial deposits in light of source sediments on the example of closed depressions in the Łupawsko Region (Zachodniopomorskie Lakeland)).....	211
Mateusz Lisek, Joanna Petera-Zganiacz Cechy uziarnienia vistuliańskich aluwii w dolinie Warty, Kotlina Kolska (Grain size composition of the Vistulian alluvium in the Warta River valley, Koło Basin).....	225

Z BADAŃ CZWARTORZĘDU W POLSCE. PAMIĘCI PROFESOR HALINY KLATKOWEJ

W 2017 roku mija 20 lat od śmierci Profesor Haliny Klatkowej – geografa i geomorfologa, przez całe zawodowe życie związanej z łódzkim ośrodkiem geograficznym. *Acta Geographica Lodziensia* to szczególne miejsce uczczenia Jej pamięci, ponieważ od pierwszego numeru pełniła obowiązki sekretarza redakcji, zaś w latach 1976–1997 była redaktorem, przez co miała znaczący wpływ na kształtowanie profilu tematycznego pisma. Oddajemy 106 tom czasopisma, na którego zawartość składa się 16 artykułów dotyczących zagadnień z zakresu geomorfologii i geologii czwartorzędu, prezentujących badania prowadzone obecnie w różnych częściach Polski. Tematyka artykułów bądź nawiązuje wprost do wątków badawczych Profesor Haliny Klatkowej, bądź wiąże się z nimi przez wspólną problematykę, a także metodykę i obszary badań.

Jedną z najważniejszych prac, jaka powstała w początkowym okresie kariery naukowej Pani Profesor, dotyczyła niecek i dolin denudacyjnych (Klatkowa 1965). Bezpośrednio do tego zagadnienia nawiązuje artykuł Twardego (2017), przedstawiający rozwój tych ważnych, stokowych form peryglacialnych w holocenie.

Problematyka rozwoju rzeźby gór polskich, ze szczególnym naciskiem na określenie przeobrażenia stoków, została poruszona w pracach Starkla (2017) i Migonia (2017). Badania prowadzone w ostatnim czasie w Sudetach pozwoliły Migoniowi (2017) omówić wachlarz zachodzących tam procesów stokowych oraz wskazać holocen jako główny okres ich aktywności. Z kolei Starkel (2017) zwraca uwagę na poligeniczność rzeźby Karpat, podkreślając wieloetapowość przekształceń w zmiennych warunkach klimatycznych.

Peryglacialne oraz holocenijskie przeobrażenia rzeźby obrzeżenia Gór Świętokrzyskich były przedmiotem pierwszych samodzielnych badań Klatkowej (1955, 1958). Do problemu roli soliflukcji w formowaniu teras dolinnych nawiązują autorzy artykułu prezentującego litologię i wiek osadów doliny Kamionki (Kalicki i in. 2017). Badania skoncentrowano na wyższej terasie, ukształtowanej u schyłku zimnego piętra warty, przemodelowanej w warunkach klimatu peryglacialnego i nadbudowanej osadami eolicznymi.

W Kotlinie Sandomierskiej, w dolinie Wiszni, analizowane były vistuliańskie utwory rzeczne, a także przykrywające je osady eoliczne (Gębica i in. 2017). Autorzy zastosowali szeroki zakres metod badawczych dla określenia litologii osadów i ich wieku bezwzględne. Dokonali także oceny przydatności badanego obszaru terasy nadzalewowej i wieńczącej ją wydmy dla lokalizacji osadnictwa kultury łużyckiej i z okresu wczesnego średniowiecza.

Problematykę transportu, akumulacji i post-sedymencyjnych zmian cech osadów lessowych porusza artykuł Skurzyńskiego i in. (2017). Dzięki porównaniu dwu kilkunastometrowych profili lessowych z Grzędy Sokalskiej i Przedgórze Sudeckiego wykazano wpływ warunków klimatycznych na cechy litologiczne i geochemiczne lessów oraz zachodzące w nich procesy glebotwórcze.

Zagłębienia bezodpływowe, ich geneza i charakterystyka wypełnień, stanowiły bardzo ważny wątek prac naukowych Pani Profesor (m.in. Klatkowa 1989, 1990). Wykazana przydatność badań tych form do wnioskowania paleogeograficznego, podsumowana w zredagowanym przez Klatkową (1990) 61 tomie *Acta Geographica Lodziensia* pt. „Kopalne zbiorniki z florą eemską w środkowej Polsce” stała się zachętą do podejmowania prowadzonych obecnie badań interdyscyplinarnych. Publikowane w niniejszym zeszycie artykuły Forsyaka i in. (2017), Kołodyńskiej-Gawrysiak (2017) oraz Majewskiego (2017) potwierdzają, że zagłębienia bezodpływowe stanowią świetne, naturalne „pułapki sedymencyjne”, a wypełniające je serie są dobrym źródłem materiału badawczego. W artykule Kołodyńskiej-Gawrysiak (2017) przedstawiona została istota tych form w obszarach lessowych Wyżyny Lubelskiej, opisano genezę zagłębień i zróżnicowanie osadów, oceniono także ich rolę w krajobrazie lessowym. Artykuł Forsyaka i in. (2017) traktuje o eemskovistuliańskich wypełnieniach kopalnych zagłębień bezodpływowych Wysoczyzny Łódzkiej. Jednak tematem przewodnim nie jest stratygrafia czy obraz paleogeograficzny, ale cechy litologiczne osadów wypełniających kopalne misy wykształcone w warciańskich utworach glacialnych i flu-

wioglacialnych. Autorzy wskazują możliwość zastosowania podstawowej charakterystyki litologicznej osadów jako narzędzia do identyfikacji etapów wypełniania zagłębień. Dwa małe zagłębienia bezodpływowe położone na jednym z sandrów Pojezierza Zachodniopomorskiego i wypełniające je deluwia posłużyły Majewskiemu (2017) do analizy oraz szczegółowej charakterystyki litologicznej osadów stokowych.

Poza zainteresowaniami morfogenezą i cechami litologicznymi osadów ważne miejsce w pracach badawczych Profesor Klatkowej zajmowały zagadnienia stratygraficzne (Klatkowa 1972, 1979, 1990, 1993, 1994, 1995), a ich pogłębianiu służyły badania osadów biogenicznych, we współpracy z szerokim gronem paleobotaników i specjalistów z zakresu geochronometrii. Artykuł Dzieduszyńskiej (2017) wskazuje na przydatność datowań radiowęglowych nie tylko dla określania wieku badanych utworów, ale także, dzięki odpowiedniej obróbce statystycznej, do dyskusowania schematu stratygraficznego vistulianu. Autorka na podstawie dużego zbioru dat z obszaru środkowej Polski zaproponowała chronostratygrafię schyłku vistulianu i wykazała możliwość porównywania go ze schematami opartymi na badaniach *high resolution*.

Umieszczone w tomie dwa artykuły dotyczące zagadnień palinologicznych są właściwą ilustracją znaczenia tego rodzaju analiz w badaniach podejmowanych przez Profesor Halinę Klatkową (por. Klatkowa 1972, 1990). Bałwierz (2017) prezentuje historię badań palinologicznych w łódzkim ośrodku geograficznym, w której duże znaczenie ma udział Pani Profesor w terenowym rozpoznawaniu stanowisk z osadami biogenicznymi i pozyskaniu profili do analiz. Wyniki badań, których częściami składowymi były analizy palinologiczne, Pani Profesor publikowała zazwyczaj we współautorstwie ze specjalistkami z ośrodka łódzkiego – Zofią Bałwierz i Marią Jastrzębską-Mamełką, ale podejmowała współpracę również z innymi palinologami (np. Klatkowa, Winter 1990). Zagadnienie palinokompleksu południowopolskiego, jakie przedstawiła w niniejszym tomie Winter (2017), jest ważnym wkładem autorki w problematykę stratygrafii środkowego plejstocenu Polski. Zaprezentowane trzy różne sukcesje interglacialne stanowią podstawę dla wniosków paleoklimatycznych i stratygraficznych.

W badaniach utworów glacialnych, jak też fluwioglacialnych oraz osadów akumulowanych w środowisku peryglacialnym Profesor Klatkowa stosowała szereg metod litologicznych, służących do dokumentowania ich cech strukturalnych

i teksturalnych (Klatkowa 1972, 1982, 1989, 1993, 1996). W pracy Rdzanego i Frydrych (2017) autorzy stwierdzają, że litotypy osadów glacialnych wykazują powiązania zarówno z określonymi rodzajami środowisk sedymentacyjnych, jak i grupami genetycznymi form rzeźby, a profile litofacialne i litogenetyczne mogą mieć zastosowanie dla rozpoznania osadów stref marginalnych lądolodów. W jednych z ostatnich publikacji Klatkowej (1996, 1999) poruszana była tematyka zaburzeń glacictonicznych w osadach z okolic Łodzi, generowanych przez dynamiczne lub statyczne ciała lodowe. W utworach czwartorzędowych spotykane są także zaburzenia natury tektonicznej. Przegląd metod badawczych i sposobów identyfikacji sejsmitów poruszają Belzyt i Pisarska-Jamroży (2017). Przedstawione kryteria rozpoznawcze tego typu deformacji mogą posłużyć do poprawnego określania ich genezy.

W badaniach nad stratygrafią glin zwałowych w środkowej Polsce, prowadzonych w latach osiemdziesiątych i dziewięćdziesiątych Profesor Klatkowa (Klatkowa 1993) na szeroką skalę stosowała analizy petrograficzne. Badania dotyczyły frakcji żwirowej, choć Autorka wyrażała przekonanie o większej wartości stratygraficznej analizy materiału grubofrakcyjnego (otoczaki). Artykuł Tylmana i in. (2017) ukazuje przydatność dużych gładów narzutowych do określania wieku ich złożenia w czasie recesji lądolodu. Przedstawiane dane odnoszą się do datowania wieku ekspozycji gładów Pomorza metodą ziemskich izotopów kosmogenicznych i przydatności metody do ustalania chronologii ostatniego zlodowacenia.

Dolina Warty i Kotliny Kolskiej zostały stosunkowo późno objęte badaniami przez Profesor Klatkową (Klatkowa 1991). Problematyka glacialna i fluwialna tego obszaru okazała się na tyle interesująca, że stanowiska znajdujące w odkrywce „Smulsko” kopalni węgla brunatnego „Adamów” zostały zaprezentowane przez Panią Profesor w 1994 roku na międzynarodowej konferencji INQUA SEQS Symposium „*The Cold Warta Stage: lithology, paleogeography, stratigraphy*” (Klatkowa 1994, 1995). Następnie badania zostały podjęte w sąsiedniej odkrywce „Kozmin” (Klatkowa i in. 1996). Bezpośrednio do tej części Kotliny Kolskiej nawiązuje artykuł Liska i Ptery-Zganiacz (2017) prezentujący wyniki analiz vistuliańskich aluwiów Warty, zbadanych w rozległych odkrywkach „Kozmin Północ” i „Kozmin Południe” kopalni węgla brunatnego „Adamów”, położonych niemal w osi doliny dużej rzeki nizinnej.

Od śmierci Pani Profesor upłynęło dwadzieścia lat. Z jednej strony to niewiele, bo stale pozostaje Ona w serdecznej pamięci kolegów, koleżanek oraz uczniów i współpracowników. Z drugiej – to długi okres, w którym nastąpił istotny postęp wiedzy związany z rozwojem metod badawczych. Artykuły zebrane w niniejszej publikacji dotyczą problematyki, którą interesowała się Profesor Halina Klatkowa, dlatego redakcja wyraża przekonanie, że z zainteresowaniem przyjęłyby ich treść.

- Balwierz Z. 2017. Badania palinologiczne w regionie łódzkim. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 129-138.
- Belzyt S., Pisarska-Jamroży M. 2017. W jaki sposób badać sejsmity? Przegląd metod badawczych. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 171-180.
- Dzieduszyńska D. 2017. Przydatność zbioru dat radiowęglowych do rekonstrukcji zmian w środowisku schyłku vistulianu Polski Środkowej. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 117-127.
- Forysiak J., Majecka A., Marks L., Tołoczko-Pasek A., Okupny D. 2017. Cechy litologiczne wypełnień wybranych zagłębień bezodpływowych obszaru Wzniesień Łódzkich. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 195-201.
- Gębica P., Superson S., Trybała-Zawiślak K., Woronko B. 2017. Litologia, geneza i wiek osadów w Kalnikowie i Chotyńcu na Płaskowyżu Tarnogrodzkim (Kotlina Sandomierska). *Acta Geographica Lodziensia* 106: 65-86.
- Kalicki T., Przepióra P., Podrzycki Ł. 2017. Budowa i wiek wyższej terasy Kamionki na odcinku Suchedniów-Rejów. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 53-64.
- Kołodzyńska-Gawrysiak R. 2017. Zagłębienia bezodpływowe obszarów lessowych Polski. Stan i perspektywy badań. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 105-116.
- Lisek M., Petera-Zganiacz J. 2017. Cechy uziarnienia vistuliańskich aluwii w dolinie Warty, Kotlina Kolska. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 225-241.
- Majewski M. 2017. Cechy uziarnienia deluwii na tle osadów źródłowych na przykładzie zagłębień bezodpływowych w rejonie Łupawska (Pojezierze Zachodniopomorskie). *Acta Geographica Lodziensia* 106: 211-223.
- Migoń P. 2017. Stoki sudeckie piętra leśnego w holocenie. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 37-52.
- Rdzany Z., Frydrych M. 2017. Znaczenie metod litologicznych w rekonstrukcjach procesów glacialnych na przykładach z obszaru staroglaacialnego Polski Środkowej. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 155-170.
- Skurzyński J., Jary Z., Raczyk J., Moska P., Krawczyk M. 2017. Stratygraficzne i przestrzenne aspekty zróżnicowania składu chemicznego późnoplejstocenijskich sekwencji lessowo-glebowych w Polsce – przykłady profili w Tyszowcach i Białym Kościele. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 87-103.
- Starkel L. 2017. Uwagi o poligeniezie rzeźby gór (na przykładzie Karpat). *Acta Geographica Lodziensia* 106: 31-35.
- Twardy J. 2017. Holocenijska ewolucja niecek i dolin denudacyjnych w okolicach Łodzi w świetle dotychczasowych badań. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 17-30.
- Tylmann K., Woźniak P.P., Rinterknecht V. 2017. Analiza przydatności eratyków Pomorza w badaniach chronologii recesji ostatniego lądolodu skandynawskiego metodą izotopów kosmogenicznych. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 181-194.
- Winter H. 2017. Palinokompleks południowopolski jako długotrwały zapis różnoskalowych zmian klimatycznych we wczesno-średniowiecznym przejściu (MIS 22-13). *Acta Geographica Lodziensia* 106: 139-154.

Pełna bibliografia prac Profesor Haliny Klatkowej znajduje się na stronie 6.

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

DOI 10.26485/AGL/2017/106/1

HOLOCENŃSKA EWOLUCJA NIECEK I DOLIN DENUDACYJNYCH W OKOLICACH ŁODZI W ŚWIETLE DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Evolution of periglacial dells and valleys during the Holocene in the vicinity of Łódź

JULIUSZ TWARDY*

Zarys treści. Nawiązując do wyników badań peryglacialnych niecek i dolin denudacyjnych, prowadzonych w okolicach Łodzi przez prof. H. Klatkową w latach 50. i 60. ubiegłego stulecia, w artykule przedstawiono holocenijską ewolucję wyżej wymienionych form denudacyjnych. Wyróżniono trzy najważniejsze etapy tej ewolucji: 1) wypełnianie niecek i dolin denudacyjnych deluwiami antropogenicznymi, 2) rozcinanie form wistuliankich przez wąwozy, 3) przemiany rzeźby wąwozów oraz niecek i dolin denudacyjnych pod wpływem denudacji agrotechnicznej. Poruszono zagadnienie czynników warunkujących neoholocenijskie zmiany rzeźby suchych niecek i dolin, podkreślając rolę narastającej antropopresji i fluktuacji klimatu. W pracy określono bliżej wiek poszczególnych etapów przemian ukształtowania niecek i dolin denudacyjnych. Ich ewolucja rozpoczęła się u schyłku subboreału i trwała przez niemalże cały subatlantyk aż do współczesności, ze szczególnym nasileniem w średniowieczu. Przedstawiono także litologiczną charakterystykę neoholocenijskich osadów wypełniających niecki i doliny denudacyjne.

Słowa kluczowe: denudacja, wąwóz, antropopresja, Wzniesienia Łódzkie

Abstract. Referring to the results of the research on periglacial dells and valleys conducted in the vicinity of Łódź by Professor H. Klatkova in the 50s and 60s of the last century, the paper presents the Holocene evolution of the aforementioned denudation forms. Three main stages of this evolution have been identified: 1) filling of periglacial dells and valleys with anthropogenic deluvium, 2) fragmentation of Vistulian forms through gullies, 3) relief transformation of gullies and periglacial dells and valleys by tillage erosion. The issue of factors influencing the Neoholocene changes in the relief of dry dells and valleys has been addressed, emphasizing the role of increasing human impact and climate fluctuations. In this paper the age of the individual stages of the transformations of the periglacial dells and valleys have been identified. Their evolution began at the end of the Subboreal period and lasted almost entire Subatlantic period until the present time, with a particular intensity in the Middle Ages. Lithological characteristics of Neoholocene deposits filling the periglacial dells and valleys is also presented.

Key words: denudation, gully, human impact, Łódź Hills

Wprowadzenie

W bieżącym roku upływa 20 lat od śmierci Profesor Haliny Klatkowej, współtwórczyni i kontynuatorki łódzkiej szkoły geomorfologicznej. Po naukowej działalności Pani Profesor pozostał obszerny dorobek, w którym zaznacza się kilka wątków. Najwcześniejsze badania Autorki pozostawały zgodne z najważniejszymi kierunkami badań kierowanej przez Profesora Jana Dylika wspomnianej łódzkiej szkoły geomorfologicznej – analizami form, osadów i procesów peryglacialnych. Procesy te kształtowały podłódzkie tereny od momentu ustąpienia lądolodu warciańskiego (z wyłączeniem okresów ciepłych – eemu

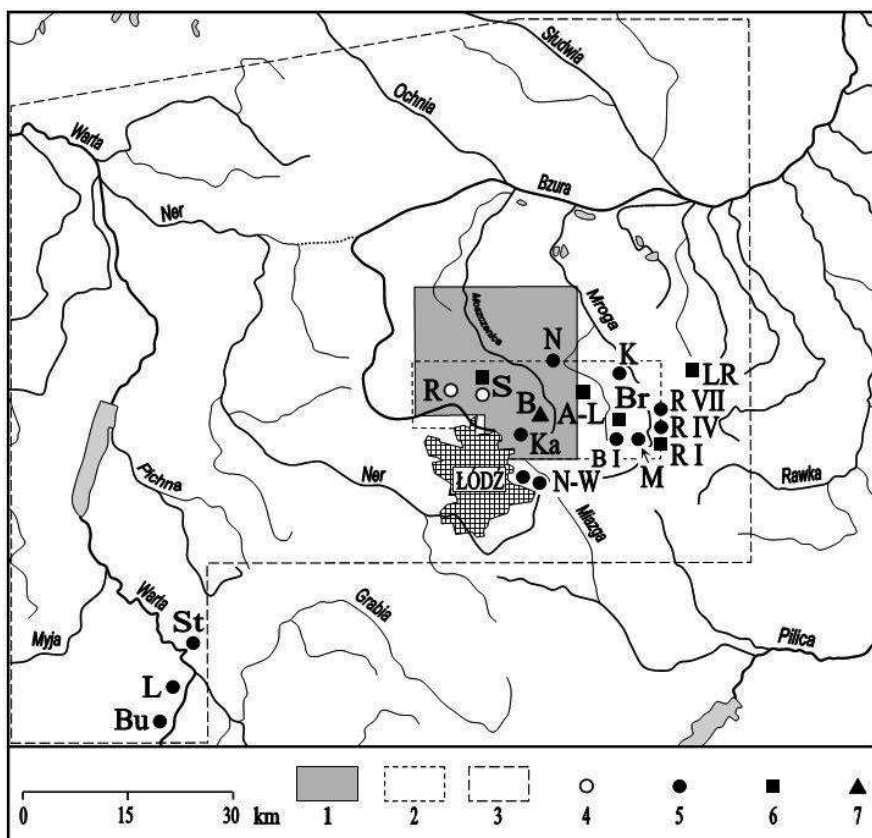
i holocenu), czyli w sumie kilkadziesiąt tysięcy lat. Pani Profesor zajęła się wyjaśnianiem genezy i odtwarzaniem ewolucji najpowszechniej występujących form peryglacialnych – niecek i dolin denudacyjnych, które stanowią swego rodzaju „wizytówkę” ukształtowania okolic Łodzi. Badania te rozpoczęła w połowie lat 50. ubiegłego wieku, już po uzyskaniu magisterium, we wciąż młodym Uniwersytecie Łódzkim, oraz po nabraniu doświadczenia terenowego przy okazji kartowania geologicznego szeregu arkuszy map geologicznych w skalach 1:300 000, 1:100 000 i 1:50 000. Materiały terenowe dotyczące niecek i dolin denudacyjnych i wyniki badań laboratoryjnych wypełniających je osadów, zebrane w sąsiedztwie Łodzi w latach 1956–1964 (rys.

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

1), pozwoliły Jej przygotować rozprawę doktorską, obronioną w roku 1964. W następnym roku opublikowano nakładem Łódzkiego Towarzystwa Naukowego obszerną monografię autorską pt. „Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi”, którą wydano w serii *Acta Geographica Lodziensia* pod numerem 19. Wymieniona praca objęła okres rozwoju niecek i dolin denudacyjnych od ustąpienia lądolodu warciańskiego do przełomu vistulianu i holocenu, kiedy to zda-

niem Autorki zakończyły się najważniejsze – peryglacjalne – etapy kształtowania suchych form dolinnych.

Niniejszy artykuł prezentuje materiały wskazujące na kontynuację rozwoju wymienionych form, która następowała w warunkach umiarkowanego klimatu holocenu, w środowisku zmienionym przez wielowiekową działalność człowieka.



Rys. 1. Lokalizacja terenów badań i stanowisk na których badano osady wypełniające niecki i doliny denudacyjne oraz rozcinające je parowy

1 – zasięg terenu badań Klatkowej (1965), 2 – zasięg terenu badań Twardego (1995), 3 – zasięg terenu badań Twardego (2008a), 4 – badania deluwii vistuliańskich (Klatkowa 1965), 5 – badania deluwii holocenijskich (Twardy 2000, 2008a), 6 – badania proluwii holocenijskich (Twardy 1995, 2008a), 7 – badania koluwiów holocenijskich (Twardy 2008a); objaśnienia skrótów stanowisk: A-L – parowy w Anielinie–Lipce, B – Borchówka, Br – parów w Brzezinach, Bu – Burzenin, B I – Brzeziny I i II, K – Koziołki, Ka – Kalonka, L – Ligota, LR – Lipce Reymontowskie, M – Michałów, N – Nowostawy, N-W – dolina denudacyjna Nowosolna–Wiączyń, R – Rudunki, R I – Rogów I, R IV – Rogów IV, R VII – Rogów VII, S – Smardzew, St – Strońsko

Location of the study area and sites where sediments filling periglacial dells, periglacial valleys and gullies dissecting them were investigated

1 – extent of the area investigated by Klatkowa (1965), 2 – extent of the area investigated by Twardy (1995), 3 – extent of the area investigated by Twardy (2008a), 4 – investigations of Vistulian delluvium (Klatkowa 1965), 5 – investigations of Holocene delluvium (Twardy 2000, 2008a), 6 – investigations of Holocene gully erosion deposits (Twardy 1995, 2008a), 7 – investigations of Holocene colluvium (Twardy 2008a); explanations of sites' abbreviations: A-L – gullies in Anielin–Lipka, B – Borchówka, Br – gully in Brzeziny, Bu – Burzenin, B I – Brzeziny I and II, K – Koziołki, Ka – Kalonka, L – Ligota, LR – Lipce Reymontowskie, M – Michałów, N – Nowostawy, N-W – periglacial valley Nowosolna–Wiączyń, R – Rudunki, R I – Rogów I, R IV – Rogów IV, R VII – Rogów VII, S – Smardzew, St – Strońsko

Rozwój niecek i dolin denudacyjnych w świetle poglądów Profesora Haliny Klatkowej

Początkowo, suche doliny rozcinające stoki form wysoczyznowych i dolin rzecznych w okolicach Łodzi, głównie te o małej i średniej skali, określano jako niecki korazyjne (Klatkowa 1954). Ich genezę wiązano przede wszystkim z działaniem ruchów masowych, szczególnie kongeliflukcji. Jednak już cztery lata później wspomniana Autorka zwróciła większą uwagę na morfotwórczą rolę epizodycznych spływów wód po stokach (Klatkowa 1958). Z początkiem lat 60. pojawiło się nowe spojrzenie na zagadnienie pochodzenia peryglacialnych systemów dolinnych (Klatkowa 1961, 1964), obecnie w większości suchych. Autorka określiła je jako formy denudacyjne, a więc kształtowane w znacznej mierze przez spłukiwanie, które było bardzo aktywne i geomorfologicznie wydajne w klimatach chłodnych.

Badania niecek i dolin denudacyjnych Profesor H. Klatkowa (1965) prowadziła na obszarze 828,8 km², w strefie północnej krawędzi Wzniesień Łódzkich (rys. 1, sygnatura 1), w terenie cechującym się wyjątkowo urozmaiconym ukształtowaniem. Teren ten objął wszystkie wyróżniane poziomy wysoczyznowe, to znaczy położony najwyższej tzw. poziom Wyżyny Łódzkiej, a następnie leżące sukcesywnie coraz niżej poziomy: smar-

dzewski, strykowski, katarzynowski oraz najniżej położoną równinę Woli Mąkolskiej, zaliczaną już do pradoliny warszawsko-berlińskiej. W obrębie terenu badań znalazły się źródłowe, silnie urzeźbione odcinki podłódzkich małych dolin rzecznych: Bzury na zachodzie, Dzierżany na NW, następnie Maliny, Czarnawki i Moszczenicy na północy, a także położony na wschodzie środkowy odcinek doliny Mrożycy z jej charakterystycznym „kolaniem” oraz źródłowy odcinek Miazgi na południu. Na tym obszarze Autorka przeprowadziła pomiary morfometryczne około 600 suchych form denudacyjnych, prowadzące do ich morfologicznej charakterystyki i klasyfikacji (tab. 1). Próbowała również uchwycić związki niecek i dolin denudacyjnych z nachyleniami powierzchni oraz litologią podłoża, a także określić ekspozycję ich stoków i ekspozycję stoków uprzednich form rzeźby, rozciętych przez wymienione formy denudacyjne. Szczegółowe badania geologiczne i geomorfologiczne przeprowadziła w położonej na północ od Zgierza wsi Smardzew (dolina Czarnawki) oraz w pobliskich Rudunkach (dolina Maliny) – por. rys. 1, sygnatura 4. Późniejsze badania morfometryczne strefy północnej krawędzi Wzniesień Łódzkich (rys. 1, sygnatura 2) potwierdziły słuszność tego wyboru – rejon Smardzewa charakteryzuje się rekordowo wysokimi spadkami przeciętnymi w skali całej strefy krawędziowej i jednymi z najwyższych deniwelacji, obliczanymi w polach odniesienia o powierzchni 1 km².

Tabela 1

Typologia form denudacyjnych w zależności od ich długości (za Klatkową 1965)

Typology of denudation forms depending on their length (after Klatkowa 1965)

Typ formy denudacyjnej <i>Type of denudation form</i>	Długość formy <i>Length of form</i>	Gęstość form w terenie <i>Density of forms</i>
	[m]	[km/km ²]
Niecka denudacyjna	0–300	0,73
Mała dolina denudacyjna	301–800	0,17
Duża dolina denudacyjna	801–1500	0,05
	Łącznie	0,95

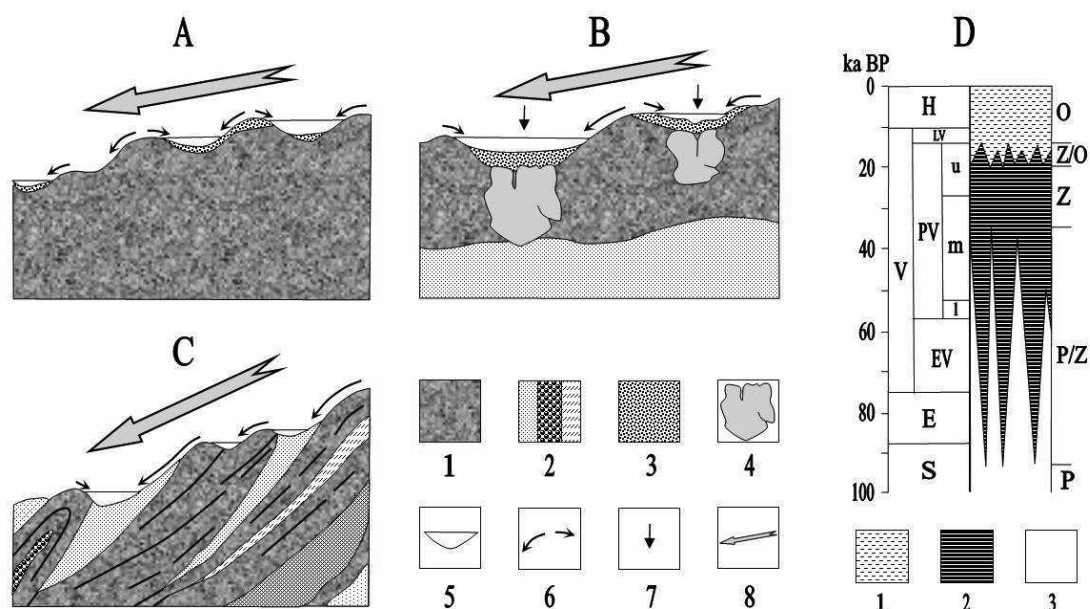
Pokłosiem badań geologicznych, podsumowanych w pracy Klatkowej (1965), było wyróżnienie i charakterystyka litologiczna sześciu serii osadowych, które Autorka powiązała z peryglacialnymi nieckami i dolinami denudacyjnymi. Były to: 1) utwory podłoża (warciańskie serie glacialne i fluwioglacialne), 2) seria z okresu zaniku lodowca (schyłek zlodowacenia warty), 3) dolny poziom kamienisty (eem), 4) seria piaszczysto-mułkowa (plenivistulian), 5) górny

poziom kamienisty (górny plenivistulian), 6) piaski drobno laminowane (tzw. piaski górne) z późnego vistulianu. Badania prowadzone później przez innych autorów generalnie potwierdziły wyróżnienia poczynione przez Klatkową (1965); najczęściej odwołań i cytacji występuje w odniesieniu do najczęściej stwierdzanych serii – piaszczysto-mułkowej, piasków o drobnej laminacji (górnych) i górnego poziomu kamienistego. Z czasem dołączono najmłodszą serię –

osady lessopodobne, które w stanowisku Rudunki Klatkowa (1989a) wydatowała z użyciem metody TL na 9400 ± 1400 (LUB 608).

Problematyka rozwoju niecek i dolin denudacyjnych była kontynuowana przez Profesor H. Klatkową w kolejnych latach. Wyróżniła ona i opisała osady depozycji naśnieżnej (Klatkowa 1984) jako specyficzną fację piasków drobno laminowanych (górných). Początkowe etapy rozwoju form denudacyjnych powiązała z wypełnianiem kopalnych zagłębień bezodpływowych, odkrywanych w podłożu dolin denudacyjnych. Pod koniec lat 80. ubiegłego wieku wspomniana Autorka przedstawiła koncepcję przemiany izolowanych form wklęsłych – zagłębień bezodpływowych o przeważnie glacialnej genezie, tworzących początkowo zamknięte

systemy odpływu (rys. 2, części A–C), w ciągłe (otwarte) systemy przepływu (Klatkowa 1989a, b, 1990, 1997). Formami, wzdłuż których takie przemiany zachodziły najbardziej efektywnie były peryglacialne doliny denudacyjne. W nich dochodziło zarówno do najszybszego zapełniania izolowanych form bezodpływowych, jak i przyspieszonego niszczenia przez denudację mechaniczną progów (rygli), rozdzielających poszczególne formy wklęsłe. Należy podkreślić, że koncepcja ta uzyskała pełne potwierdzenie podczas geologiczno-geomorfologicznych badań małego bezodpływowego torfowiska Żabieniec (Twardy i in. 2010) oraz przyległego do niego kopalnego zagłębień bezodpływowego Żabieniec Południowy (Majecka i in. w druku).



Rys. 2. Wybrane typy genetyczne i przemiany zagłębień bezodpływowych (A–C) oraz wiek przemian na tle stratygrafii neoplejstocenu (D), za Klatkową (1989b)

A – zagłębienia uwarunkowane nierównomierną akumulacją glacialną, B – zagłębienia uwarunkowane wytapianiem brył martwego lodu, C – zagłębienia uwarunkowane procesami glacitektonicznymi, D – wiek kształtowania się zagłębień bezodpływowych i przemian denudacyjnych systemów zamkniętych w otwarte
 objaśnienia do części A–C: 1 – glina zwałowa, 2 – osady glaciofluwialne i glacialimniczne, 3 – osady ablacyjne i deluwia, 4 – bryły martwego lodu, 5 – zbiorniki wodne, 6 – kierunki przemieszczania osadów, 7 – tendencje do obniżania den basenów sedimentacyjnych, 8 – generalny kierunek nachylenia terenu; objaśnienia do części D: 1 – funkcjonowanie otwartych systemów denudacyjnych (O), 2 – funkcjonowanie systemów zamkniętych (Z), 3 – osady podłoża (P)

Selected genetic types and transformation of depressions without outlet (A–C) and age of transformation against the Neopleistocene stratigraphy (D), after Klatkowa (1989b)

A – depressions conditioned by uneven rate of glacial accumulation, B – depressions conditioned by melting of dead ice blocks, C – depressions conditioned glacitectonically, D – age of formation of depressions without outlet and of transformation of closed systems into open systems
 explanations for A–C sections: 1 – glacial till, 2 – glaciofluvial and glacialimnic deposits, 3 – ablation deposits and deluvium, 4 – dead ice blocks, 5 – water basins, 6 – directions of sediments' transport, 7 – tendencies for lowering of bottoms of depositional basins, 8 – general slope direction; explanation for D section: 1 – functioning of open denudational systems (O), 2 – functioning of closed systems (Z), 3 – basement (P)

Ewolucja niecek i dolin denudacyjnych w okolicach Łodzi w holocenie

Z przedstawionego powyżej przeglądu wynika, że kształtowanie podłódzkich peryglacialnych niecek i dolin denudacyjnych zakończyło się u progu holocenu złożeniem powszechnie stwierdzonej serii piasków górnych, ewentualnie także serii osadów lessopodobnych. Morfologiczny rozwój form denudacyjnych został na kilka tysięcy lat zablokowany w eholocenie przez trwałe wkroczenie formacji leśnych do centralnej Polski (Balwierz 2010; Twardy i in. 2014). Na ten fakt zwracał uwagę Dylik (1971): „*Lasy rozwinięte na przelomie plejstocenu i holocenu utrwaliły formy ukształtowania powierzchni Ziemi wytworzone w warunkach peryglacialnych ostatniego wieku zimnego. Do czasu też, w którym nastąpiło trzebienie lasów i rozwiniętej w ich miejscu intensywnej uprawy roli i hodowli, nie było żadnego godniejszego uwagi przeobrażenia dawnej rzeźby*”. W eo- i mezoholocenie oraz w starszej części neoholocenu procesy stokowe w dolinach denudacyjnych nie były aktywne, co wywołało hiatus w osadach. W skąpożywnych siedliskach centralnej Polski silniejsza antropopresja owocująca wznowieniem przemian ukształtowania terenu zaznaczyła się z początkiem epoki brązu, około 3700–3500 lat BP (Twardy 2008a, 2011; Twardy i in. 2014). Intensywnym przekształceniom podlegały liczne niecki i doliny denudacyjne (rys. 1, sygnatury 5–7). Istnieją przynajmniej dwie istotne przyczyny ich przyspieszonego rozwoju, który nastąpił po częściowym lub całkowitym usunięciu naturalnej szaty roślinnej:

1. niecki i doliny denudacyjne są formami zdolnymi skoncentrować wpływ powierzchniowy i wielokrotnie zwiększyć dynamikę spłukiwania. Uważa się, że w związku z tym tworzą elementarne systemy deluwalne (stokowe) – por. Teisseyre (1991), Janicki (2016);

2. doliny denudacyjne dzięki swojemu łagodnemu profilowi łączą środowiska wysoczyznowe z geosystemami den dolin rzecznych i teras, ułatwiając, a czasem wręcz umożliwiając lokalną komunikację.

Dostrzegano już wcześniej duże znaczenie małych dolinek z niewielkimi ciekami permanentnymi dla rozwoju i funkcjonowania osadnictwa (Kurnatowski 1966). W pradziejach również doliny denudacyjne mogły pełnić rolę arterii komunikacyjnych pomiędzy systemami dolin

rzecznych i otaczającymi je wysoczyznami (Twardy 2009, 2013).

W holocenskim rozwoju peryglacialnych form denudacyjnych (rys. 3, stadium I) można wyróżnić trzy zasadnicze etapy:

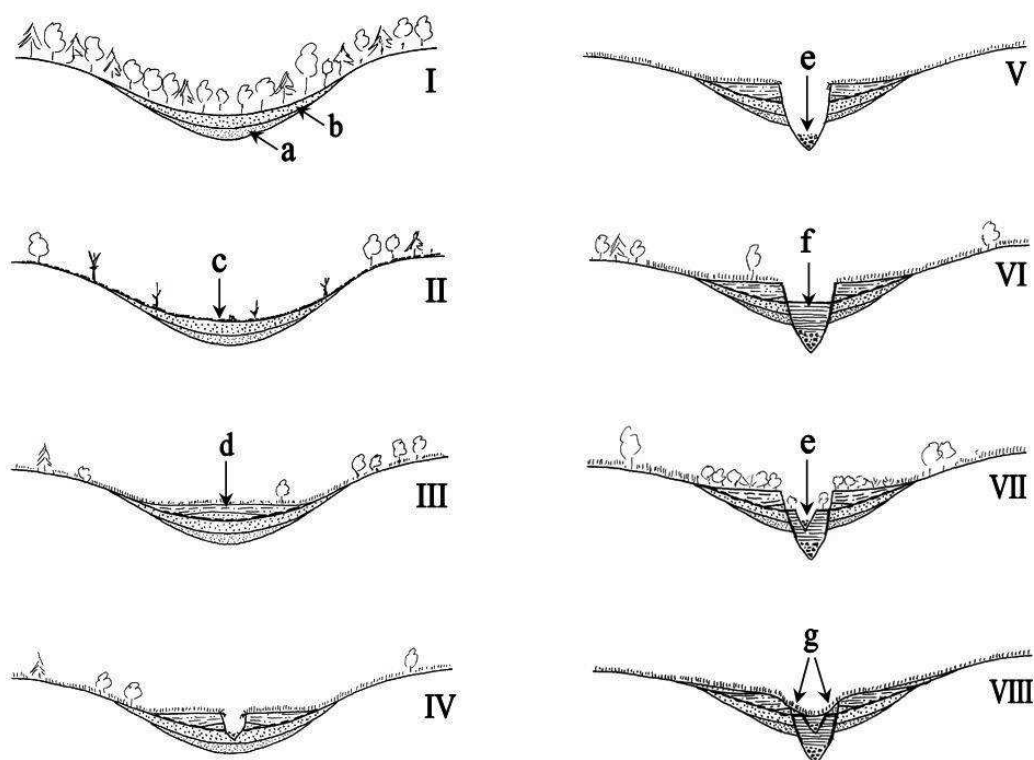
- a) rozwój denudacji mechanicznej, głównie spłukiwania, lecz także znacznie rzadziej stwierdzanych ruchów masowych, prowadzący do nadbudowywania den niecek i dolin denudacyjnych seriami neoholocenskich deluwiów (rys. 3, stadium II i III). Procesy te prowadziły do spadku wysokości względnych w obrębie dolin denudacyjnych;

- b) rozwój erozji wąwozowej w dolinach denudacyjnych (rys. 3, stadia IV–VII). Procesy erozyjne powiększały wysokości względne w dolinach denudacyjnych, lokalnie głębokość rozcięć sięgała około 7 m (Twardy 1995, 2005);

- c) rozwój denudacji agrotechnicznej (Zaslavskij 1978; Sinkiewicz 1989), prowadzący do szybkiego zacierania uprzednio wytworzonej żywej rzeźby erozyjnej i intensywnego spłaszczenia stoków dolin denudacyjnych (rys. 3, stadium VIII). Efekty tego rodzaju procesów, ściśle związanych ze zmechanizowaną uprawą ziemi, zachodzących z dużą dynamiką, określa się terminem agroplanacja (Sinkiewicz 1995). Występujące podczas uprawy procesy przemieszczania wierzchnich warstw gleby w dół stoku prowadziły do spadku wysokości względnych w obrębie form denudacyjnych, aczkolwiek lokalnie rzeźba terenu została urozmaicona szerokim inwentarzem drobnych form antropogenicznych, takich jak terasy rolne, wysokie miedze, antropogeniczne skarpy degradacyjne itp. (Sinkiewicz 1998).

Holocenskie osady wypełniające niecki i doliny denudacyjne

Osady stokowe, które powstały w centralnej Polsce w warunkach antropopresji, są bardzo zróżnicowane pod względem cech litologicznych. Zróżnicowanie tekstury tych osadów sięga aż 13 jednostek phi (od –8 do +7 phi). Zróżnicowane są również struktury młodych osadów stokowych wypełniających niecki i doliny denudacyjne, podkreślenia wymaga znaczny udział struktur masywnych. Podział i krótką charakterystykę holocenskich osadów stokowych przedstawiono w tabeli 2.



Rys. 3. Fazy przekształceń niecek i dolin denudacyjnych na Wzniesieniach Łódzkich w holocenie

główne serie osadowe: vistulian: a – seria piaszczysto-mułkowa w suchych dolinach denudacyjnych, późny vistulian: b – piaski drobno laminowane (górne) w suchych dolinach denudacyjnych, neoholocen: c – poziom pożarowy, d – piaski i mułki deluwialne, e – gruboziarniste proluwia, f – drobnoziarniste proluwia, g – diamiktony rolne

Phases of transformation of periglacial dells and periglacial valleys in the Łódź Hills during the Holocene

main sedimentary series: Vistulian: a – silty-sandy series in dry valleys, Late Vistulian: b – thinly laminated (upper) sands in dry valleys, Neoholocene: c – fire horizon, d – deluvial sands and silts, e – coarse-grained gully erosion deposits, f – fine-grained gully erosion deposits, g – tillage diamicton

Deluwia są osadem odpowiednim splukiwania rozproszonego, warstwowego oraz słabego splukiwania skoncentrowanego. W największych miąższościach (przeważnie do 1,5 m) występują we wklęsłych formach starszej rzeźby, takich jak peryglacialne niecki i doliny denudacyjne (rys. 3, sygnatura d). Są wówczas warstwowane i składają się z naprzemianległych warstw jasnych (mineralnych) piasków deluwialnych i ciemnych (próchnicznych) deluwialnych pyłów piaszczystych (Twardy 2000). W dolinach denudacyjnych tworzą soczewę osadów, zajmującą przeważnie całe dno formy denudacyjnej i przyczyniającą się do jego lokalnego spłaszczenia. W takich sytuacjach dochodzi do zmiany profilu poprzecznego doliny denudacyjnej z nieckowatego na płaskodenny (Krzemiński 1989). Deluwia budują także pokrywy stokowe, złożone w dolnych częściach i u podnóża stoków, wkraczające niejednokrotnie na dna dolin rzecznych (Kittel 2013). Powstawanie pokryw było związane ze słabszym

splukiwaniem, często jedynie rozproszonym i ogólnie mniejszą dynamiką procesów stokowych, zatem dominuje w tym przypadku masyczna struktura deluwii.

Proluwia są osadem odpowiednim splukiwania skoncentrowanego (bruzdowego), a szczególnie erozji wąwozowej (rys. 3, sygnatury e oraz f). Są gruboziarniste, słabo wysortowane, prawie wyłącznie mineralne, niemalże zupełnie pozbawione frakcji ilastych (tab. 2). Frakcyjne zróżnicowanie proluwii maleje wraz z przesuwaniem się do dystalnych części parowów – najbardziej jednolite są proluwia w strefach stożków proluwialnych, a najbardziej zróżnicowane te osady, które wypełniają formy erozyjne (Twardy 2003). Proluwia często nakrywają wcześniej złożone deluwia lub wypełniają utworzone w nich rozcięcia. Znane są także sytuacje, gdy tworzą przewarstwienia w holocenich seriach deluwialnych. Ich miąższości w dolnych odcinkach wąwozów przekraczają 2 m, a lokalnie sięgają 3 m.

Tabela 2

Cechy litologiczne holocenów wypełniających niecki i doliny denudacyjne

Lithological properties of Holocene deposits filling periglacial dells and valleys

Grupa genetyczna osadów <i>Genetic group of deposits</i>	Facja <i>Facies</i>	Cechy teksturalne <i>Textural features</i>	Cechy strukturalne <i>Structural features</i>	Cechy chemiczne <i>Chemical properties</i>
deluwia	piaski deluwialne	M_z 1–3 phi, δ_1 0,5–2, Sk_1 wzrasta wraz z drobnieniem ziarna	warstwowania płaskie, przekątne, ripplemarkowe	C org. średnio 0,54%, niska koncentracja Fe_2O_3 , silnie odwapnione
	deluwialne pyły piaszczyste	M_z 3–5 phi, δ_1 1,5–2,5, Sk_1 maleje wraz z drobnieniem ziarna	subhoryzontalna laminacja równoległa	C org. średnio 1,35%, koncentracja Fe_2O_3 nieco niższa niż w diamiktonach rolnych, silnie odwapnione lub bezwęglanowe
proluwia	-	M_z powyżej 1 phi, δ_1 1–6, Sk_1 ujemna, wzrasta wraz z drobnieniem ziarna	wypełniają koryta pojedynczego lub wielokrotnego wypełnienia, warstwowania rynnowe, w spągu bruki erozyjne ze zimbrykowanymi głazami	C org. 0,0–0,5%, (średnio 0,1%), $CaCO_3$ przeważnie bliskie zera z wyłączeniem serii powstałych z rozcinania poziomu <i>calcic</i>
koluwia	-	uzależnione od cech osadów źródłowych	osady masywne niezagęszczone	odzwierciedlają cechy poziomu akumulacyjnego i eluwialnego lub iluwialnego gleby
diamiktony rolne	-	M_z 2–4 phi, δ_1 2–3, Sk_1 dodatnia	osady bezstrukturalne zagęszczone	C org. średnio 1,18%, najwyższa koncentracja Fe_2O_3 , przeważnie 1–1,75%, odwapnione, za wyjątkiem poziomów które poddano wapnowaniu

Diamiktony rolne są geologicznym wskaźnikiem procesów denudacji agrotechnicznej. Zaznaczają się na stokach, które były poddane długotrwałej uprawie. W centralnej Polsce są one przeważnie piaszczyste, wysortowane bardzo słabo lub niewysortowane. Ich struktura jest zawsze masywna, co wynika z wielokrotnego mieszania osadu podczas orki i innych prac polowych. Są próchnicze, ciemne i bezwęglanowe, wykazują zwykle zagęszczenie (gęstość objętościowa do 2 g/cm^3), co jest wynikiem silnego ubijania wierzchniej warstwy osadów podczas prac polowych, prowadzonych za pomocą ciężkich ciągników i maszyn rolniczych. Cechują się największym rozprzestrzeniem spośród osadów stokowych, z zastrzeżeniem, że występują tylko na terenach nachylonych, które były przydatne do uprawy. Największe miąższości diamiktonów rolnych (do niemal 2,5 m) stwierdzono w dnach łagodnie zarysowanych dolin denudacyjnych. Źródłem tak wydajnej i szybkiej

akumulacji diamiktonów rolnych były w takich przypadkach oba przeciwległe stoki dolin denudacyjnych, które zaorywano nieprawidłowo – zgodnie z ich nachyleniem.

Do wyjątków należą sytuacje, w których stwierdzano występowanie **koluwiów**, a więc osadów odpowiednich ruchów masowych. Ich rzadkie występowanie związane jest przede wszystkim z niewystarczającymi warunkami morfometrycznymi do powszechnego rozwoju osuwisk w centralnej Polsce. Koluwia są pod względem cech tekstualnych i strukturalnych podobne do diamiktonów rolnych, albowiem podczas ich powstawania przemieszczane były jedynie przypowierzchniowe warstwy gruntu, głównie wierzchnie poziomy gleb. Przemieszczenie przez powolne pełznięcie gruntu lub płytke osuwiska zachodziło bez bezpośredniego udziału człowieka, aczkolwiek zapewne na terenach wcześniej wylesionych.

Chronologia przeobrażeń niecek i dolin denudacyjnych w okolicach Łodzi w holocenie

Pierwsze warstwy deluwiów na dnach dolin denudacyjnych pojawiły się około 3,5 tys. lat BP, w dolnej części stoku dużej doliny denudacyjnej w Dąbrówce Dużej (Wieczorkowska 1986, 1997). Przykryły one artefakty archeologiczne, najprawdopodobniej paleniska z węglami drzewnymi, datowane na 4650 ± 160 (LOD 208) i 3500 ± 160 lat BP (LOD 209). Faza wypełniania dolin denudacyjnych deluwiami glebowymi (Stochlak 1996) kontynuowała się w końcowej części subboreału oraz w fazach SA-1 i SA-2 subatlantyku (tab. 3). Zebrano stosunkowo liczne dowody (Twardy 2000, 2008a) akumulacji deluwiów na dnach dolin denudacyjnych, a także składania stożków deluwialnych u ich wylotu. Na stanowiskach Burzenin, Rogów VII, Strońsko, Brzeziny II, Borchówka i Kalonka deluwia datowano poprzez podścielające je gleby kopalne, a na stanowiskach Nowostawy, Ligota, Koziołki i Rogów (odsłonięcie 4) poprzez węgle drzewne z poziomów pożarowych (rys. 3, stadium II). Akumulacja neoholocentrycznych deluwiów w peryglacialnych nieckach i dolinach denudacyjnych jest powszechna, kontynuowała się ona przez ponad 3000 lat i ma

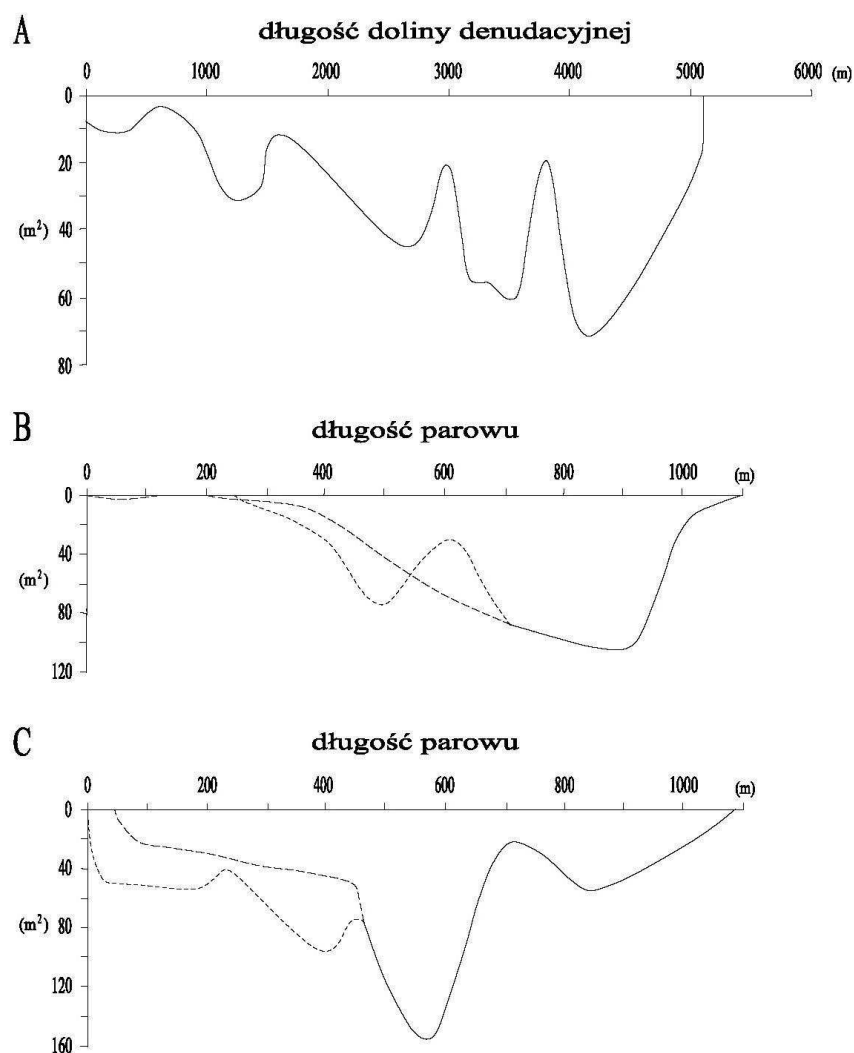
miejsce także obecnie, co dostrzegają Klatkova (1965). Neoholocentryczne deluwia, podobnie do gleb deluwialnych, nie zajmują jednak dużych arealów. Ich udział można szacować według Twardego (1999) na 2,77% ogółu powierzchni, a według Murasa (2003) na od 1,39 do 3,18%. Szczegółowo zbadana akumulacja deluwiów, analizowana wzdłuż biegu dużej doliny denudacyjnej pomiędzy Nowosolną a Wiączyniem (rys. 1), okazała się wyjątkowo nierównomierna (rys. 4, część „A”). Występuje tam szereg swoistych „basenów” sedymentacyjnych poprzedzielanych strefami, gdzie deluwiów jest zakumulowanych znacznie mniej. We wspomnianych basenach lokalnie zgromadziło się więcej deluwiów, co z jednej strony jest efektem ukształtowania formy denudacyjnej – przede wszystkim jej zmiennej głębokości i wahań szerokości jej dna, ale także rozmieszczenia miejsc, w których później doszło do intensywnej erozji wąwozowej. Pomimo niewielkich powierzchni zajmowanych przez deluwia, ich akumulacja przyczyniła się jednak do przeobrażeń morfologii form denudacyjnych. Uległy one spłyceniu, a ich profil poprzeczny zmienił się na łagodniejszy. W przypadku najbardziej miększej akumulacji deluwiów holocentrycznych w analizowanych formach wykształciły się partie płaskiego dna, co powoduje wyraźne zaznaczanie dolnej krawędzi stożków dolin denudacyjnych.

Tabela 3

Wyniki datowań holocentrycznych osadów wypełniających niecki i doliny denudacyjne oraz wąwozy (w latach konwencjonalnych BP)

Results of datings of Holocene deposits filling periglacial dells, periglacial valleys and gullies (in conventional years BP)

Akumulacja deluwiów i koluwiów w nieckach i dolinach denudacyjnych <i>Accumulation of deluvium and colluvium in periglacial valleys</i>			Rozwój wąwozów w nieckach i dolinach denudacyjnych <i>Development of gullies in periglacial dells and valleys</i>		
Nazwa stanowiska	Wynik datowania	Autor	Nazwa stanowiska	Wynik datowania	Autor
Burzenin	2940±50	Twardy (2008a)	Lipce Reymont.	1830±60	Twardy i in. (2004)
Rogów VII	2680±110	Twardy (2000)	Brzeziny I	1590±50	Twardy (2008a)
Strońsko	2590±50	Twardy (2008a)	Anielin-Lipka	1490±100	Twardy (1995)
Nowostawy	2250±110	Twardy (2008a)	Michałów	940±100	Twardy (1995)
Brzeziny II	2230±100	Twardy (2008a)	Rogów IV	790±90	Twardy (2000)
Ligota	2050±50	Twardy (2008a)	Anielin-Lipka	570±80	Twardy (1995)
Borchówka	1970±100	Twardy (2000)	Anielin-Lipka	480±70	Twardy (1995)
Kalonka	1940±120	Twardy (2000)	Brzeziny 2	460±80	Twardy (1995)
Koziołki	1070±50	Twardy (2008a)	Brzeziny 1	390±90	Twardy (1995)
Rogów, odsłonięcie 4	poniżej 200	Twardy (2008a)	Rogów, odsłonięcie 2	380±80	Twardy (1995)



Rys. 4. Zmiany objętości holoceneskiego wypełnienia dużej doliny denudacyjnej Nowosolna–Wiączyń (A) wzdłuż jej biegu i zmiany objętości parowu zachodniego w Anielinie–Lipce (B) i parowu w Brzezinach (C) na tle ich długości

liniami przerywanymi oznaczono poszczególne ramiona (odnogi) parowów

Fig. 4. Changes in the bulk of the Holocene infill of the large periglacial valley Nowosolna–Wiączyń (A) along its course and changes in the bulk of the western gully in Anielin–Lipka (B) and the gully in Brzeziny (C) against their length

dashed lines indicate the individual branches of gullies

Na następny ważny etap przeobrażeń niecek i dolin denudacyjnych miała wpływ erozja wąwozowa, która pojawiła się w okolicach Łodzi w fazach SA–2 i SA–3 okresu subatlantyckiego. W strefie krawędziowej Wzniesień Łódzkich, w terenie ukazującym sygnaturę 2 na rys. 1, można wyróżnić około 200 form wąwozowych, które obecnie osiągnęły stadium parowów. Ogólna długość parowów wynosi 32,1 km (Twardy 1995), z czego 37% rozcina dna i stoki interesujących nas dolin denudacyjnych. Przeważają roz-

cięcia w dużych dolinach denudacyjnych (28%), rozcinanie małych dolin i niecek denudacyjnych następowało znacznie rzadziej i wynosiło odpowiednio 5 i 4% przypadków. W najbardziej nas interesujących dużych dolinach denudacyjnych parowu rozcinały niemalże równie często stoki tych dolin (54,5%), co osiowe części ich den (46,5%). Rozcinanie osi dużych dolin denudacyjnych częściej występowało w ich środkowym odcinku (44% przypadków) niż w odcinkach dolnym i górnym (po 28% przypadków). Średnia

gęstość parowów wynosi $0,073 \text{ km/km}^2$, jest zatem około 13 razy mniejsza niż średnia gęstość niecek i dolin denudacyjnych (por. tab. 1). Trzeba jednak pamiętać, że lokalnie gęstość najlepiej rozwiniętych systemów parowów, na przykład parowów w Anielinie-Lipce lub w Brzezinach (rys. 1), jest wielokrotnie większa i wynosi odpowiednio $4,62$ i $4,03 \text{ km/km}^2$. W okolicach Łodzi występują dwa rodzaje parowów – odpowiedniki wyróżnionych przez Sobolewa (1948) parowów typu dolinnego (ros. *donnyje owragi*) i typu zboczowego (ros. *bieriegowyye owragi*), brak natomiast parowów typu wierzchołkowego. Parowy dolinne cechują się objętościami około $100\,000 \text{ m}^3$, łączną długością ramion wynoszącą kilka kilometrów, V-kształtnym profilem o charakterze wciosu w górnych odcinkach i profilem skrzynkowym poniżej. Parowy zboczowe są o rząd wielkości mniejsze, ich objętość nie przekracza $12\,000 \text{ m}^3$. Objętość parowów dolinnych waha się wraz z ich biegiem (rys. 4, części „B” i „C”), co wskazuje na ich charakterystyczną „paciorkowatą” postać. Najprawdopodobniej na wczesnych etapach swego rozwoju były one formami nieciągłymi, inaczej schodowymi (ang. *discontinuous gully* – Leopold i in. 1964), a reminiscencją ich nierównomiernego rozwoju jest kaskadowe ułożenie odcinków o zróżnicowanej objętości.

Z zebranych danych wnika, że zapoczątkowanie erozji wąwozowej na Wzniesieniach Łódzkich (rys. 3, stadium IV) nastąpiło 1830 ± 60 lat BP (LOD 877), co udało się uchwycić na stanowisku Lipce Reymontowskie (Twardy i in. 2004). Faza intensywnego rozcinania i powiększania się wąwozów (rys. 3, stadium V), odnotowana w zespołach parowów w Anielinie-Lipce i Brzezinach oraz w Michałowie i Rogowie IV, może być odnoszona do średniowiecza. Akumulacja na dnach parowów (rys. 3, stadium VI) była niemal synchroniczna z poprzednim stadium (V). Jest zapisem wydłużania się ramion wąwozów i przestrzennego rozwoju procesów erozji wąwozowej w ich zlewniach. Złożyły się na to zazębiające się ze sobą czynniki naturalne – przede wszystkim paleoklimatyczne, na przykład fluktuacje klimatu na początku małej epoki lodowej, a także czynniki antropogeniczne. Dochodziło wówczas do szybkiego powiększania się liczby ludności, wzrostu gęstości zaludnienia (Papińska 2002), przemian w organizacji rolnictwa i jego technicznym wyposażeniu, nazywanym rewolucją agrarną, oprócz tego następował szybki rozwój miast i towarzyszącej im wytwórczości. Gwałtownie rosło zapotrzebowanie na

rozmaite surowce, opał i budulec. Dochodziło zatem do obszernych karczunków lasów, indukowanych także zapotrzebowaniem na ziemię uprawną, niezbędną do wyżywienia dynamicznie przyrastającej liczby ludności miejskiej. Splot czynników naturalnych i antropogenicznych doprowadził do wzrostu aktywności procesów rzeźbotwórczych i wywoływał reakcję w geosystemach stokowych (Starkel 2005; Twardy 2005, 2008b, 2015). Przemiany rzeźby parowów zachodziły również w okresie nowożytnym, co stwierdzono na stanowiskach w Brzezinach 1 i 2 oraz w Rogowie (tab. 3).

W ostatnim 200-leciu (Twardy, Klimek 2008) przemianami morfologii niecek i dolin denudacyjnych w znacznym stopniu sterował już człowiek. Szczególnego znaczenia nabrały wspomniane w poprzednim rozdziale procesy denudacji agrotechnicznej, związane z mechaniczną uprawą ziemi. Doprowadziły one do bardzo dynamicznych zmian rzeźby świeżo wyciętych parowów (rys. 3, stadium VIII) i peryglacialnych form denudacyjnych. Geologicznym świadectwem tych procesów są masywne, silnie próchniczne diamiktony rolne (Twardy 2003). Ze względu na wielokrotne wymieszanie tworzącego je materiału występują trudności z datowaniem metodami radiometrycznymi. Wynik analizy ^{14}C próbki gleby z podłoża 2-metrowej miąższości diamiktonu rolnego w Burzeninie (tab. 3) wyniósł mniej niż 200 lat BP. Podobne wyniki dla tej kategorii osadów opublikowali Sinkiewicz (1998) i Szpikowski (2010). Procesy denudacji agrotechnicznej lokalnie doprowadziły do znacznego wypłycenia małych form denudacyjnych, zatarcia krawędzi form erozyjnych, złagodzenia stoków, a także do powstania progów, nazywanych także skarpami rolnymi, które rozwinęły się na granicach polno-leśnych i krawędziach pól uprawnych. W szczególnych przypadkach, przy niewłaściwej organizacji terenów rolnych i ich długotrwałej uprawie, małe formy denudacyjne uległy zupełnej niwelacji i przestały zaznaczać się w ukształtowaniu terenu, co opisano na nadwarciańskim stanowisku Brodnia (Twardy 2008a). Podobnie, część mniejszych i płytszych parowów stała się formami kopalnymi. Tak szybką ewolucję stosunkowo drobnych form erozyjnych udokumentowano na stanowiskach Rogów IV (Twardy 2000) oraz Brzeziny I i II (Twardy 2008a).

Podkreślić należy, że istnieją różnice regionalne okresów rozwoju wąwozów w Polsce. Zapoczątkowanie erozji wąwozowej w pasie wyżynnym było związane z kolonizacją przez

pradziejowe społeczności rolnicze obszarów o żyznych i urodzajnych oraz łatwych do uprawy glebach nalessowych. Powstawanie wąwozów może być tam odnoszone do okresu neolitu i wiązane przede wszystkim z działalnością przedstawicieli kultury pucharów lejkowatych (Śnieszko 1995; Kruk i in. 1996). Wąwozy lessowe Polski południowo-wschodniej rozwijały się w kilku fazach – neolitycznej (np. wąwóz w Kolonii Celejów – 5820±150 lat BP, por. Ródk 2010), wczesnej epoki brązu (np. wąwóz w Dołach Podmularskich – 3578±21, 3410±35, 3240±113 i 3228±32 lat BP, por. Dotterweich i in. 2012) oraz średniowiecznej i okresu nowożytnego (np. wąwóz w Jedlicznym Dole – 714±25, 388±23 i 385±21 lat BP, por. Schmitt i in. 2006). Swego rodzaju wspólnym mianownikiem w rozwoju wyżej wymienionych systemów wąwozowych jest faza średniowieczna, której początek może być odnoszony do wczesnego średniowiecza (1122±21 lat BP – stanowisko Doły Podmularskie), pełnego średniowiecza (714±25 lat BP – stanowisko Jedliczny Dół) oraz późnego średniowiecza (XV wiek – stanowisko Kolonia Celejów).

Z obszaru Polski niżowej nieco więcej danych o rozwoju wąwozów pochodzi z Pojezierza Suwalskiego (Smolska 2005). Zapoczątkowanie rozwoju wąwozu w Stańczykach nastąpiło 3500±150 lat BP, natomiast rozwój wąwozu w Udziejku Górnym rozpoczął się wyraźnie później (2240±100 lat BP). Procesy erozji wąwozowej na tym terenie kontynuowały się także w średniowieczu – w jego wczesnej części (1310±70, 890±90 i 690±60 lat BP) oraz w późnym średniowieczu (480±90 lat BP).

Z przytoczonych danych wynika, że wąwozy centralnej Polski są formami stosunkowo młodymi. W opinii autora impuls do ich rozwoju dały przemiany środowiskowe wygenerowane dopiero przez przedstawicieli kultury przeworskiej – jednej z ostatnich kultur pradziejowych. Społeczności kultury przeworskiej uważane są za prężne i ekspansywne, nastawione na zdecydowaną eksploatację środowiska (Godłowski 1983, 1985; Skowron 2012), która była lokalnie drastyczna i prowadziła do radykalnych zmian środowiskowych (Woyda 2002).

Podsumowanie

Ewolucja niecek i dolin denudacyjnych powstałych w okolicach Łodzi miała swoją kontynuację w holocenie. Wraz ze zmianą klimatu

z peryglacialnego na umiarkowany procesy rzeźbotwórcze przemodelowujące vistuliańskie formy denudacyjne uległy pewnym przemianom, zarówno jakościowym jak i w aspekcie ich intensywności. Nadal występowało splukiwanie rozproszone i skoncentrowane, które w młodszej części subboreału i w neoholocenie prowadziło do wypełniania niecek i dolin denudacyjnych seriami próchnicznych deluwiów antropogenicznych. W nieckach i dolinach denudacyjnych wyraźnie zaznaczyły się efekty epizodycznych, gwałtownych spływów wód pochodzących przede wszystkim z ulew i wydajnych roztopów. Skoncentrowane spływy powierzchniowe o wysokiej energii doprowadziły do wycięcia wąwozów w peryglacialnych formach denudacyjnych. Blisko 2000 lat kształtowania się wąwozów spowodowało, że większość z nich osiągnęła obecnie stadium dojrzałe – przekształciły się w parowy o ustabilizowanych stokach i dnie. W nielicznych sytuacjach, szczególnie w przypadku mniejszych i płytszych parowów położonych w strefach gdzie procesy erozji i denudacji były wyjątkowo nasilone i długotrwałe, doszło do ich zupełnego zatarcia i stały się one formami kopalnymi. W ciągu ostatnich kilkuset lat w nieckach i dolinach denudacyjnych zaznaczyły się także procesy rzeźbotwórcze, które nie występowały wcześniej. Była to denudacja agrotechniczna, zachodząca wyłącznie przy aktywnym udziale człowieka, która opiera się na energii dostarczanej do systemu stokowego w sposób sztuczny – pochodzi ona przede wszystkim z pracy maszyn rolniczych podczas uprawy ziemi.

Należy podkreślić, że holocenska kontynuacja ewolucji niecek i dolin denudacyjnych zachodzi przez ostatnie 3,5 tys. lat w warunkach antropopresji. Człowiek przez swoją gospodarke indukujecie procesy geomorfologiczne i bezpośrednio lub tylko pośrednio wpływa na ich dynamikę, bardzo często przyczyniając się do przyspieszenia ich działania. Tereny Polski Środkowej są najczęściej postrzegane jako niezagrożone denudacją i erozją, w związku z czym procesów niszczących, w tym procesów stokowych, nie kontroluje się ani im nie zapobiega. Do rzadkości należą sytuacje, w których na drodze prac inżynierskich niweluje się skutki nasilonego splukiwania czy erozji wąwozowej. Te niejednokrotnie drobne efekty działania denudacji i niewielkie zmiany rzeźby koncentrują się i potęgują w sieci niecek i dolin denudacyjnych o vistuliańskich korzeniach, co powoduje, że efekty holocenskigo cyklu rzeźbotwórczego są tam stosunkowo łatwo zauważalne.

Literatura

- Balwierz Z. 2010. Analiza pyłkowa osadów torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) *Torfowisko Żabieniec – warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 179-190.
- Dotterweich M., Rodzik J., Zgłobicki W., Schmitt A., Schmidtchen G., Bork H-R. 2012. High resolution gully erosion and sedimentation processes, and land use changes since the Bronze Age and future trajectories in the Kazimierz Dolny area (Nałęczów Plateau, SE-Poland). *Catena* 95: 50-62.
- Dylik J. 1971. Województwo ze stolicą bez antenatów. ŁTN, Łódź: 1-188.
- Godłowski K. 1983. Człowiek a środowisko w okresie lateńskim, rzymskim i wędrowek ludów. W: J. Kozłowski, S. Kozłowski (red.) *Człowiek i środowisko w pradziejach*. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa: 286-308.
- Godłowski K. 1985. Przemiany kulturowe i osadnicze w południowej i środkowej Polsce w młodszym okresie przedrzymskim i w okresie rzymskim. *Prace Kom. Archeolog.*, 23, Ossolineum, Wrocław-Warszawa: 1-213.
- Janicki G. 2016. System stoku zmywowego i jego modelowanie statystyczne – na przykładzie Wyżyn Lubelsko-Wołyńskich. Wyd. UMCS, Lublin: 1-308.
- Kittel P. 2013. Slope and river inorganic deposits as indicators of marked human impact, in the light of research in the Ner River basin (central Poland). *Archaeologia Polona* 49: 71-86.
- Klatkova H. 1954. Niecki korazyjne w okolicach Łodzi. *Biuletyn Peryglacjalny* 1: 69-75.
- Klatkova H. 1958. Studium morfodynamiczne pewnego wąwozu w Górach Świętokrzyskich. *Acta Geographica Lodziensia* 8: 99-194.
- Klatkova H. 1961. Problemes de l'origine et de l'age des valles en berceau. INQUA VI-th Congress, Warszawa-Łódź, Poland, August-September 1961. Abstract of papers, suppl., PWN: 18-19.
- Klatkova H. 1964. Phases of dry valleys and dells development during the last cold period. 20-th International Geographical Union Congress, London 1964. Abstract of papers, suppl.: 16.
- Klatkova H. 1965. Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 19: 1-144.
- Klatkova H. 1984. Osady depozycji naśnieżnej późnego wistulianu. *Acta Geographica Lodziensia* 50: 51-72.
- Klatkova H. 1989a. Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 59: 61-74.
- Klatkova H. 1989b. The incorporation of closed depressions into the open erosional system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian. *Quaestiones Geographicae*, Spec. Issue 2: 83-91.
- Klatkova H. 1990. Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 8-18.
- Klatkova H. 1997. Zagłębienia bezodpływowe w Polsce Środkowej i przydatność analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 1: 23-45.
- Kruk J., Alexandrowicz S., Milisaukas S., Śnieszko Z. 1996. Osadnictwo i zmiany środowiska naturalnego wyżyn lessowych. Studium archeologiczne i paleogeograficzne nad neolitem w dorzeczu Nidzicy. Inst. Arch. i Etnogr. PAN, Kraków: 1-140.
- Krzemiński T. 1989. Powiązania form dolinnych środkowej Polski z obiegiem wody w małych zlewniach. *Acta Geographica Lodziensia* 59: 95-119.
- Kurnatowski S. 1966. Przemiany techniki uprawy roli w czasach między epoką brązową i wczesnym średniowieczem, a rozmieszczenie stref zasiedlenia. *Studia z Dziejów Gospodarstwa Wiejskiego* 8: 92-99.
- Leopold L., Wolman M., Miller J. 1964. Fluvial processes in geomorphology. W.H. Freeman & Co., S-F, London.
- Majecka A., Balwierz Z., Forysiak J., Twardy J. w druku. Eemian and Vistulian (Weichselian) development of the meltout depression on the watershed between the Mroga and Mrożyca Rivers (Central Poland) based on lithological and pollen analysis. *Quaternary International*.
- Muras M. 2003. Powierzchniowe występowanie wistuliańskich i holocenijskich serii stokowych i rzecznych na wschodnim (dorzecze Rawki) i zachodnim (dorzecze Warty) obrzeżeniu Wyżyny Łódzkiej. Maszynopis pracy magisterskiej, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, WNG UŁ, Łódź: 1-95.
- Papińska E. 2002. Wpływ antropopresji na przemiany środowiska geograficznego województwa łódzkiego (w granicach z lat 1975-98). *Acta Geographica Lodziensia* 81: 1-172.
- Rodzik J. 2010. Influence of land use on gully system development (case study: Kolonia Celejów loess catchment). W: J. Warowna, A. Schmitt (red.) *Human impact on upland landscapes of the Lublin region*. Kartpol, Lublin: 195-209.
- Schmitt A., Rodzik J., Zgłobicki W., Russok Ch., Dotterweich M., Bork H-R. 2006. Time and scale of gully erosion in the Jedliczny Dol gully system, south-east Poland. *Catena* 68: 124-132.
- Sinkiewicz M. 1989. Zmiany rzeźby terenu Pojezierza Kujawskiego pod wpływem procesów sto-

- kowych. *Studia Societatis Scientiarum Torunensis*, C, 9, 6: 1-104.
- Sinkiewicz M. 1995. Przeobrażenia rzeźby terenu i gleb w okolicy Biskupina wskutek denudacji antropogenicznej. W: W. Niewiarowski (red.) *Zarys zmian środowiska geograficznego okolic Biskupina pod wpływem czynników naturalnych i antropogenicznych w późnym glacie i holocenie*. Ofic. Wyd. „Turpres”, Toruń: 247-297.
- Sinkiewicz M. 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej. Wyd. UMK, Toruń: 1-103.
- Skowron J. 2012. Z badań nad specyfiką kulturową strefy zasiedlenia dorzecza Bzury w młodszym okresie przedrzymskim i okresie rzymskim. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 45: 93-136.
- Smolska E. 2005. Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). WGiSR UW, Warszawa: 1-146.
- Sobolew S.S. 1948. Razwitiye erozyonnych procesow na tieritorji jewropiejskoj czasti SSSR i borba s nimi. Izd. Akad. Nauk SSSR, 1. Moskwa-Leningrad: 1-308.
- Starkel L. 2005. Anthropogenic soil erosion since the Neolithic in Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* 139: 189-201.
- Stochlak J. 1996. Osady deluwialne – nieodłączny efekt procesu spłukiwania i propozycja ich podziału. Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe „Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją”, Prace Naukowe, t. 2, Puławy: 111-132.
- Szpikowski J. 2010. Antropogeniczne przekształcenia rzeźby zlewni Perznicy w neoholocenie (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty). Wyd. Nauk. UAM, Poznań: 1-210.
- Śnieszko Z. 1995. Ewolucja obszarów lessowych Wyżyn Polskich w czasie ostatnich 15 000 lat. *Prace Naukowe Uniw. Śl.* 1107: 1-124.
- Teisseyre A. K. 1991. The deluvial (slopewash) system: A proposal. *Bulletin of Polish Academy of Sciences, ser. Earth Sci.* 39 (4): 381-388.
- Twardy J. 1995. Dynamika denudacji holocenskiej w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 69: 1-213.
- Twardy J. 1999. Obraz deluwii holocenskich na Szczegółowej Mapie Geologicznej Polski w skali 1:50 000. Materiały XLVIII Zjazdu PTG, Łódź, t. 2: 158-161.
- Twardy J. 2000. Deluwia neholocenskie – przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 78: 135-173.
- Twardy J. 2003. Cechy sedymentologiczne neholocenskich osadów stokowych na Wyżynie Łódzkiej i ich wartość interpretacyjna. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 25-44.
- Twardy J. 2005. Gully erosion in middle Poland. W: J. Rejman, W. Zglobicki (red.) *Human impact on sensitive geosystems*. UMCS, Lublin: 129-142.
- Twardy J. 2008a. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. UŁ, Łódź: 1-292.
- Twardy J. 2008b. Fazy transformacji rzeźby środkowej Polski w warunkach antropopresji w świetle badań geosystemów eolicznych, stokowych i rzecznych. *Landform Analysis* 9: 324-328.
- Twardy J. 2009. Bezpośredni zapis działalności gospodarczej człowieka w osadach stokowych i eolicznych w centralnej Polsce. „Środowisko-Człowiek-Cywilizacja”, t. II, Poznań: 323-328.
- Twardy J. 2011. Influence of man and climate changes on relief and geological structure transformation in central Poland since the Neolithic. *Geographia Polonica* 84, Spec. Issue 1: 163-178.
- Twardy J. 2013. Pradziejowa kolonizacja małych dolin rzecznych środkowej Polski i jej konsekwencje dla rozwoju rzeźby. *Landform Analysis* 24: 97-106.
- Twardy J. 2015. Reakcja geogenicznych składowych środowiska centralnej Polski na antropopresję i zmiany klimatu w średniowieczu. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologiczna* 46: 313-335.
- Twardy J., Klimek K. 2008. Współczesna ewolucja strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego. W: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (red.) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. SGP, IGiPZ PAN, IGiP UJ, Kraków: 229-270.
- Twardy J., Kamiński J., Moszczyński J. 2004. Zapis gospodarczej i osadniczej działalności człowieka z okresu lateńskiego i rzymskiego w formach i osadach Polski Środkowej. W: D. Abłamowicz, Z. Śnieszko (red.) *Zmiany środowiska geograficznego w dobie gospodarki rolno-hodowlanej. Studia z obszaru Polski. Muz. Śląskie w Katowicach, Stow. Nauk. Archeol. Polskich, O/ Katowice, Katowice*: 197-221.
- Twardy J., Forsyś J., Żurek S. (red.). 2010. Torfowisko Żabieniec – warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 1-214.
- Twardy J., Forsyś J., Kittel P. 2014. Evolution of vegetation, relief and geology in Central Poland under anthropopressure. W: E. Kobojeck, T. Marszał (red.) *Origin and relief of Central Poland and its anthropogenic transformation*. Łódź University Press: 57-94.
- Wieczorkowska J. 1986. Efekty spłukiwania wistuliankiego i holocenskiego na krawędzi Wy-

- żyny Łódzkiej. Streszczenia referatów II Zjazdu Geografów Polskich w Łodzi: 27-28.
- Wieczorkowska J. 1997. Przykłady parowów na krędy Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensis, Folia Geographica Physica* 1: 258-261.
- Woyda S. 2002. Źródło żywołów. Mazowieckie Centrum Metalurgiczne z czasów Imperium Rzymskiego (I wiek p.n.e. – IV wiek n.e.). *Archeologia Żywa* 1: 7-13.
- Zaslavskij M.N. 1978. Erozja počv. Izdat. "Mysl", Moskwa.

Summary

The paper presents the Holocene continuation of the development of periglacial dells and valleys which are now dry, investigated by Professor H. Klatkova in the 50s and 60s of last century (Fig. 1, signatures 1 and 4). The first two chapters show the contributions of the above-mentioned author in the knowledge of the evolution of these denudation forms, summarized in the paper titled "Denudation dells and valleys in the vicinity of Łódź", published in 1965 in volume no 19 of this journal. The main sedimentary series which refer chronologically to the late stage of the Saalian Glaciation, Eemian Interglacial, Vistulian up to the Vistulian/Holocene transition were recalled. In addition, the concept of the transformation of closed denudation systems (depressions without outlet) into open denudation systems (denudation valleys), published by

H. Klatkova at the turn of the 80s and 90s was discussed and illustrated (Fig. 2).

Against the background of Prof. H. Klatkova's achievements the results the author's own research on Holocene deposits filling periglacial dells and valleys and the gullies dissecting them are presented. Three main stages of the Holocene transformation of periglacial denudation forms were distinguished (Fig. 3): 1) filling up of dells and valleys with sandy and silty delluvium originating due to soil erosion under human impact (cf. Fig. 3, section III); 2) dissecting of dells and valleys through Neoholocene gullies (cf. Fig. 3, sections IV-VII); 3) further transformation of denudation forms and gullies due to tillage erosion (cf. Fig. 3, section VIII). The four main series of deposits filling denudation forms were characterized (Tab. 2) as well as their Neoholocene age, which was established (Tab. 3). These series are as follow:

- a) widespread delluvium (Fig. 3, signature d) which originated from slopewash and soil erosion in the stage 1;
- b) rare colluvium which resulted from mass movements also in stage 1;
- c) gully erosion deposits which are usually coarse-grained (Fig. 3, signatures e and f), formed during dissection of dells valleys in stage 2;
- d) tillage diamictons (Fig. 3, signature g) which are geological proofs of tillage erosion processes, intensively developing in stage 3.

UWAGI O POLIGENEZIE RZEŻBY GÓR (NA PRZYKŁADZIE KARPAT)

The remarks on the polygenesis of mountains relief (exemplified by the Carpathians)

LESZEK STARKEL*

Zarys treści. Rzeźba Karpat ma cechy rzeźby poligenicznej i polichronicznej. O poligenizie mówimy w dwojakim sensie. Młode formy modelowane są obecnie przy współdziałaniu różnych procesów (najczęściej erozji wody płynącej, sufozji i ruchów masowych). Zasadnicze formy obecnej rzeźby zostały przeważnie ukształtowane w odległej przeszłości w zmieniających się warunkach klimatycznych i tektonicznych. Oddziedziczona rzeźba dotąd zachowana była także w zależności od odporności skał podłoża stale adaptowana do nowych warunków. Szczególnie wyraźny zapis tej adaptacji dotyczy w analizowanym regionie ostatniego cyklu glacialno-interglacialnego czwartorzędu.

Słowa kluczowe: poligeniza rzeźby, rzeźba polichroniczna, Karpaty

Abstract. The relief of the Carpathians has the features of a polygenic and polychronic landscape. On polygenesis, we may talk in a double context. The young forms are developing at the present time by cooperation of various processes (mainly erosion of flowing water, piping and gravitational movements). The fundamental forms of the existing mountain relief were created usually in the distant past under varying tectonic and climatic conditions. The inherited relief has been preserved depending on the resistance of bedrock being permanently adapted to changing conditions. Particularly distinct markers of that adaptation in the Carpathians were left by the last glacial-interglacial cycle.

Keywords: polygenic relief, polychronic relief, Carpathians

Wprowadzenie

Cechą istniejącej rzeźby gór jest poligeniza. Korzenie rzeźby tkwią przeważnie w bardzo odległej przeszłości. Równocześnie postępujące stale zmiany są efektem współdziałania różnych procesów, przeważnie uwarunkowanych klimatycznymi zmianami, rzadziej ruchami tektonicznymi, a ostatnio także ingerencją człowieka (Starkel 2014).

Większość obecnie rozwijających się form stokowych i dolinnych jest efektem zróżnicowanych przestrzennie różnych procesów denudacyjnych, które ulegają przemianom w czasie.

O poligenizie rzeźby możemy zatem mówić w dwojakim sensie. Formy dziś powstające modelowane są albo przez długotrwały proces sekularny, albo przez szereg procesów ekstremalnych, których rola w trakcie dojrzewania tych form lub adaptacji do nowych warunków może ulegać zmianie (Starkel 1986). Mówimy o poligenizie współcześnie powstających form.

Równocześnie areną działających dziś procesów jest rzeźba, odziedziczona z okresów o innym klimacie i różnych procesach tektonicznych, której przetrwanie zależało przede wszystkim od odporności skał podłoża. Mówimy o rzeźbie metachronicznej, która była stale dopasowywana do zmieniających się warunków klimatycznych i baz erozyjnych.

Poligeniza współczesna

Rzeźbę dzisiejszej strefy umiarkowanej Europy zajętej poza wysokimi pasmami przez piętra leśne charakteryzują w przewodzie stoki wypukło-wklęsłe, niekiedy podcięte przez erozję boczną, odziedziczone po morfogenezie peryglacialnej (Starkel 1960, 2005). Procesami sekularnymi, które dziś ją modelują są ługowanie i spłukiwanie. Istotne zmiany następują po przekroczeniu wartości progowych trzech składowych obiegu wody (spływu powierzchniowego, infiltracji i spływu śródpokrywowego), odzwierciedlających się w spłukiwaniu (wraz z erozją

* Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, ul. Św. Jana 22, 31-018 Kraków

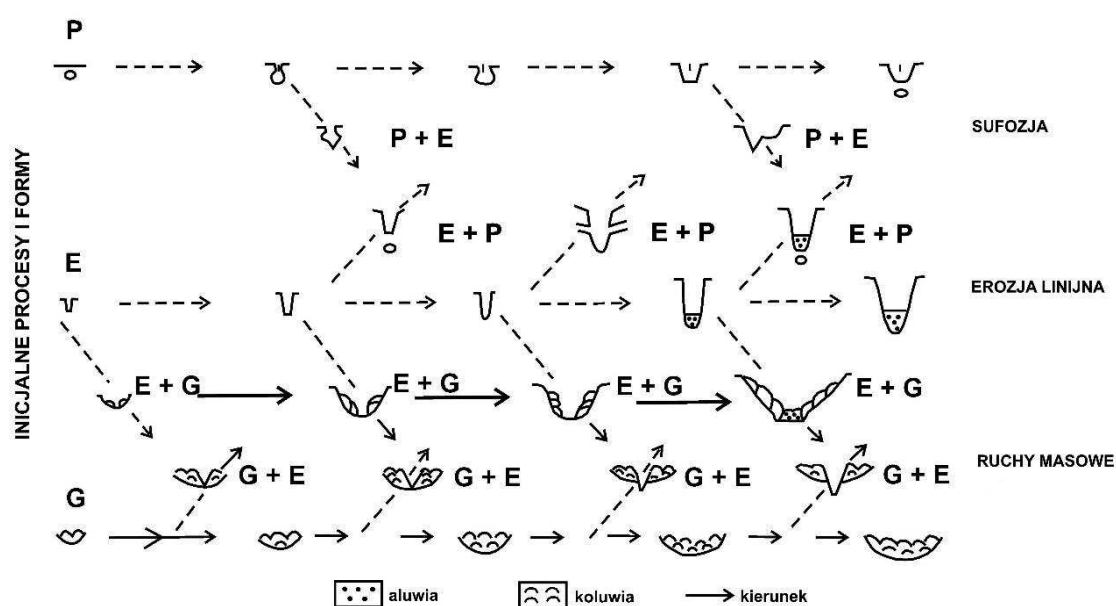
linijną), sufozji (często ze związanym z nią ługowaniem) i procesach osuwiskowych.

Staje się to częściej możliwe po zniszczeniu zwartej szaty roślinnej. Dominujące w naturalnych ekosystemach procesy sekularne o małym natężeniu nie stwarzają warunków do rozwoju nowych form poligenicznych, wpływając jedynie na przekształcenie pokryw glebowych.

Splukiwanie na wylesionych uprawianych stokach prowadzi do powstawania żłobin a przy natężeniach opadów 1–4 mm/min debrzy i wąwozów (Gil 1998; Starkel 1997). Przewaga spływu śródpokrywowego w czasie opadów rozlewnych prowadzi do powstawania kanałów,

ślepych dolinek sufozyjnych i w końcu otwartych wąwozów (Czepe 1960; Starkel 1960). Szczególnie aktywnie rozwijają się odcinki źródłowe (Wrońska-Wałach 2009). Rosnąca pojemność wodna zwietrzelin prowadzi w czasie długotrwałych opadów do uplastycznienia i upłynnienia gruntów i ruchów masowych (Gil, Starkel 1979).

Te trzy grupy procesów współdziałając ze sobą, prowadzą do powstawania na stokach rozcięć typu wąwozów lub wciosów, które w miarę dojrzewania przekształcają się w dolinki płaskodenne a nawet nieckowate (rys. 1) (Starkel 1960, 2011).



Rys. 1. Współdziałanie trzech procesów w ewolucji małych dolin erozji linijnej (E), sufozji (P) i ruchów masowych (G)

strzałki pokazują kierunek w przekształcaniu przekroju poprzecznego (Starkel 2011)

Coexistence of three processes in the evolution of gullies: erosion (E), piping (P) and mass movements (G)

arrows show directions in the evolution of the transversal profile (Starkel 2011)

W czasie intensywnych opadów dochodzi do zaburzenia równowagi mas na większych powierzchniach i powstawania lub odnawiania dużych skalnych osuwisk, których dalszy rozwój zależy m.in. od możliwości odprowadzania rumowisk przez sieć rzeczną. Klasycznym przykładem może być szczegółowo zbadane osuwisko Zapadle w dolinie Bielanki (Gil, Kotarba 1977) i osuwisko na zboczu w dolinie Ropy (Dauksza, Kotarba 1973). Duże formy osuwiskowe są często drenowane przez stałe odwadnianie i pogłębianie rozcięć, w których nisze

lejów źródłowych ulegają cofaniu (Starkel 1960; Ziętara 1968).

W kształtowaniu nowych form istotną rolę odegrały zdarzenia ekstremalne, których charakter i funkcja zmienia się wraz z wysokością. W Tatrach w piętrze krioniwalnym ponad granicą lasu istotną rolę odgrywają procesy mrozowe, które modelują zarówno odziedziczone po zlodowaczeniu ściany skalne, jak i przekształcane stożki usypiskowe i łagodne podnóża (Kotarba 1984; Rączkowska 2007). Są to krioniwalne procesy grawitacyjne wzbogacane przez letnie

opady ulewne, które uruchamiają spływy gruzowe także niżej w piętrach leśnych (Kotarba 1994). Analiza termiki i opadów w cyklu rocznym w strefie górnej granicy lasu przeprowadzona przez Kłapę (1980) wykazała, że szczególne znaczenie odgrywa koegzystencja letniej pory pluwalnej i dwóch krótkich przejściowych pór niweopluralnej i pluwniwalnej z częstymi przejściami temperatury przez 0°, które łącznie decydują o rozwoju w tym piętrze stożków piargowych (Kotarba 1997).

Poligenieza rzeźby odziedziczonej

Rzeźba denudacyjna gór i wyżyn Europy środkowej ma starsze założenia, sięgające orogenezy alpejskiej (Karpaty) a nawet okresów wcześniejszych (Sudety i Góry Świętokrzyskie), może też dotyczyć podniesionych obszarów platformowych. Poszczególne etapy podnoszenia, rozcinania i zrównywania znajdują swe odbicie w piętrowości form rzeźby, które na podstawie nielicznych zachowanych fragmentów pokryw zwietrzelinowych lub na przedpolu osadowych datowane są na różne okresy geologiczne. Wyżej położone elementy rzeźby (starsze) zbudowane są na ogół z bardziej odpornych skał, a ich spłaszczenia przyjmowane były za resztki kilku schodowych powierzchni zrównań lub pedymentów (Klimaszewski 1965; Starkel 1965, 2014). Mają one jednak charakter strukturalny, związany z niedawno rozpoznaną tektoniczną transformacją w etapie regresji nasuwczej związanej z kolapsem grawitacyjnym (Jankowski, Margielewski 2014).

Najmłodszy i najniższy z poziomów w Karpatach fliszowych tzw. przydolinny datowany jest na dolny czwartorzęd (por. Zuchiewicz 2010). Poziomy spłaszczeń nie odzwierciedlają idealnie pierwotnej rzeźby strukturalnej, która została zdegradowana. Świadczą o tym leżące niżej pokrywy stokowe, jak i powstałe w obrębie grzbietów czwartorzędowe terasy krioplanacyjne (Ziętara 2002).

Badania stokowych pokryw peryglacialnych z ostatniego glaciału (Dziewański, Starkel 1967; Klimaszewski 1971) jak też zachowanych kriopedymentów (Czudek, Demek 1973; Czudek 2001) wskazują na istotną rolę rozwoju i degradacji zmarzliny w przekształceniu rzeźby fliszowych Karpat. Śladem skały obniżenia w ostatnim glacialu grzbietów wododzielnych, zbudowanych z mniej odpornych ogniw fliszu, są miąższe do 15–20 m pokrywy soliflukcyjne

i deluwialne złożone u podnóży stoków (Dziewański, Starkel 1967), będące produktem procesów sekularnych, a w niewielkim stopniu także ekstremalnych. Szczegółowe badania nad stratyografią osadów rzecznych i stokowych z ostatniego glaciału (Starkel i in. 2007; Gębica i in. 2015) pokazują, że mieliśmy w ciągu tych 100 tys. lat szereg wahań klimatycznych różnej długości. Szczególne przekształcenia miały miejsce w czasie kilku gwałtownych ociepleń, połączonych z zanikaniem zmarzliny w okresie interple-niglacjalnym 50–30 ka BP i okresie późnoglacialnym 15–11 ka BP (Korup i in. 2010; Gębica i in. 2015). Wtedy wiele stoków uległo przeobrażeniom, niekiedy czytelnym do dziś. Następową wówczas przebudowa obiegu wody na stokach związana z zanikiem zmarzliny. Większość stoków dzisiejszego piętra leśnego zachowało nadal cechy rzeźby tego ostatniego okresu peryglacialnego. Jedynie w korzystnych warunkach geologicznych doszło do przekraczania na stokach wartości progowych przez holoceneskie procesy erozyjne, sufozyjne a zwłaszcza przez ruchy osuwiskowe (Margielewski 2006; Starkel i in. 2013).

Niestety w minimalnym stopniu zwraca się uwagę na przyczyny braku czwartorzędowych pokryw zwietrzelinowych i koluwalnych z okresów starszych od ostatniego glaciału i holocenu. Tymczasem te wielokrotne okresy ociepleń i ochłodzeń czwartorzędowych musiały znaleźć odbicie w glebach interglacialnych czy w koluwiach okresów chłodnych. Wysoko wyniesione grzbiety były zlodowacone, rozległe było natomiast piętro kroniczne w okresach ochłodzeń.

Rzeźba wyniesionych masywów musiała być zatem przekształcana i obniżana wielokrotnie. Denudacji sprzyjało pogłębianie dolin w wyniku ruchów podnoszących, które w Karpatach sięgały rzędu 100 m w skali czwartorzędu (Starkel 1965; Zuchiewicz 2010).

Poligeniczny i polichroniczny charakter mają też stopnie erozyjno-akumulacyjnych teras w dolinach górskich, które zostały przekształcone przez denudację krawędzi i akumulację pokryw stokowych w wypukło-wklęsłe stoki (Starkel 2014). Pogłębianiu dużych dolin towarzyszyło rozcinanie lejów źródłowych i ożywienie procesów osuwiskowych.

Niemal zupełny brak śladów starszych od ostatniego glaciału pokryw glebowych i stokowych, poza formami glacialnymi w wyższych górach i aluwiami na przedpolu, świadczy o efektywności procesów ostatniego cyklu, który

zatarł w górach średnich ślady starszych faz peryglacjalnych. Jest to równocześnie dowodem plejstocenijskiej poligeniczności i polichroniczności rzeźby stoków i dolin, szczególnie na mniej odpornych ogniwach karpacciego fliszu (Starkel 2014). Pośrednim przykładem zależności stopnia przekształceń od odporności podłoża może być zachowanie fragmentu staroplejstocenijskiej terasy, o wysokości do 100 m ze żwirami, położonej na odpornej ławicy piaskowcowej a w sąsiedztwie wykształcenie się na małoodpornych łupkach pagórkowatej rzeźby denudacyjnej, wznoszącej się jedynie do 50 m nad poziom współczesny koryt rzek (Starkel 1965).

Poligeneza i polichroniczność istniejącej rzeźby gór

Rzeźba gór i wyżyn południowej Polski ma stare założenia, jest zarówno poligeniczna jak i polichroniczna. Piętrowość wysokościowa karpaccich grzbietów skorelowana z ewolucją sterasowanych zboczy dolin i osadami korelatnymi na przedpolu gór wskazuje na wiek założeń, obecność ruchów podnoszących i zmian klimatu (Klimaszewski 1965; Starkel 1969; Minar i in. 2005; Zuchiewicz 2011). Badania Jankowskiego i Margielewskiego (2014) wykazały związek kilku wyższych poziomów ze strukturą podłoża a zwłaszcza odpornością (a nie fazami młodszych ruchów podnoszących), która odzwierciedla zróżnicowany przestrzennie etap regresji nasuwczej związanej z kolapsem grawitacyjnym.

Denudacja realizowana w czwartorzędowych rytmach zmian klimatu z udziałem wielokrotnych ekspansji i recesji zmarzliny zadecydowała o współczesnym wyglądzie poligenicznej i polichronicznej rzeźby gór i wyżyn.

Określenie wieku korzeni istniejącej rzeźby jest trudne, gdyż odziedziczona rzeźba ulegała ciągłej adaptacji. O ile pogłębianie czwartorzędowe dolin zapisane jest w piętrowości teras erozyjno-akumulacyjnych, to w rzeźbie denudacyjnej form międziodoliny najwyraźniej zapisany jest ostatni cykl glacialno-interglacialny. Obserwacje procesów współczesnych pokazują, że większość form stanowi efekt współdziałania różnych procesów, a wśród nich motorem w okresach zimnych były sekularne procesy związane ze zmarzliną a w okresach ociepleń są zdarzenia ekstremalne o dużym natężeniu. W zdarzenia te obfitują na ogół epizody szyb-

kich zmian klimatycznych (por. Starkel i in. 2013, 2017).

Z kolei duża odporność podłoża może decydować o tym, że obok form poligenicznych adaptowanych do późniejszych zmian mogły zachować się formy stare w niezmiennym kształcie, spotykane najczęściej w starych masywach krystalicznych.

Literatura

- Czudek T. 2011. Two different models of the origin of Pleistocene pediments: an example from the Central Moravian Carpathians, Czech Republic. *Geographia Polonica* 84, Special Issue, part I: 9-15.
- Czudek T., Demek J. 1973. Die Reliefentwicklung während der Dauerfrostbodendegradation. *Rozprawy ČSAV* 83,2.
- Dauksza L., Kotarba A. 1973. An analysis of the influence of fluvial erosion in the development of a landslide slope (using the application of the queing theory). *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 7: 91-103.
- Dziewański J., Starkel L. 1967. Slope covers on the middle terrace at Zabrodzie upon the San. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 1: 21-35.
- Gębica P., Starkel L., Michczyńska D.J. 2015. Fluvial history of Sub-Carpathian Basins (Poland) during the last cold stage (60-8 cal ka BP). *Quaternary International* 388: 119-141.
- Gil E. 1998. Spływ wody i procesy geomorfologiczne w zlewniach fliszowych podczas gwałtownej ulew w dniu 7 czerwca 1985. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 11: 85-107.
- Gil E., Kotarba A. 1977. Model of slide slope evolution in flysch mountains (an example drawn from the Polish Carpathians). *Catena* 4: 233-248.
- Gil E., Starkel L. 1979. Long-term extreme rainfalls and their role in the modelling of flysch slopes. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 13: 207-220.
- Jankowski L., Margielewski W. 2014. Strukturalne uwarunkowania rozwoju rzeźby Karpat zewnętrznych – nowe spojrzenie. *Przegląd Geologiczny* 62,1: 29-35.
- Klimaszewski M. 1965. Views on the geomorphological development of the Polish West Carpathians in tertiary times. *Geomorphological Problems of Carpathians, Bratislava*: 91-126.
- Klimaszewski M. 1971. The effect of solifluction processes on the development of mountain slopes in the Beskidy (Flysch Carpathians). *Folia Quaternaria* 28: 3-18.
- Kłapa M. 1980. Procesy morfogenetyczne i ich związek z sezonowymi zmianami pogody w oto-

- czeniu Hali Gąsienicowej w Tatrach. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 4: 1-54.
- Kotarba A. 1984. Elevational differentiation of slope geomorphic processes in the Polish Tatra Mts. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 18: 117-133.
- Kotarba A. 1994. Geomorfologiczne skutki katastrofalnych letnich ulew w Tatrach Wysokich. *Acta Univ. N. Copernici, Geografia* 27: 21-34.
- Kotarba A. 1997. Formation of high-mountain talus slopes related to debris-flow activity in the High Tatra Mountains. *Permafrost and Periglacial Processes* 8,2: 191-204.
- Margielewski W. 2006. Records of the Lateglacial-Holocene palaeoenvironmental changes in landslide forms and deposits of the Beskid Makowski and Beskid Wyspowy Mts. area (Polish Outer Carpathians). *Folia Quaternaria* 76: 1-149.
- Minár J. 2005. Stredohorska roven v Západných Karpátoch ako tektonen: načrt pracovnej hypotézy. *Geografický časopis* 55,2: 141-158.
- Rączkowska Z. 2007. Współczesna rzeźba peryglacialna wysokich gór Europy. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 212: 1-252.
- Starkel L. 1960. Rozwój rzeźby Polskich Karpat fliszowych w holocenie. *Prace Geograficzne IG PAN* 22: 1-239.
- Starkel L. 1965. Rozwój rzeźby polskiej części Karpat Wschodnich. *Prace Instytutu Geografii PAN* 50: 1-143.
- Starkel L. 1969. The age of the stages of development of the relief of the Polish Carpathians in the light of the most recent geological investigations. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 3: 33-44.
- Starkel L. 1976. Zagadnienia młodych ruchów tektonicznych w świetle przeglądowej mapy geomorfologicznej Polski. *Symposium: Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce*, vol. II, 1975: 127-133.
- Starkel L. 2005. Współczesna rzeźba Polski dziedziczy cechy peryglacialne. *Przegląd Geograficzny* 77: 5-13.
- Starkel L. 2011. Paradoxies in the development of gullies. *Landform Analysis* 17: 11-13.
- Starkel L. 2014. O niektórych prawidłowościach rozwoju rzeźby gór i ich przedpola (na przykładzie wybranych gór Eurazji). *Wydawnictwo Akademickie SEDNO*: 1-386.
- Starkel L., Gębica P., Superson J. 2007. Last Glacial-Interglacial cycle in the evolution of river valleys in southern and central Poland. *Quaternary Science Reviews* 26: 1936-1936.
- Starkel L., Michczyńska D., Gębica P. 2017. Reflection of climatic changes during Interpleniglacial in geoecosystems of South-Eastern Poland. *Geochronometria* 44: 202-215.
- Starkel L., Michczyńska D., J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chronoclimatography of Polish territory. *Geochronometria* 40,1: 1-21.
- Wrońska-Wałach D. 2009. Dendrogeomorphological analysis of a headwater area in the Gorce Mountains. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 43: 97-114.
- Ziętara T. 1968. Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. *Prace Geograficzne IG PAN* 60: 1-116.
- Zuchiewicz W. 2010. Neotektonika Karpat Polskich i zapadliska przedkarpackiego. *Wyd. AGH, Kraków*: 1-234.
- Zuchiewicz W. 2011. Planation surfaces in the Polish Carpathians: myth or reality. *Geographia Polonica* 84, Special Issue, part 2: 155-178.

Summary

Mountain landscapes are the outcome of combined actions of various powers and processes which change their leading role during various stages of evolution. The relief of the Carpathians has features of a polygenic as well as polychronic landscape. On polygenesis we may talk in a double context. We observe, that young forms like gullies or big landslides are developing and expanding by cooperation of various processes (among them flowing water, piping and several types of gravitational movements). Their role may change with the maturation of forms (Fig.1).

The fundamental forms of the existing mountain relief (ridges, valleys etc.) were created mainly in the distant past under varying tectonic as well climatic conditions. Therefore, the mountain relief has not only a polygenic but also polychronic character. The relief created during older epochs has been preserved depending on the resistance of bedrock, which also determines the adaptation to the permanently changing climatic conditions. The most expressive markers of that adaptation in the flysch Carpathians were left by the last glacial-interglacial climatic cycle, during which the markers of the older phases have been effaced.

STOKI SUDECKIE PIĘTRA LEŚNEGO W HOLOCENIE

Forest belt hillslopes of the Sudetes in the Holocene

PIOTR MIGOŃ*

Zarys treści. Przez długi czas zalesione stoki sudeckie uważane były za stabilne środowisko geomorfologiczne z zakonserwowanymi formami i utworami pokrywowymi odziedziczonymi po plejstoceniowym środowisku peryglacialnym. Badania, w szczególności te z ostatniej dekady, częściowo zmieniły ten pogląd. Stoki piętra leśnego kształtowane są przez współwystępujące procesy denudacyjne (ruchy masowe, splukiwanie, spływ śródpokrywowy, pełzanie gruntu) i biogeomorfologiczne (przewracanie drzew i wrywanie brył korzeniowych). Część z nich działa stale, inne mają charakter epizodyczny i są wywoływane wyjątkowymi zdarzeniami meteorologicznymi – nawalnymi opadami i huraganowym wiatrem. Różna jest także skala przestrzenna ich występowania. Pełzanie, spływ śródpokrywowy i saltacja wykrotowa obejmują duże połacie stoków, podczas gdy odpadanie i spływy gruzowe mają lokalny charakter. Nowymi elementami rzeźby są przede wszystkim pary form: jama – kopiec, będące efektem przewracania drzew i degradacji brył korzeniowych. Ponadto powstały nowe generacje utworów pokrywowych, a struktura osadów plejstoceniowych jest przekształcana na drodze bio- i pedoturacji. Dużą rolę odgrywa czynnik antropogeniczny, zwłaszcza erozja liniowa na obnażonych powierzchniach dróg leśnych i szlaków zrywkowych.

Słowa kluczowe: ruchy masowe, biogeomorfologia, osuwiska, system denudacyjny, antropopresja, Sudety

Abstract. Forested hillslopes in the Sudetes have been long considered as a stable geomorphic environment, typified by landforms and cover deposits inherited from the periglacial environment. The results of recent research show that such an extreme view is no longer tenable. Slopes under forest are continuously shaped by coexisting denudational (mass movements, surface wash, throughflow, soil creep) and biogeomorphological processes (treethrow and detachment of root plates). Some processes operate on a permanent basis, others are episodic and are triggered by extreme weather events such as heavy rains and strong wind. They also differ in terms of the spatial scale of occurrence. Creep, throughflow and treethrow affect large parts of hillslopes whereas particle fall and debris flow have highly localized nature. New landforms due to Holocene processes are mainly pit-and-mound associations, resultant from tree fall and decay of root plates. New generations of cover deposits have come into being, whereas the structure of Pleistocene deposits is subject to alteration due to bio- and pedoturbations. An important role is played by human interference, with linear erosion on bare surfaces of roads and logging tracks being particularly significant.

Key words: mass movements, biogeomorphology, landslides, denudation system, human impact, Sudetes

Wstęp

Przez wiele dekad badań geomorfologicznych problematyka rozwoju stoków sudeckich położonych w piętrze leśnym pozostawała marginalnym nurtem badawczym. To nikłe zainteresowanie wynikało zapewne z dwóch zasadniczych okoliczności. Po pierwsze, w badaniach regionalnych dominował nurt geomorfologii peryglacialnej i w konwencji odziedziczenia z chłodnych okresów plejstocenu interpretowano zarówno mniejsze formy rzeźby stoku – skałki, niecki stokowe, progi i jezory głazowo-blokowe (Martini 1969, 1979; Żurawek 1999; Traczyk, Migoń 2003; Traczyk, Kasprzak 2009), jak i utwory pokrywowe (Jahn

1968; Traczyk 1996; Krzyszkowski 1998). Po drugie, zalesione stoki sudeckie były postrzegane jako domena geomorfologiczna o bardzo niskiej dynamice. Zwarty drzewostan, runo i ściółka, a w szczególności podszyt przyczyniały się do wzrostu intercepcji, infiltracji i znacząco ograniczały formowanie spływu powierzchniowego. Ożywienie dynamiki procesów stwierdzano dopiero po wylesieniu, ale zaprezentowane wyniki należy uznać za niejednoznaczne, ponieważ monitoring tempa procesów denudacyjnych na poletkach eksperymentalnych prowadzono przez krótki okres (Bieroński i in. 1992; Klementowski 1996). Równocześnie uważano, że budowa geologiczna praktycznie wyklucza tworzenie się osuwisk i spływów błotno-gruzowych w piętrze leśnym, a nieliczne

* Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; e-mail: piotr.migon@uwr.edu.pl

odnotowane historycznie przypadki, np. osuwisko w Bardzie w sierpniu 1598 r. (Oberc 1957), traktowano jako osłabiłości w funkcjonowaniu denudacyjnego systemu stokowego w Sudetach. Piętro leśne było stawiane w opozycji do cechujących się znacznie większą dynamiką stoków położonych powyżej górnej granicy lasu (w polskiej części Sudetów taka sytuacja ma miejsce tylko w Karkonoszach i w niewielkim zakresie w Masywie Śnieżnika). Wnioskowano o tym zarówno na podstawie oceny aktywności procesów sekularnych (Jahn, Cielińska 1974; Bieroński i in. 1992), jak i występowania procesów ekstremalnych: spływów gruzowych i lawin śnieżno-gruntowych (Pilous 1977; Migoń i in. 2006; Migoń, Parzóch 2008). W rezultacie, opracowania przeglądowe publikowane w Polsce do pierwszej dekady XXI w. zawierały bardzo niewiele informacji o dynamice zalesionych stoków sudeckich (Jahn, Szczepankiewicz 1967; Walczak 1972; Migoń 2005, 2008). Podobnie zresztą patrzono na dynamikę stoków sudeckich w przeglądowych opracowaniach czeskich (Czudek 2005).

Badania prowadzone w ostatnich latach rzuciły nieco inne światło na utrwalony pogląd o generalnej stabilności zalesionych stoków sudeckich. Połączenie obserwacji geomorfologicznych z danymi o wykształceniu pokryw glebowych i dowodami naturalnej dynamiki drzewostanów pozwala na postawienie tezy, że skolonizowanie stoków sudeckich przez las nie spowodowało wyłącznie zakonserwowania form i pokryw przetrwałych z plejstocenu, z czasów panowania środowiska peryglacjalnego, ale lokalnie stoki te podlegały istotnym przekształceniom. Były to zarówno zmiany rzeźby wywołane czynnikami wyłącznie przyrodniczymi, jak i antropogenicznymi. Publikacje uzasadniające powyższą tezę są rozproszone, częściowo zamieszczane w wydawnictwach o lokalnym zasięgu (zarówno w Polsce, jak i w Czechach), dlatego głównym celem niniejszego artykułu jest zebranie i synteza cząstkowych wyników, tak aby możliwe było całościowe rozważenie ich implikacji dla systemu geomorfologicznego Sudetów. Struktura artykułu odzwierciedla typologiczne zróżnicowanie procesów stokowych, ale ze względu na znaczącą odmienność rzeźby i systemu morfogenetycznego Góry Stołowe zostały potraktowane osobno.

Procesy biogeomorfologiczne w kształtowaniu rzeźby stoków

Interakcje między sferą biotyczną a procesami powierzchniowymi były do niedawna najbardziej

zaniedbanym polem badawczym w geomorfologii regionalnej Sudetów. Jońca (1975) zwrócił wprawdzie uwagę na rolę zwierząt ryjących w naruszaniu struktury utworów pokrywowych, ale nie rozważał szerszych implikacji tych procesów. W nielicznych, przyczynkowych opracowaniach wskazywano na wzrost intensywności denudacji na powierzchniach wiatrowałów (Hasiński 1971) i rozwój mikrorzeźby kopczykowej (morfologii wykrotowej) powstającej wskutek degradacji brył korzeniowych wywróconych drzew (Parzóch 2001), ale o bezpośredniej roli drzew nie wypowiedziano się w sposób szerszy i bardziej kompleksowy. Impulsem do nowego spojrzenia było przejście przez Sudety orkanu Cyryl w styczniu 2007 r. i lokalnie znaczne zniszczenia w drzewostanach będące jego efektem, przekształcające także rzeźbę stoku (Pawlik 2012). W kolejnych latach geomorfologiczne skutki wiatrowałów różnego wieku udokumentowano w Karkonoszach, na Pogórzu Kaczawskim, w Górach Kamiennych i Górach Stołowych (Pawlik i in. 2016).

Jednostkowym wydarzeniem biogeomorfologicznym jest wywrócenie drzewa wraz z bryłą korzeniową (karpą), określane także mianem saltacji wykrotowej. Przyczyną tego zjawiska najczęściej bywa silny wiatr, okiść śnieżna lub lodowa. W ten sposób wrywany z podłoża i przemieszczany jest także materiał mineralny wchodzący w skład bryły korzeniowej (Pawlik 2013). Jego cechy odzwierciedlają litologię utworów pokrywowych, a na szczególną uwagę zasługują przypadki obecności w bryłach korzeniowych skalnych elementów podłoża we frakcji gładowej, a nawet blokowej (>1 m) (fot. 1). Pojedyncze bryły mają przeciętnie objętość 1–2 m³, ale w niektórych przypadkach dochodzi ona do 5 m³, z czego materiał mineralny stanowi około 50%. Bezpośrednim skutkiem geomorfologicznym powalenia drzewa rosnącego na stoku jest wyrwa w powierzchni stoku o głębokości 0,5–1,5 m, znajdująca się w miejscu, gdzie było ono zakorzenione, a pośrednim – rozwój kopca ziemnego wskutek degradacji bryły korzeniowej. Powstanie pary form: jama – kopicie oznacza przekształcenie od kilku do kilkunastu metrów kwadratowych powierzchni, do głębokości nawet 1,5 m, a więc często aż do spękanego podłoża skalnego (Pawlik i in. 2013). Trwałość takich form może w warunkach sudeckich sięgać 100 lat (Pawlik i in. 2017). Głębokość jamy odzwierciedla w znacznej mierze naturę systemu korzeniowego. Przy płytce zakorzenionych świerkach, co jest typowe dla Karkonoszy lub płaskowyżów Gór Stołowych, bywa ona często płytka (do 0,5 m), ale rozległa. Także miąższość



fol. P. Migoń, 2007

Fot. 1. Różnej wielkości elementy skalnego podłoża oderwane i wyniesione ponad powierzchnię stoku w bryle korzeniowej wyrwconego drzewa (Karkonosze)

Bedrock elements of different size detached and airlifted in the root plate of a wind-thrown tree (Karkonosze Mountains)

utworu pokrywowego ponad litą skałą ogranicza wielkość zagłębienia.

Geomorfologiczny wymiar saltacji wykrotowej ujawnia się w pełni, gdy weźmie się pod uwagę, że w trakcie epizodów silnego wiatru powaleniu ulegają dziesiątki, a nawet setki drzew. Równoczesnemu i natychmiastowemu przekształceniu ulega więc duża powierzchnia stoku, choć bezpośredni transport odbywa się na odległość tylko kilku metrów (fot. 2). Pawlik i in. (2013) oszacowali, że na stokach Rogowej Kopy w Górach Stołowych mikrorelief po wiatrowale zajmuje 5% powierzchni, przy czym pod uwagę brane były wyłącznie wyraźne kopce i jamy. Te drugie zanikają szybciej, ulegając wypełnieniu przez materiał osypujący się ze zboczy i spłukiwany w trakcie opadów. Na stokach o dużym nachyleniu ($>20^\circ$), na których miąższość gruzowych utworów pokrywowych jest niewielka (do 0,5 m), a zakorzenienie płytkie, rozwija się specyficzna mikrorzeźba schodkowa. Epizody silnego wiatru, skutkujące wiatrowalami, pojawiały się niejednokrotnie w ostatnich stu latach i można sądzić, że występowały także we wcześniejszych okresach holocenu. Szczególnie duże szkody miały miejsce na obszarach predysponowanych lokalnym ukształto-

waniem terenu, na przykład tam, gdzie w obniżeniach dolinnych rolę odgrywa efekt tunelowy (Kwiatkowski 1969). O ile więc geomorfologiczny wyraz pojedynczego epizodu ulega zatarceniu po 100–200 latach, to skumulowany efekt dla utworów pokrywowych i denudacji stoku jest znaczny. Pawlik i in. (2016) zaproponowali, że całkowite przemodelowanie powierzchni stoku zalesionego w warunkach sudeckich wywołane wiatrowalem mogło w danym miejscu zajść w holocenie od 2 do 5 razy. W Karkonoszach wykazano, że konsekwencją wiatrowalów i przekształcania (mieszania) utworów pokrywowych jest niszczenie, właściwych dla kwaśnego podłoża, chłodnego klimatu i świerkowego drzewostanu, gleb bielcowych, które po nabraniu cech młodych gleb brunatnych nieformalnie nazywane są skrytobielcowymi (Kabała i in. 2013).

Powstanie i rozwój mikrorzeźby kopczykowej nie tylko zmienia morfologię stoku zalesionego, ale wpływa także na przebieg działających w jego obrębie procesów. Powstają nowe drogi splywu powierzchniowego oraz lokalne bazy denudacyjne i pułapki sedymentacyjne w postaci jam powykrotowych. Można przypuszczać, że rozluźnienie materiału mineralnego zwiększa

efektywność pelzania gruntu. Obecność na kopcach różnofrakcyjnego materiału mineralnego stwarza dobre warunki dla selektywnego spłukiwania i dalszego transportu w dół stoku oraz powoduje tworzenie się w miejscach dawnych

wiatrowałów kamienistych bruków. Wskutek wywracania drzew na powierzchni stoku mogą pojawiać się także pojedyncze głazy lub bloki, wcześniej wchodzące w skład bryły korzeniowej.



fot. P. Migoń, 2008

Fot. 2. Kopczykowa mikrotopografia stoku zalesionego będąca efektem wiatrowału i późniejszej degradacji brył korzeniowych powalonych drzew (Karkonosze)

Pit-and-mound topography of a forested hillslope resulting from a windthrow event and subsequent degradation of airlifted root plates (Karkonosze Mountains)

Ruchy masowe

Spływy gruzowe

Spływy gruzowe są powszechnym zjawiskiem w najwyższych partiach Karkonoszy, położonych powyżej górnej granicy lasu. Część z nich dociera do tej granicy, a po jej przekroczeniu modeluje liniowo rzeźbę stoku zalesionego, powodując także zniszczenia drzewostanu (Migoń, Parzoch 2008). Zapis morfologiczny obejmuje centralną rynnę, będącą szlakiem spływu, wały boczne o wysokości do 3 m i mniej lub bardziej regularną strefę depozycji końcowej, którą wyznacza nagromadzenie głazów, a niekiedy i bloków. Zdarzenia ostatniej dekady pokazały jednak, że znaczące pod względem rozmiarów spływy gruzowe mogą być także generowane w całości w piętrze leśnym.

W sierpniu 2010 r. dwudniowy opad powyżej 200 mm w czeskiej części Gór Izerskich wywołał dwa duże i dwa małe spływy gruzowe na

stokach Smědávskiej hory (Pilous 2011). Najdłuższy z nich przemierzył szlak o długości 980 m i szerokości 12–45 m, obejmując około 60% długości stoku. Spływy były efektem transformacji płytkich osuwisk w pokrywie zwietrzelinowej, o głębokości do 2 m. Wśród efektów geomorfologicznych było także całkowite zderzenie utworów pokrywowych na stoku oraz odsłonięcie granitowego podłoża wzdłuż szlaku (fot. 3).

Obszarem powszechnego występowania spływów gruzowych w piętrze leśnym jest położony w czeskiej części Sudetów Wschodnich masyw Keprníka, w Wysokim Jesioniku (Roštínský i in. 2013). Część z nich została udokumentowana historycznie, np. spływy z 1921 r., które osiągnęły długość blisko 1 km i spowodowały niemal całkowite zderzenie zwietrzliny ze stoku (Zvejška 1947). O obecności innych wydarzeń wnioskowano na podstawie form rzeźby i badań dendrogeomorfologicznych (Malik, Owczarek 2009).



fol. P. Migoń, 2013

Fot. 3. Szlak spływu gruzowego w obrębie zalesionego stoku Smědavskiej hory w czeskich Górach Izerskich
Debris flow track within the forested slope of Mt. Smědavská hora in the Czech part of the Izerskie Mountains

Osuwiska

Z uwagi na to, że większość spływów gruzowych powstała przez transformację płytkich osuwisk zwietrzelinowych, niemożliwym wydaje się postawienie ostrej granicy między spływem gruzowym a osuwaniem. Przykładem zdarzenia, podczas którego płytki zsuw zwietrzelinowy nie przekształcił się w spływ, było osuwisko, które zeszło w lipcu 2011 r. na stromym zboczu (ok. 35°) doliny Czarnej pod Średniakiem w Masywie Śnieżnika. W tym przypadku długość powierzchni objętej niemal całkowitym zderzeniem utworów pokrywowych wynosiła 280 m, przy szerokości od 10 m w górnej części stoku do 30 m w dolnej. Obniżenie powierzchni stokowej było jednak mniejsze niż 1 m (Parzóch i in. 2012).

Niezależnie od przywołanych sytuacji, w Sudechach występują także osuwiska *sensu stricto*, czyli przemieszczenia wzdłuż wyraźnych powierzchni/stref poślizgu. Problematyczne jest jednak określenie wieku osuwisk, bowiem ze znaczącymi postęпами w rozpoznaniu zakresu przestrzennego występowania osuwisk (Migoń i in. 2014b, 2016, 2017; Różycka i in. 2015; Kowalski 2016, 2017) kontrastują skąpe dane chronologiczne. Nieliczne są osuwiska poświadczone historycznie (np. osuwisko w Bardzie z 1598 r.), niekiedy o ich młodym wieku (prawdopodobnie

lata 30. XX w.) świadczyć może wiek drzewostanu oraz przerwanie ciągłości dróg leśnych (Janecwicz, Traczyk 2017). Datowanie radiowęglowe pogrzebanych w jeziorkach pni drzew, w obrębie kompleksu osuwiskowego pod Rogowcem (Góry Kamiennie), dostarczyło wyników – 5835±60 i 3280±40 BP (Synowiec 2005), które wskazują na reaktywację osuwisk w okresie zwilgotnienia klimatu w subboreale. Na powolne współczesne przemieszczenia koluwiów w obrębie niektórych osuwisk w Górach Kamiennych wskazują wyniki analiz dendrogeomorfologicznych (Migoń i in. 2010a; Malik i in. 2016).

W tym kontekście obiecującym kierunkiem badań form osuwiskowych typu spływowego okazały się analizy gleb wykształconych w ich obrębie oraz porównanie ich z profilami kontrolnymi zlokalizowanymi poza osuwiskami. Jakkolwiek niemożliwe jest określenie na podstawie cech gleb wieku bezwzględnej formy osuwiskowej, uprawomocnione jest postawienie tezy o wczesnym etapie rozwoju profilu glebowego i wnioskowanie o rozpoczęciu pedogenezy w trakcie holocenu, co pośrednio wskazuje na przemieszczenia osuwiskowe także w holocenie, np. pod Kostrzyną i Suchawą w Górach Kamiennych (Kacprzak i in. 2013). Jednocześnie brak analogicznych różnic w wykształceniu gleb w innych miejscach wskazuje na stary, przedho-

loceński wiek osuwisk (Migoń i in. 2014a). Wydaje się zatem, że w sprzyjających warunkach geologicznych i morfologicznych osuwiska powinny być traktowane jako stały element systemu morfogenetycznego zalesionego stoku sudeckiego, a nie odstępstwo od normy. Te pierwsze występują na obszarach zbudowanych ze zróżnicowanych litologicznie serii skał osadowych (rów Wlenia, Zawory), w strefach zalegania masywnych skał wulkanicznych na podatnych na odkształcenia skałach osadowych (np. Góry Kamienne), a lokalnie w miejscach pre-dysponowanych tektonicznie, gdzie powierzchnia ścięcia nawiązuje do powierzchni uskokowej (osuwisko w Bardzie). Sprzyjające uwarunkowania morfologiczne obejmują duże nachylenia stoków ($>25^\circ$), głównie zbocza głęboko wciętych dolin rzecznych (Masyw Śnieżnika). Historyczne osuwisko w Bardzie powstało w miejscu, gdzie nałożyły się na siebie czynniki strukturalne (powierzchnia uskokowa) i morfologiczne (znaczące nachylenie zbocza w obrębie doliny przełomowej i podcinanie zbocza przez rzekę), a dodatkowym elementem był silny opad atmosferyczny i wzmożona erozja boczna Nysy Kłodzkiej, płynącej u podnóża stoku.

Odpadanie i obrywy

Odpadanie jest procesem kojarzonym głównie ze środowiskiem wysokogórskim, gdzie powszechnie występują strome stoki skalne będące źródłem materiału, który gromadzi się u podnóża stoku w postaci regularnych stożków lub hałd usypiskowych. W Sudetach najbardziej czytelnymi przejawami współczesnego odpadania są stożki usypiskowe w Wielkim Kotle Śnieżnym w Karkonoszach (Migoń i in. 2010b). Czynne usypiska grawitacyjne występują lokalnie także w obrębie piętra leśnego, zwykle poniżej ścian skalnych w niszach osuwiskowych i na stromych zboczach dolin, osiągając do 200 m długości (Remisz i in. 2009). O współczesnej aktywności stożków świadczą epizody dostawy świeżego gruzu na ich powierzchnię i „suche lawiny” gruzu na stokach o nachyleniu zbliżonym do kąta naturalnego zsypania (Synowiec, Jasińska 2002). Aktywność usypisk potwierdzają wskaźniki biotyczne: zasypywanie pni drzew porastających dolne odcinki usypisk, rany na pniach, zredukowane przyrosty roczne, pochylenie drzew i inne indykatory stresu środowiskowego (Remisz, Bijak 2011, 2012; Remisz 2012). Pełzanie rumoszu zachodzi na stokach usypiskowych niezależnie od skali ich porośnięcia.

Obrywy, rozumiane jako jednoczesne odebranie się od ściany skalnej materiału o większej objętości, nie były dotąd opisywane w literaturze naukowej dotyczącej Sudetów, natomiast wzmianki o nich pojawiały się w innych źródłach (np. Knapik 2008). Obserwacje terenowe (K. Jancewicz, inf. ustna) wskazują, że epizody obrywów ze ścian skalnych, w efekcie których następuje jednorazowe przemieszczenie od kilku do kilkunastu metrów sześciennych materiału (fot. 4) są znacznie częstsze niż sądzono, a zalegające u podnóża ścian kanciaste bloki i głazy nie muszą być odziedziczone z plejstocenu. Istotną rolę w generowaniu obrywów odgrywają drzewa porastające wychodnie i wnikające korzeniami w spękania, co powoduje powstanie dodatkowych naprężeń w skałach, zwłaszcza podczas silnego wiatru powodującego ruch pnia.

Spływ śródpokrywowy i sufozja

Spływ śródpokrywowy i jego znaczenie w kształtowaniu stoków piętra leśnego jest słabo rozpoznane w realiach sudeckich, a wypowiedziane na ten temat poglądy – wskazujące na istotną rolę spływu – opierały się na przesłankach pośrednich, a nie na jednoznacznych dowodach. Prace dokumentujące obecność spływu śródpokrywowego były nieliczne (Kaczmarczyk 1991; Fatyga, Stodolak 2005). Badacze niemieccy, między innymi Schott (1931) i Büdel (1937), interpretowali część pokryw głazowo-blokowych na stokach karkonoskich jako efekt przemycia plejstoceńskich pokryw soliflukcyjnych. Bieroński i in. (1992), nawiązując do wcześniejszych badań Tomaszewskiego (1979), uznali spływ podpowierzchniowy za jeden z ważniejszych procesów działających w piętrze leśnym. Obszerniejsze rozważania na ten temat zaprezentowali w odniesieniu do Karkonoszy Parzóch i in. (2008), wskazując na obecność wylotów kanałów sufozyjnych, krętych liniowych obniżen o długości kilku metrów i głębokości do 0,5 m, przedstawionych jako efekt zapadnięcia się stropu kanałów oraz stref akumulacji materiału drobnoziarnistego poniżej płatów pokryw głazowo-blokowych. Na duże znaczenie spływu śródpokrywowego wskazują także właściwości górnych, ekstremalnie szkieletowych horyzontów pokrywy glebowej (Warszewski i in. 2010). Ażurowość pokryw zwietrzelinowych i stokowych na wychodniach skał wulkanicznych w Górach Kamiennych, zwłaszcza tufów riolitowych, także została zinterpretowana jako efekt przemywania śródpokrywowego (Migoń, Kacprzak 2014).



fot. K. Jancewicz, 2017

Fot. 4. Świeży obryw ze ściany skalnej koło Długopola Górnego

Recent rock fall from a rock face near Długopole Górne

Procesy stokowe w obrębie progów morfologicznych Gór Stołowych

Szczególne uwarunkowania litologiczno-strukturalne i kompleksowość procesów działających na progach morfologicznych Gór Stołowych – jedyne w Sudetach obszaru o rzeźbie płytowej – zasługuje na osobne omówienie, także dlatego, że rozdzielenie plejstoceniowego i holoceniowego etapu morfogenezy przy tak silnych uwarunkowaniach litologiczno-strukturalnych jest bardzo trudne. Przewodnie formy rzeźby stoku, czyli urwiska skalne i pokrywy blokowe poniżej, zwarte w górnej części i coraz bardziej rozproszone ku dołowi, były generalnie uważane za odziedziczone z okresu panowania warunków peryglacjalnych (Dumanowski 1961; Pulinowa 1989). Równocześnie wskazywano także na istotny geomorfologiczny wymiar sufozji rozumianej dwojako: jako (a) przepływ wody w obrębie piaskowców i wyprowadzanie ziaren kwarcu na powierzchnię oraz (b) spływ śródpokrywowy powodujący przemywanie pokryw i pozostawianie dużych bloków. Cofanie urwisk i rozwój blokowisk miał się dokonywać poprzez epizodyczne zdarzenia katastrofalne.

Najnowsze badania, nie negując faktu występowania epizodycznych katastrof (dużych

obrywów), wskazują jednak na dominację innych, niekatastrofalnych mechanizmów rozpadu ścian skalnych i transportu bloków w dół stoku (Duszyński, Migoń 2015; Duszyński i in. 2016, 2017). Kluczową rolę odgrywa w nich proces dezintegracji *in situ*, w wyniku którego następuje fragmentacja przykrawędziowej partii płyty piaskowca i jej rozpad na mniejsze elementy. Motorem jest woda infiltrująca w przepuszczalny piaskowiec i przemieszczająca się siecią spękań lub/i wzdłuż powierzchni warstwowania. Wyprowadza ona z wnętrza płyty luźny materiał piaszczysty, uprzednio oddzielony przez wietrzenie. Podpowierzchniowe usuwanie piasku zaburza stabilność masywu skalnego i prowadzi do osiadania i pochylania bloków. Geomorfologicznym zapisem tego procesu są stożki piaszczyste przy wylotach szczelin, a sedimentologicznym – pokrywy piaszczyste na stokach o grubości do 3 m w górnej części stoku i 0,5–1 m w części dolnej, w odległości 300–400 m (Waroszewski i in. 2015a, b). Szczegółowe kartowanie geomorfologiczne, wsparte analizą wysokorozdzielczego modelu terenu z danych LiDAR, wykazało, że środkowe i dolne odcinki stoków są kształtowane przez płytkie osuwiska translacyjne (Duszyński i in. 2017), aczkolwiek ramy wiekowe tych procesów pozostają nieznanne, a na stokach zbudowanych z nasiąkliwych zwietrzelin mułowców istotną

rolę odgrywa pełzanie gruntu (Pawlik i in. 2013). Na takim podłożu, przy nachyleniu stoku powyżej 20°, obserwowano także wędrówkę dużych bloków piaskowca pozostawiających za sobą wyraźną rynnę (Duszyński, Parzóch 2016).

Antropopresja i splukiwanie

Splukiwanie jest wskazywane jako dominujący proces morfogenetyczny na stokach w klimacie umiarkowanym, jednak na zalesionych stokach, nawet podczas ekstremalnych zdarzeń opadowych, odgrywa niewielką rolę (Czerwiński, Żurawek 1999). Wyjątkiem są jednolite drzewostany bukowe, które lokalnie cechują się bardzo skąpym runem i podszytem, stąd panują w nich dobre warunki do uruchamiania spływu powierzchniowego (przykładem są stoki Rogowej Kopy w Górach Stołowych – Pawlik i in. 2013). Splukiwanie przejmuje natomiast rolę głównego procesu rzeźbotwórczego na stokach wylesionych, użytkowanych rolniczo. W obecnej rzeczywistości społeczno-gospodarczej takich stoków w Sudetach jest niewiele – zwłaszcza o nachyleniu powyżej 10°. Należy jednak pamiętać, że do I połowy XX w. sytuacja wyglądała inaczej, skala antropopresji wyrażona wylesieniem i użytkowaniem rolniczym była znaczna i obejmowała stoki nawet do wysokości 900 m n.p.m. (Latocha 2009a, 2012; Latocha i in. 2016).

Sedymentologicznym zapisem splukiwania zachodzącego na stokach niegdyś użytkowanych, a obecnie zadarnionych lub zalesionych, są pokrywy deluwialne występujące u ich podnóży oraz powyżej górnych krawędzi skarp powszechnych w Sudetach teras rolnych. W Maszynie Śnieżnika, Górach Żółtych i Górach Sowich ich grubość wynosi od 40–50 cm do 1,6 m, co uwzględniając powierzchnię obszaru źródłowego oznacza tempo denudacji na poziomie 0,15–2,67 mm/rok w okresie maksymalnej antropopresji (XIX w. – I połowa XX w.) (Latocha 2009a; Latocha, Urbanowicz 2010). Obecność deluwii o grubości do 0,6 m, powiązanych z gospodarczą działalnością człowieka na stoku, udokumentowano także w Górach Kruczych (Traczyk 2006, 2012). Ich strome stoki (>20°) nie były użytkowane rolniczo, a uaktywnienie procesów denudacyjnych jest związane z gospodarką leśną oraz okresami wylesienia i prac zrywkowych.

Przejawem znaczącej roli czynnika antropogenicznego jest występowanie wydajnej erozji liniowej wzdłuż nieutwardzonych dróg polnych

i leśnych, zwiększającej fragmentację stoku i przyspieszającej odprowadzanie materiału do koryt i den dolinnych. Obserwacje prowadzone podczas i bezpośrednio po ekstremalnych zdarzeniach opadowych wskazują, że jednorazowe pogłębienie drogi może przekroczyć 1 m (Parzóch, Migoń 2010), a nawet sięgnąć 4 m (Czerwiński, Żurawek 1999; Parzóch 2002) (fot. 5). Tego typu obserwacje pozwoliły także powiązać licznie występujące na stokach sudeckich wąwozy (ryny) stokowe z czynnikiem antropogenicznym, głównie z drogami dojazdowymi do pól i szlakami transportu drzewa lub urobku w obszarach górniczych. Całościowa analiza przestrzenna tych form pozostaje do wykonania, natomiast studia przypadków wskazują, że gęstość wąwozów dochodzi do 2 km na 1 km² (Latocha 2014), ale lokalnie, w strefach dawnej intensywnej eksploatacji lasu lub prac górniczych, może przekraczać 5 km na 1 km².

Implikacje dla systemu geomorfologicznego Sudetów

Przez wiele lat zalesione stoki sudeckie były postrzegane jako domena morfogenetyczna wykazująca znikomą aktywność, dlatego wydawały się mało obiecującym obiektem badań. Przekonanie to w sposób jednoznaczny wyraził Jahn (1956), twierdząc że „(...) w obecnych warunkach klimatycznych w pasie leśnym istnieje zastój i martwota, w porównaniu z żywą tu niegdyś denudacją peryglacialną (...)”, a „(...) holocencki profil glebowy jest na ogół nie zmieniony, a więc nie zaburzony przez ruchy mas ziemnych”. Znacznie później, analizując rezultaty eksperymentalnych badań nad pełzaniem gruntu, ten sam autor posunął się do następującej generalizacji: „Dynamika grawitacyjna gleby kończy się, kiedy stok zostaje pokryty lasem” (Jahn 1989). Klęska ekologiczna i zamarcie lasów w Sudetach Zachodnich przyczyniły się do wzrostu zainteresowania domeną stokową, ale głównie w kontekście większej aktywności procesów powierzchniowych w warunkach antropopresji (np. Klementowski 1996; Parzóch 2001). Bieroński i in. (1992) uwzględnili procesy działające w piętrze leśnym Karkonoszy, ale przedstawiony schemat systemu morfogenetycznego był w skromnym stopniu oparty na danych terenowych, a niektóre ważne procesy, na przykład saltacja wykrotowa, nie zostały w nim uwzględnione.



fot. P. Migoń, 2006

Fot. 5. Głęboka rynna erozyjna w obrębie drogi leśnej w Górach Bardzkich, powstała w trakcie silnego epizodu opadowego w sierpniu 2006 r.

Deep gully within a forest road in the Bardzkie Mountains, originated during an episode of heavy rainfall in August 2006

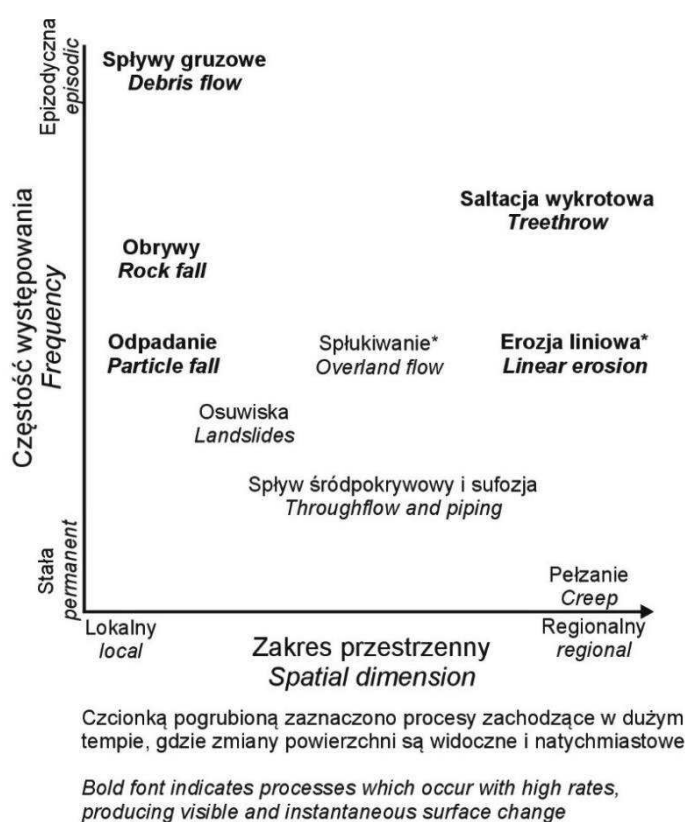
Postęp w badaniach stoków sudeckich sprawił, że pogląd o ich stabilności i przetrwalności odziedziczonych z plejstocenu utworów pokrywowych na stokach zalesionych ma w dużej mierze znaczenie historyczne. Jakkolwiek skala przekształcenia stoków w holocenie była przestrzennie zróżnicowana i można wskazać miejsca i strefy występowania niewątpliwych elementów środowiska peryglacjalnego, to są one aktywną domeną morfogenetyczną, kształtowaną przez wiele procesów działających w różnym tempie. Obraz ten jest spójny z faktem powszechnego występowania gleb brunatnych na stokach, których obecność jest interpretowana jako efekt stałego odmładzania substratu glebowego przez procesy powierzchniowe (Kabała i in. 2013). Należy jednak pamiętać, że duża część obecnie zalesionych stoków sudeckich była w niedawnej historii pozbawiona lasu i użytkowana rolniczo, dlatego też zawiera zapis procesów niezwiązanych ze środowiskiem leśnym, zarówno w postaci utworów deluwialnych, jak i antropogenicznych form rzeźby (Latocha 2009b, 2012). Ponadto stoki zalesione pozostają od kilkuset lat przedmiotem działalności gospo-

darczej, w wyniku której zmieniał się skład gatunkowy lasu, a prace leśne powodowały różnorodne przekształcenia powierzchni stokowej. Rozdzielenie czynnika naturalnego i antropogenicznego w rozwoju współcześnie zalesionych stoków sudeckich nie zawsze jest więc możliwe.

Na procesy kształtujące zalesione stoki sudeckie można spojrzeć z trzech punktów widzenia (rys. 1): skali przestrzennej czyli zakresu występowania, tempa przemieszczania materiału mineralnego i częstotliwości występowania. Część procesów wzmacniana jest bezpośrednio wskutek antropopresji (erozja liniowa, splukiwanie), inne pośrednio, czego przykładem może być saltacja wykrotowa w niedostosowanych do warunków środowiskowych zbiorowiskach lasu świerkowego w reglu dolnym w Karkonoszach (Pawlik i in. 2016). W ujęciu przestrzennym największą skalę występowania ma: pełzanie gruntu, erozja liniowa na drogach i ścieżkach leśnych oraz saltacja wykrotowa, przy czym ten ostatni proces mimo swojej epizodyczności jest najbardziej wydajny morfogenetycznie, powodując przemodelowanie stołu do głębokości 1–1,5 m. Konsekwencją długotrwałej saltacji wykrotowej są duże głazy na po-

wierzchni stoku, wyrwane z podłoża wraz z bryłą korzeniową. Najwyższym tempem przemieszczeń charakteryzują się sływy gruzowe, a wywołane nimi zmiany rzeźby obejmują szlaki o długości do 1000 m i szerokości do 50 m. Procesy te cechują się jednak najniższą częstotliwością występowania i ograniczają do najwyższych pasm sudeckich i najbardziej stromych stoków (Karkonosze, Góry Izerskie, Masyw Śnieżnika, Hrubý Jeseník). Dużą szybkość przemieszczenia materiału posiadają także obrywy i odpadanie, jednak przestrzennie są to procesy o zasięgu lokalnym, ograniczone do ścian skalnych i ich bezpośredniego podnóża. Procesem morfogenetycznym najslabiej poznany pod względem efektywności jest sływ śródpokrywowy i towarzyszące mu zjawiska

erozji tunelowej, sufozji i przepłukiwania pokryw. Zakwalifikowanie go jako procesu dość powszechnego o dużej częstotliwości występowania (rys. 1) opiera się na przesłankach i danych pośrednich, a nie na bezpośrednich obserwacjach. Dodatkowym aspektem, nieuwzględnionym na rys. 1, jest trwałość form powstałych wskutek procesów stokowych. Najtrwalsze przekształcenia powodują osuwiska, widoczne w rzeźbie przez tysiące lat, podczas gdy formy związane ze sływami gruzowymi i wielkimi wiatrowałami (morfologia kopczykowa) ulegają zatarciu po około 100–150 latach. Zanik form związanych z erozją liniową może nastąpić w jeszcze krótszym czasie.



Rys. 1. Procesy geomorfologiczne w piętrze leśnym Sudetów w aspekcie przestrzennym i czasowym. Gwiazdka oznacza procesy, których występowanie jest ściśle powiązane z antropogenicznym zmianami pokrycia terenu

Geomorphological processes in the forest belt of the Sudetes from the spatial and temporal perspective.
Stars indicate processes whose occurrence is closely related to human-induced land cover change

Osobne zagadnienie stanowi łączność podsystemu stokowego z korytowym. W warunkach naturalnych ma ona miejsce rzadko, niemal wyłącznie w trakcie wyjątkowo silnych epizodów opadowych. Osiągana jest dzięki działaniu sływu powierzchniowego oraz przepływów w tzw. strumieniach stokowych (Bieroński 1994) i sporadycznie występujących sływów gruzowych

(Klimek i in. 2003; Malik, Owczarek 2009). Dodatkowo, efektywność tego połączenia może być ograniczona przez specyficzną cechę morfologii wykrotowej, czyli obecność lokalnych baz denudacyjnych w postaci jam i spłaszczeń. Hamują one dostawę materiału do dolnej części stoku i dna doliny do czasu wypełnienia jam po wyróconych drzewach. Stoków sudeckich nie

można jednak w pełni traktować jako naturalnych. Jednym ze skutków antropopresji jest występowanie w ich obrębie licznych połączeń obu podsystemów – dróg leśnych (Latocha 2014). Są one zarówno dodatkowymi źródłami materiału mineralnego, jak i szlakami transportowymi. Warunkiem efektywnego funkcjonowania tych połączeń jest stałe użytkowanie dróg, co generalnie ma miejsce w lasach gospodarczych. Analogiczną funkcję, choć w krótszej skali czasowej, pełnią szlaki zrywki drzewa (Klementowski 1996; Parzóch 2002). Z kolei słabnąca antropopresja w niegdyś użytkowanych rolniczo zlewniach, podlegających obecnie planowemu lub spontanicznemu zalesianiu, skutkuje osłabieniem połączeń między podsystemami. Podobną rolę odgrywają dawne terasy rolne, zatrzymujące materiał mineralny. Także na obszarach chronionych (Karkonoski Park Narodowy, Park Narodowy Gór Stołowych) erozja liniowa na szlakach turystycznych i wzdłuż dawnych ryz zrywkowych jest ograniczana przez umacnianie ich powierzchni i wprowadzanie zabudowy przeciwoerozyjnej.

Stwierdzenie znacznie większej niż zakładano morfodynamiki piętra leśnego ma implikacje dla interpretacji utworów pokrywowych na stokach, często uznawanych wprost za odziedziczony zapis środowiska peryglacjalnego. Powszechne występowanie saltacji wykrotowej nakazuje dużą ostrożność we wnioskowaniu odnośnie genezy warstwy przypowierzchniowej, o grubości do 1 m. Także obecność pojedynczych głazów lub ich niewielkich skupień na powierzchni stoku nie zawsze musi być reliktem peryglacjalnym, ale efektem selektywnego spłukiwania materiału pochodzącego z brył korzeniowych. Dodatkowym czynnikiem przekształcającym utwory stokowe pod względem strukturalnym są zwierzęta ryjące. Wskutek ruchów masowych – spływów gruzowych, osuwania i odpadania powstają lokalnie nowe generacje allochtonicznych utworów pokrywowych o grubości powyżej 1 m, a wietrzenie *in situ*, działające na zalesionych stokach sudeckich od około 10 tys. lat, może prowadzić do powstania nowej generacji autochtonicznych utworów pokrywowych o grubości miejscami także przekraczającej 1 m (Migoń, Kacprzak 2014).

Podsumowanie

Historia badań stoków sudeckich dobrze odzwierciedla zmieniające się w geomorfologii

paradygmaty. W latach 50. i 60. XX w. dominowało (nie tylko zresztą w Polsce, ale również w ówczesnej Czechosłowacji) spojrzenie na rzeźbę stoków przez pryzmat dziedzictwa środowiska peryglacjalnego (Jahn 1956, 1968). Było ono obecne także w kolejnych dekadach, aż po lata 90. Równoległe jednak od końca lat 70. rosło zainteresowanie współczesnymi procesami rzeźbotwórczymi, choć w Sudetach nurt ten był mniej eksponowany niż w Karpatach. Badania kontynuowano w kolejnych latach, również metodami eksperymentu polowego i krótkookresowego monitoringu. W odniesieniu do piętra leśnego publikowane w latach 90. XX w. podsumowania (Bieroński i in. 1992; Klementowski 1996) umacniały przeświadczenie, że aktywność procesów rzeźbotwórczych w tym piętrze jest znikoma, a ożywienie procesów denudacyjnych i akumulacyjnych zachodzi na stokach poddanych silnej antropopresji, objawiającej się wylesieniem. Dla Karkonoszy uznano, że koncepcja pięter geoekologicznych, powszechnie przyjmowana jako osnowa teoretyczna dla rzeźby obszarów górskich, nie jest odpowiednia w warunkach silnej antropopresji i klęski ekologicznej lasów, więc bardziej adekwatne będzie spojrzenie przez pryzmat domen geomorfologicznych, tworzących przestrzennie układ mozaikowy (Parzóch 2001). Wyniki badań z zakresu geomorfologii dynamicznej potwierdzały przekonanie, wypływające z wyżej cytowanych prac A. Jahna, o generalnej stabilności stoków zalesionych w holocenie i odziedziczeniu peryglacjalnym.

Pierwsza dekada XXI w. przyniosła wzrost zainteresowania skutkami antropopresji, także w szerszej perspektywie historycznej. Zwrócono uwagę, że wiele współcześnie zalesionych stoków, wcześniej wykorzystywanych rolniczo, kryje w sobie geomorfologiczno-sedymentologiczny zapis innego użytkowania (Latocha 2007, 2009a). W ostatnich latach rozpoczęto także badania w żywo rozwijającym się na świecie nurcie biogeomorfologii, wykazując znaczącą rolę interakcji między procesami biotycznymi i abiotycznymi w rozwoju rzeźby stoków zalesionych (Pawlik i in. 2013, 2016). Równocześnie w Sudetach kilkakrotnie miały miejsce wyjątkowe zdarzenia meteorologiczne (katastrofalne opady – 1997, 1998, 2006, 2010, 2011; huraganowy wiatr – 2007), które wywołały znaczące skutki geomorfologiczne na stokach w piętrze leśnym. W rezultacie tych zdarzeń nastąpiła pewna zmiana spojrzenia na status morfodynamiczny zalesionych stoków sudeckich. Wcze-

śniej były one uznawane za generalnie stabilne i przeciwstawiane „żywym” stokom peryglacjalnym, obecnie są postrzegane raczej jako przykład aktywnej, choć specyficzniej funkcjonującej domeny geomorfologicznej. Z jednej strony, istotną rolę w ich kształtowaniu odgrywają procesy o małej częstotliwości, ale dużym natężeniu, choć występujące w skali regionu punktowo (wiatrowały, osuwiska, spływy gruzowe). Z drugiej, zalesione stoki sudeckie są od kilkuset lat poddawane silnej antropopresji, której główną geomorfologiczną konsekwencją jest erozja liniowa.

Postęp w badaniach zalesionych stoków sudeckich nie oznacza, że nie pozostały już żadne luki do wypełnienia. Do najważniejszych zagadnień, które powinny w najbliższej przyszłości stać się przedmiotem badań, należą: (a) rola spływu śródpokrywowego i sufozji, o których efektywności w odniesieniu do Sudetów bardzo niewiele wiadomo (por. Bernatek 2014); (b) skala rzeczywistego przekształcania zalesionych stoków sudeckich przez wiatrowały – dotychczasowe badania zostały przeprowadzone tylko w kilku pasmach górskich; (c) procesy kształtujące leje źródłiskowe i najwyższe odcinki dolin, dobrze poznane w Beskidach (Wrońska-Wałach i in. 2013), a marginalnie w Sudetach; (d) geneza rumowisk skalnych, których związek ze środowiskiem peryglacjalnym plejstocenu wcale nie jest oczywisty; (e) wiek ruchów masowych typu osuwiskowego i ocena możliwości ich uaktywniania się na stokach zalesionych. Istnieją różnorodne przesłanki, aby wnioskować o holoceniście, czy nawet niemal współczesnym wieku przynajmniej niektórych z nich, jednak wskazane byłoby potwierdzenie ich oznaczeniami wieku bezwzględnego. Należy przy tym zauważyć, że dla Sudetów dostępnych jest bardzo niewiele oznaczeń wieku bezwzględnego osadów środowiska stokowego. W konsekwencji, geomorfologiczne znaczenie takich epizodów klimatycznych jak zwilgotnienie klimatu około 8,2 tys. lat temu, które spowodowało ożywienie erozji w otoczeniu Wielkiego Stawu w Karkonoszach (Malkiewicz i in. 2016), w skali całego regionu pozostaje niejasne.

Podziękowania

Autor składa serdeczne podziękowania dla Agnieszki Latochy, Cezarego Kabały, Łukasza Pawlika i Andrzeja Traczyka za wnikliwą lekturę pierwszej wersji artykułu i krytyczne uwagi. Artykuł powstał w ramach badań statutowych prowadzonych w Instytucie

Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego (1015/S/IGRR).

Literatura

- Bernatek A. 2014. Rola sufozji w rozwoju rzeźby – stan i perspektywy badań. *Przegląd Geograficzny* 86: 53-76.
- Bieroński J. 1994. Rola strumieni stokowych w systemie zlewni górskich Sudetów. W: J. Tomaszewski (red.) *Problemy hydrologii regionalnej*. Materiały Ogólnopolskiej Konferencji Hydrograficznej, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław: 163-167.
- Bieroński J., Chmal H., Czerwiński J., Klementowski J., Traczyk A. 1992. Współczesna denudacja w górskich zlewniach Karkonoszy. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 155: 151-169.
- Büdel J. 1937. Eiszeitliche und rezente Verwitterung und Abtragung im ehemals nicht vereisten Teil Mitteleuropas. *Petermanns Geographische Mitteilungen, Ergänzungsheft* 229: 5-71.
- Czerwiński J., Żurawek, R. 1999. The geomorphological effects of heavy rainfalls and flooding in the Polish Sudetes in July 1997. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 33: 27-43.
- Czudek T. 2005. Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. Moravské zemské muzeum, Brno.
- Dumanowski B. 1961. Zagadnienie rozwoju stoku na przykładzie Gór Stołowych. *Czasopismo Geograficzne* 32: 311-324.
- Duszyński F., Migoń P. 2015. Boulder aprons indicate long-term gradual and non-catastrophic evolution of cliffed escarpments, Stołowe Mts, Poland. *Geomorphology* 250: 63-77.
- Duszyński F., Parzóch K. 2016. Czy w Górach Stołowych wędrują bloki? *Przyroda Sudetów* 19: 189-210.
- Duszyński F., Jancewicz K., Kasprzak M., Migoń P. 2017. The role of landslides in downslope transport of caprock-derived boulders in sedimentary tablelands, Stołowe Mts, SW Poland. *Geomorphology* 295: 84-101.
- Duszyński F., Migoń P., Kasprzak M. 2016. Underground erosion and sand removal from a sandstone tableland, Stołowe Mountains, SW Poland. *Catena* 147: 1-15.
- Fatyga J., Stodolak R. 2005. Kształtowanie się spływu śródpokrywowego na obszarze zlewni badawczej w Boguszynie (Sudety Środkowe) w 2004 roku. *Woda-Środowisko-Obszary Wiejskie* 5(2(15)): 175-184.
- Hasiński W. 1971. Wpływ wiatrowałów karkonoskich na przebieg denudacji. *Czasopismo Geograficzne* 41: 301-303.
- Jahn A. 1956. Badania stoków w Polsce. *Przegląd Geograficzny* 28: 281-300.

- Jahn A. 1968. Peryglacjalne pokrywy stokowe Karkonoszy i Gór Izerskich. *Opera Corcontica* 5: 9-25.
- Jahn A. 1989. The soil creep on slopes in different altitudinal and ecological zones of Sudetes Mountains. *Geografiska Annaler* 71A: 161-170.
- Jahn A., Cielińska M. 1974. Ruchy gruntu na stokach Karkonoszy. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 236, *Prace Instytutu Geograficznego* A1: 5-24.
- Jahn A., Szczepankiewicz S. 1967. Osady i formy czwartorzędowe Sudetów i ich przedpola. W: J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 397-430.
- Jancewicz K., Traczyk A. 2017. Mało znane formy ruchów masowych w dolinie Węglówki w Górach Bardzkich (Sudety Środkowe). *Przyroda Sudetów*: 289-314.
- Jońca E. 1975. Wpływ zwierząt na rzeźbę powierzchni ziemi. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 263, *Studia Geograficzne* 23: 1-78.
- Kabała C., Bogacz A., Łabaz B., Szopka K., Waroszewski J. 2013. Różnorodność, dynamika i zagrożenia gleb. W: R. Knapik, A. Raj (red.) *Przyroda Karkonoskiego Parku Narodowego*. Karkonoski Park Narodowy, Jelenia Góra: 91-126.
- Kacprzak A., Migoń P., Musielok Ł. 2013. Using soils as indicators of past slope instability in forested terrain, Kamienne Mts, SW Poland. *Geomorphology* 194: 65-75.
- Kaczmarczyk M. 1991. Wstępne badania sływu śródpokrywowego pod Szrenicą (Karkonosze Zachodnie). *Wiadomości IMUZ* 16(4): 58-69.
- Klementowski J. 1996. Degradacja pokryw stokowych w warunkach antropopresji. Procesy kriogeniczne, spukiwanie i erozja żłobinowa. W: A. Jahn, S. Kozłowski, M. Pulina (red.) *Masyw Śnieżnika. Zmiany w środowisku przyrodniczym*. Wydawnictwo PAE, Warszawa: 123-142.
- Klimek K., Malik I., Owczarek P., Zygmunt E. 2003. Climatic and human impact on episodic alluviation in small mountain valleys, the Sudetes. *Geographia Polonica* 76(2): 55-64.
- Knapik R. 2008. Obryw skalny w rejonie Wodospadu Szklarki. *Sudety* 6(87): 6-7.
- Kowalski A. 2016. Ruchy masowe a interpretacja budowy geologicznej – przykład osuwiska na górze Drogosz w paśmie Zaworów (Sudety Środkowe). *Przegląd Geologiczny* 65: 96-104.
- Kowalski A. 2017. Rozmieszczenie i geneza form osuwiskowych w przełomowej dolinie Bobru w okolicach Wlenia (Sudety Zachodnie). *Przegląd Geologiczny* 66: 629-641.
- Krzyszowski D. 1998. Late Quaternary evolution of the Czyżynka river valley, Wałbrzych Upland, Middle Sudeten Mts., southwestern Poland. *Geologia Sudetica* 31: 259-288.
- Kwiatkowski J. 1969. Klimatologiczna geneza wyłomów leśnych w Karkonoszach. *Czasopismo Geograficzne* 40: 365-373.
- Latocha A. 2007. Przemiany środowiska przyrodniczego w Sudetach Wschodnich w warunkach antropopresji. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 3007. *Studia Geograficzne* 80: 1-216.
- Latocha A. 2009a. Land use changes and longer-term human-environment interactions in a mountain region (Sudetes Mountains, Poland). *Geomorphology* 108: 48-57.
- Latocha A. 2009b. The geomorphological map as a tool for assessing human impact on landforms. *Journal of Maps* 5(1): 103-107.
- Latocha A. 2012. Small catchments as sediment archives of past human activities, the example of Sudetes Mountains (SW Poland). *Zeitschrift für Geomorphologie* N.F. 56, *Supplement* 3: 115-130.
- Latocha A. 2014. Geomorphic connectivity within abandoned small catchments (Stołowe Mts, SW Poland). *Geomorphology* 212: 4-15.
- Latocha A., Urbanowicz M. 2010. Terasy rolne w Górach Sowich. *Prace i Studia Geograficzne* 45: 307-321.
- Latocha A., Szymanowski M., Jeziorska J., Stec M., Roszczewska M. 2016. Effects of land abandonment and climate change on soil erosion. An example from depopulated agricultural lands in the Sudetes Mts., SW Poland. *Catena* 145: 128-141.
- Malik I., Owczarek P. 2009. Dendrochronological records of debris flow and avalanche in a mid-mountain forest zone (Eastern Sudetes – Central Europe). *Geochronometria* 34: 57-66.
- Malik I., Wistuba M., Migoń P., Fajer M. 2016. Activity of slow-moving landslides recorded in eccentric tree rings of Norway spruce trees (*Picea abies* Karst.) – an example from the Kamienne Mts. (Sudetes Mts., Central Europe). *Geochronometria* 43: 24-37.
- Malkiewicz M., Waroszewski J., Bojko O., Egli M., Kabała C. 2016. Holocene vegetation history and soil development reflected in the lake sediments of the Karkonosze Mountains (Poland). *The Holocene* 26: 890-905.
- Martini A. 1969. Sudetic tors formed under periglacial conditions. *Biuletyn Peryglacjalny* 19: 351-369.
- Martini A. 1979. Peryglacjalny charakter wierzchowiny Masywu Śnieżnika Kłodzkiego. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 20: 203-217.
- Migoń P. 2005. Rozwój rzeźby terenu. W: J. Fabiszewski (red.) *Przyroda Dolnego Śląska*. Polska Akademia Nauk, Oddział we Wrocławiu, Wrocław: 135-170.
- Migoń P. 2008. Współczesna ewolucja rzeźby Sudetów i ich Przedgórze. W: L. Starkel, A. Kotarba, A. Kostrzewski, K. Krzemiń (red.)

- Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Uniwersytet Jagielloński, Kraków: 135-163.
- Migoń P., Kacprzak A. 2014. Lateral variability of hillslope regolith and soils and implications for the interpretation of Pleistocene environments. *Geomorphology* 221: 69-82.
- Migoń P., Parzóch K. 2008. Spływy gruzowe w Sudetach. *Przegląd Geograficzny* 80: 385-401.
- Migoń P., Kasprzak M., Knapik R. 2006. Spływ gruzowy w Wielkim Śnieżnym Kotle w sierpniu 2006 r. *Przyroda Sudetów*: 157-168.
- Migoń P., Pánek T., Malik I., Hradecký J., Owczarek P., Šilhán K. 2010a. Complex landslide terrain in the Kamienne Mountains, Middle Sudetes, SW Poland. *Geomorphology* 124: 200-214.
- Migoń P., Knapik R., Jała Z., Remisz J. 2010b. Contemporary evolution of talus slopes in the Wielki Śnieżny Kocioł glacial cirque. *Opera Corcontica* 47, *Supplementum* 1: 63-74.
- Migoń P., Kacprzak A., Malik I., Kasprzak M., Owczarek P., Wistuba M., Pánek T. 2014a. Geomorphological, pedological and dendrochronological signatures of a relict landslide terrain, Mt Garbatka (Kamienne Mts), SW Poland. *Geomorphology* 219: 213-231.
- Migoń P., Jancewicz K., Kasprzak M. 2014b. Zasięg obszarów objętych osuwiskami w Górach Kamiennych (Sudety Środkowe) – porównanie map geologicznych i cyfrowego modelu wysokości z danych LiDAR. *Przegląd Geologiczny* 62: 463-471.
- Migoń P., Różycka M., Jancewicz K. 2016. Zespół osuwisk na Toczku (Góry Bystrzyckie) w świetle analizy geomorfometrycznej. *Przyroda Sudetów* 19: 167-188.
- Migoń P., Duszyński, F., Jancewicz, K., Różycka, M., Kasprzak, M. 2017. Large-scale slope remodelling by landslides – geomorphic diversity and geological controls, Kamienne Mts, Central Europe. *Geomorphology* 289: 134-151.
- Oberc J. 1957. Rejon Gór Bardzkich. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa: 1-283.
- Parzóch K. 2001. Współczesne procesy geomorfologiczne w Karkonoszach w warunkach antropopresji. Maszynopis pracy doktorskiej, Instytut Geograficzny, Uniwersytet Wrocławski.
- Parzóch K. 2002. Procesy erozyjne na stokach wylesionych w Karkonoszach. *Zeszyty Problemowe Postępów Nauk Rolniczych* 487: 239-247.
- Parzóch K., Migoń P. 2010. Zdarzenia ekstremalne w systemie stokowym – grawitacyjne ruchy masowe i erozja gleb. W: P. Migoń (red.) *Wyjątkowe zdarzenia przyrodnicze na Dolnym Śląsku i ich skutki*. Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego 14: 205-239.
- Parzóch K., Migoń P., Szymanowski R. 2008. Współczesne procesy geomorfologiczne w ekotonie górnej granicy lasu w Karkonoszach polskich. W: A. Mazur, A. Raj, R. Knapik (red.) *Monitoring ekosystemów leśnych w Karkonoskim Parku Narodowym*. Wydawnictwo KPN, Jelenia Góra: 39-55.
- Parzóch K., Pawlik Ł., Solarz A., Witek M. 2012. Osuwisko na stokach Średniaka w Masywie Śnieżnika Kłodzkiego w 2011 roku. *Przyroda Sudetów* 15: 197-208.
- Pawlik Ł. 2012. Zniszczenia w lasach sudeckich pod wpływem orkanu Cyryl (18-19.01.2007) – implikacje historyczne i regionalne. *Przegląd Geograficzny* 84: 53-75.
- Pawlik Ł. 2013. The role of trees in the geomorphic system of forested hillslopes – a review. *Earth-Science Reviews* 126: 250-265.
- Pawlik Ł., Migoń P., Owczarek P., Kacprzak A. 2013. Surface processes and interactions with forest vegetation on a steep mudstone slope, Stołowe Mountains, SW Poland. *Catena* 109: 203-216.
- Pawlik Ł., Migoń P., Szymanowski M. 2016. Local- and regional-scale biomorphodynamics due to tree uprooting in semi-natural and managed montane forests of the Sudetes Mountains, Central Europe. *Earth Surface Processes and Landforms* 41: 1250-1265.
- Pawlik Ł., Musielok Ł., Migoń P., Wrońska-Wałach D., Duszyński F., Kasprzak M. 2017. Deciphering the history of forest disturbance and its effects on landforms and soils – lessons from a pit-and-mound locality at Rogowa Kopa, Sudetes, SW Poland. *Bulletin of Geography, Physical Geography Series* 12: 59-81.
- Pilous V. 1977. Struktura mury v Krkonoších – III. Část. *Opera Corcontica* 14: 7-94.
- Pilous V. 2011. Povodňové mury v povodí horní Smědé v Jizerských horách. *Sborník Severočeského Muzea, Přírodní Vědy* 29: 3-40.
- Pulinowa M.Z. 1989. Rzeźba Gór Stołowych. Prace Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach 1008: 1-218.
- Remisz J. 2012. Morfodynamika stoków usypiskowych w Sudetach. Maszynopis pracy doktorskiej, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Remisz J., Bijak Sz. 2011. Stoki usypiskowe Ostrzycy i ich aktywność w świetle badań dendrogeomorfologicznych. *Przyroda Sudetów* 14: 197-206.
- Remisz J., Bijak Sz. 2012. Dendrochronologiczny zapis aktywności stoków usypiskowych Suchawy i Kruczej Skąły (Sudety Środkowe). *Przyroda Sudetów* 15: 209-218.
- Remisz J., Migoń P., Malik I., Owczarek P. 2009. Stoki usypiskowe w polskiej części Sudetów – rozmieszczenie i wiek. W: A. Kostrzewski, R. Paluszkiwicz (red.) *Geneza, Litologia i Stratygrafia Utworów Czwartorzędowych*, t. V. UAM, Seria Geografia 88: 447-465.

- Roštínský P., Šenfeldr M., Maděra P. 2013. Effects of dwarf pine stands on slope deformation processes, as a basis for their management in the Hrubý Jeseník mountains. *Journal of Landscape Ecology* 6: 63-83.
- Różycka M., Michniewicz A., Migoń P., Kasprzak M. 2015. Identification and morphometric properties of landslides in the Bystrzyckie Mountains (Sudetes, SW Poland) based on data derived from airborne LiDAR. W: J. Jasiewicz, Z. Zwoliński, H. Mitasova, T. Hengl (red.) *Geomorphometry for Geosciences*. Adam Mickiewicz University in Poznań – Institute of Geoecology and Geoinformation, International Society for Geomorphometry, Poznań: 247-250.
- Schott C. 1931. Die Blockmeere in den deutschen Mittelgebirgen. *Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde* 29: 1-78.
- Synowiec G. 2005. Formy i procesy osuwiskowe w Górach Kamiennych. Maszynopis pracy doktorskiej, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski.
- Synowiec G., Jasińska M. 2002. Rumowiska skalne w dolinach jarowych na Pogórzu Kaczawskim. *Przyroda Sudetów* 5: 175-184.
- Tomaszewski J.T. 1979. Przepuszczalność wodna karkonoskich gruntów. *Problemy Zagospodarowania Ziemi Górskich* 20: 103-126.
- Traczyk A. 1996. Geneza i znaczenie stratygraficzne rytmicznie warstwianych osadów stokowych w Sudetach. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 1808, *Prace Instytutu Geograficznego* A8: 93-104.
- Traczyk A. 2006. Wpływ działalności człowieka na akumulację stokową w okolicach Lubawki w Górach Kruczych (Sudety). W: A. Latocha, A. Traczyk (red.) *Zapis działalności człowieka w środowisku przyrodniczym*. Metody badań i studia przypadków. Gajt s.c., Wrocław: 84-95.
- Traczyk A. 2012. Zapis antropopresji w utworach pokrywowych na przykładzie Gór Kruczych (Sudety Środkowe). W: I. Malik (red.) *Antropopresja w wybranych strefach morfoklimatycznych – zapis zmian w rzeźbie i osadach*. Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego 77: 391-401.
- Traczyk A., Kasprzak M. 2009. Skałki keratofirowe okolic Kaczorowa w Górach Kaczawskich. *Przyroda Sudetów* 12: 123-134.
- Traczyk A., Migoń P. 2003. Cold-climate landform patterns in the Sudetes. Effects of lithology, relief and glacial history. *Acta Universitatis Carolinae, Geographica* 35, *Suppl.*: 185-210.
- Walczak W. 1972. Sudety i Przedgórze Sudeckie. W: M. Klimaszewski (red.) *Geomorfologia Polski*, t. 1, Polska południowa. Góry i wyżyny. PWN, Warszawa: 167-231.
- Waroszewski J., Kabała C., Turska A. 2010. Specyficzne właściwości gleb Kowarskiego Grzbietu w Karkonoszach. *Opera Corcontica* 47, *Suppl.* 1: 47-56.
- Waroszewski J., Malkiewicz M., Mazurek R., Labaz B., Jezierski P., Kabała C. 2015a. Lithological discontinuities in Podzols developed from sandstone cover beds in the Stołowe Mountains (Poland). *Catena* 126: 11-19.
- Waroszewski J., Kabała C., Jezierski P. 2015b. Relief-induced soil differentiation at the sandstone–mudstone contact in the Stołowe Mountains, SW Poland. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.* 59, *Supplement* 1: 211-226.
- Wrońska-Wałach D., Plączkowska E., Krzemień K. 2013. Leje źródłowe jako systemy morfodynamiczne w obszarach górskich. *Przegląd Geograficzny* 85: 31-51.
- Zvejska F. 1947. O vzniku horských strží v povodí Hučivé Desné. *Časopis Zemského Muzea v Brně* 31: 3-15.
- Żurawek R. 1999. Reliktowe lodowce skalne – nowa interpretacja form akumulacji na wschodnich i południowych stokach Ślęży. *Przegląd Geograficzny* 71: 77-94.

Summary

Forested hillslopes of the medium-altitude mountain range of the Sudetes (Central Europe) have long been considered as a generally stable geomorphic environment, whose main characteristics are inherited from the Pleistocene and reflect periglacial conditions. Thus, both hillslope landforms – crags, slope hollows, block fields and scree, as well as deposits were interpreted as the legacy of pre-Holocene cold climates. Significantly, review-type geomorphic studies from the Sudetes published until the early 21st century included very scarce information about the dynamics of slopes under forest. The results of research carried out in the last two decades show that such an extreme view is no longer tenable and the forested hillslopes are continuously shaped by a range of surface and subsurface processes, as attested by minor and, locally, medium-size landforms, cover deposits and soil characteristics. Both semi-natural and anthropogenically transformed slope sections bear evidence of change that occurred during the Holocene.

Processes shaping the forested slopes of the Sudetes can be looked at from various perspectives (Fig. 1). These include the spatial dimension, i.e. the area affected, the frequency of occurrence and the rates of downslope material

movement. An additional issue is the longevity of landforms produced by hillslopes processes. While processes acting on hillslopes are generally considered to have natural causes, they may be accelerated due to human mismanagement or anthropic alteration of land cover sets the stage for processes which would not occur otherwise, such as linear erosion along forest roads, logging tracks and tourist trails. From the spatial perspective the most important processes are soil creep, linear erosion on modified surfaces and tree throws which include airlifting and subsequent degradation of root plates. The latter, although episodic in terms of frequency, is geomorphologically most effective. Mixing of cover deposits may occur down to the depth of 1.5 m, big boulders (>1 m long) may be brought to the surface, and the characteristic pit-and-mound microrelief of forest floor originates. Its longevity may exceed 100 years. Given the transport distance, the rate of material transport is the highest for debris flows but these are highly episodic and localized, being restricted to the steepest slopes in a few mountain groups within the Sudetes only. However, in the last years several notable debris flows occurred, reaching the length of 1000 m and removing the entire thickness of cover deposits. Rock falls from crags, induced by freeze-thaw and root expansion, are almost instantaneous movements of material, but of very local significance. Indirect geomorphic and pedological evidence allows to assume that throughflow is an important process, leading to

pipng and tunnel erosion in specific circumstances. Finally, landslides are important agents of slope remodelling in some mountain ranges, where geological structure favours their occurrence, but their temporal status is uncertain. Only a few occurred in historical times, whereas a limited number of radiocarbon dates and under-developed soils indicate that some may have originated or were reactivated earlier during the Holocene. However, they may co-exist with landslide-produced but degraded landforms from pre-Holocene times.

To note is that a significant proportion of contemporary forested slopes in the Sudetes lacked forest in the recent past, especially since the 17th to the mid-20th century. They were used as agricultural land, meadows and grazing ground, with the evidence of past human use recorded in both landforms and deposits. Slopewash sediments locally reach 1.6 m and thicknesses in the range of 0.5–1 m are common, whereas relevant landforms include road gullies and agricultural terraces.

Despite recent advances significant gaps remain to be filled to better understand the status of the forested hillslopes of the Sudetes. In particular, future research should focus on the efficacy of throughflow and piping, the actual extent of slope and soil remodelling by windthrows, geomorphic systems of valley heads, the history of block fields under forest and on constraining the age of landslides.

BUDOWA I WIEK WYŻSZEJ TERASY KAMIONKI NA ODCINKU SUCHEDNIÓW–REJÓW

Sediments and age of Kamionka River higher terrace between Suchedniów and Rejów

TOMASZ KALICKI*, PAWEŁ PRZEPIÓRA, ŁUKASZ PODRZYCKI

Zarys treści. Przedstawiono strukturę, teksturę i wiek osadów budujących terasę wyższą (5–12 m) Kamionki pomiędzy Suchedniowem i Rejowem. Te piaszczysto-żwirowe aluwia korytowe, poziomo, przekątnie i rynnowo warstwowane, były składane przez rzekę roztokową w okresie kataglacjalnym stadiału warty (datowania TL: 127–119 ka). Ich uziarnienie i struktura są różne w rozszerzeniach i zwężeniach doliny, co uwarunkowane było zmienną energią przepływów i zróżnicowaniem subs środowisk sedymentacji fluwialnej. W przełomowym odcinku doliny aluwia zostały przykryte przez bardzo gruboklastyczne osady proluwialne. W vistulianie (czynnik klimatyczny) i w ostatnich stuleciach (czynnik antropogeniczny) powierzchnia tej terasy uległa zwydmieniu.

Słowa kluczowe: Góry Świętokrzyskie, terasa Kamionki, stadiał warty, sedymentologia, datowania TL

Abstract. The structure, texture and age of the sediments of the higher (5–12 m) terrace of the Kamionka river between Suchedniów and Rejów are presented. These horizontal and cross-bedded sandy-gravel channel alluvia were accumulated by a braided river during the end of the Wartanian stadial (TL datings: 127–119 ka). Their grain size and structure differ in the wide and narrow sections of the valley, which was caused by changes of flow energy and differentiation of sedimentological fluvial subenvironments. Alluvia were covered by very coarse colluvia in the gap section. Dunes formed on top of the terrace in the Vistulian (climatic factor) and the last centuries (anthropogenic factor).

Key words: Holy Cross Mountains, terrace of Kamionka River, Wartanian stadial, sedimentology, TL datings

Wstęp – rys paleogeograficzny

Góry Świętokrzyskie charakteryzują się promienistym, odśrodkowym układem sieci rzecznej. Na północ płyną ciekę dorzecza Kamiennej a na południe rzeki zlewni Nidy. Został on zdeterminowany przez utworzenie w czasie ruchów alpejskich na przełomie kredy i paleogenu wielkopromiennego wyniesienia o osi NW–SE skał mezozoicznych ponad paleozoicznym trzonem (Lencewicz 1913; Kowalski 2002b). Rzeki, dostosowując się do tej struktury, rozcinały pokrywę mezozoiczną oraz trzon paleozoiczny niezależnie od odporności skał i utworzyły przełomy poligenetyczne (najczęściej epigenetyczno-antecedentne). Układ dolin północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (m.in. Kamionki) uwarunkowany jest kierunkiem spękań ciosowych (Kosmowska-Suffczyńska 1966, 2000), a na lokalny, odśrodkowy lub dośrodkowy, układ

sieci rzecznej wpływały dodatkowo węzły geodynamiczne, z których jeden, suchedniowski, znajduje się na obszarze badań (Kowalski 2002b).

Czwartorzędowy etap ewolucji dolin był w plejstocenie związany ze zlodowaceniami (np. Czarnocki 1927, 1931; Lencewicz 1934; Samsownik 1934; Klimaszewski 1952; Radłowska 1957, 1960, 1963; Łyczewska 1959, 1971; Klatka 1964; Różycki 1964, 1972; Mycielska-Dowgiałło 1969, 1972; Lindner 1971, 1979, 1980, 1984a, b, 2004, 2005; Bartosik 1972; Hakenberg, Lindner 1971, 1973; Ber i in. 2007; Lindner, Marks 2012) oraz rozwijającym się tu przynajmniej trzykrotnie środowiskiem peryglacjalnym (Mojski 2005). Znaczne deniwelacje powodowały piętrowość zjawisk (Klatka 1955, 1968) i zasypywanie preglacjalnych dolin przez osady stokowe i fluwio-glacjalne, a w efekcie brak złożonych systemów terasowych (Różycki 1972) charakterystycznych dla innych dolin „obszaru peryglacjalnego” (Mojski 1993).

* Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii, Zakład Geomorfologii, Geoarcheologii i Kształtowania Środowiska, ul. Świetokrzvska 15, 25-406 Kielce; e-mail: tomaszkalicki@ymail.com

Łądolody południowopolskie (san I, san II) wkroczyły na obszar Gór Świętokrzyskich (Mojski 2005), których rzeźba, w tym przełomy rzeczne, uległa przekształceniu glacialnemu (Kowalski 1988, 2002b). Na początku interglacjału mazowieckiego odpreparowana została starsza rzeźba, tzn. kuesty z subsekwentnymi dolinami u ich podnóża w mezozoicznym obrzeżeniu gór (Różycki 1967) i przełomy rzeczne w trzonie paleozoicznym (Lencewicz 1913; Kowalski 1988). Erozja interglacialna przybrała bardzo duże rozmiary, w dolinach północnego obrzeżenia dotarła do skalnego podłoża podczwartorzędowego, co mogło być spowodowane epejrogenicznym podnoszeniem NE przedpola Gór Świętokrzyskich (Radłowska 1963; Gilewska 1972).

Nasunięcie łądolodu odry nawiązywało ściśle do orografii. Loby wkraczały tylko w obniżenia, a zabarykadowane doliny i kotliny były intensywnie zasypywane (do wysokości 260–270 m n.p.m.) przez osady fluwioglacjalne oraz rzeczne zalegające się z pokrywami soliflukcyjnymi. W fazie maksymalnej (stadiał kamiennej) jeden z nich zajął dolinę górnej Kamiennej (Samsonowicz 1925; Różycki 1967; Lamparski 1970; Lindner 1970, 1984a, 1988, 2004, 2005; Filonowicz 1971a, b; Bartosik 1972; Mojski 2005) i wkroczył do doliny Kamionki dwoma łobami: od wschodu (dolną Łosiennicy) i od północy przez przełom Kamionki poniżej Suchedniowa. Oba jezory rozdzielone były nunatakami Kamiennej Góry oraz strefą akumulacji międzyłobowej i łączyły się w miejscu współczesnego ujścia Łosiennicy do Kamionki. Łądolód zajął dolną, środkową i częściowo górną część zlewni Kamionki, a wody proglacialne, które były odprowadzane na południe oraz na wschód przez kotlinę Mostki, wypełniły obniżenia miąższymi osadami fluwioglacjalnymi (Gilewska 1972; Lewandowski i in. 1975). Śladem arealnego wytapiania łobów łądolodu odry są terasy kemowe (5 poziomów według Lewandowskiego i in. 1975; 4 poziomy według Przepióry 2017) zachowane w morfologii środkowego odcinka doliny Kamionki i dolinie Łosiennicy.

W ociepleniu pomiędzy stadiałami odry i warty następowało rozcinanie osadów wypełniających doliny i formowanie teras (Lindner 1970). W dolinach Lubrzanki oraz Belnianki powstała terasa o wysokości 10–12 m (Klatka 1962), w dolinie Czarnej Nidy terasa III (8–10 m) (Krupa 2013, 2015), w dolinie środkowej Nidy terasa IV (10–15 m) (Hakenberg, Lindner 1971), a w dolinie Kamionki terasa G III (5–12 m) (Lewandowski i in. 1975).

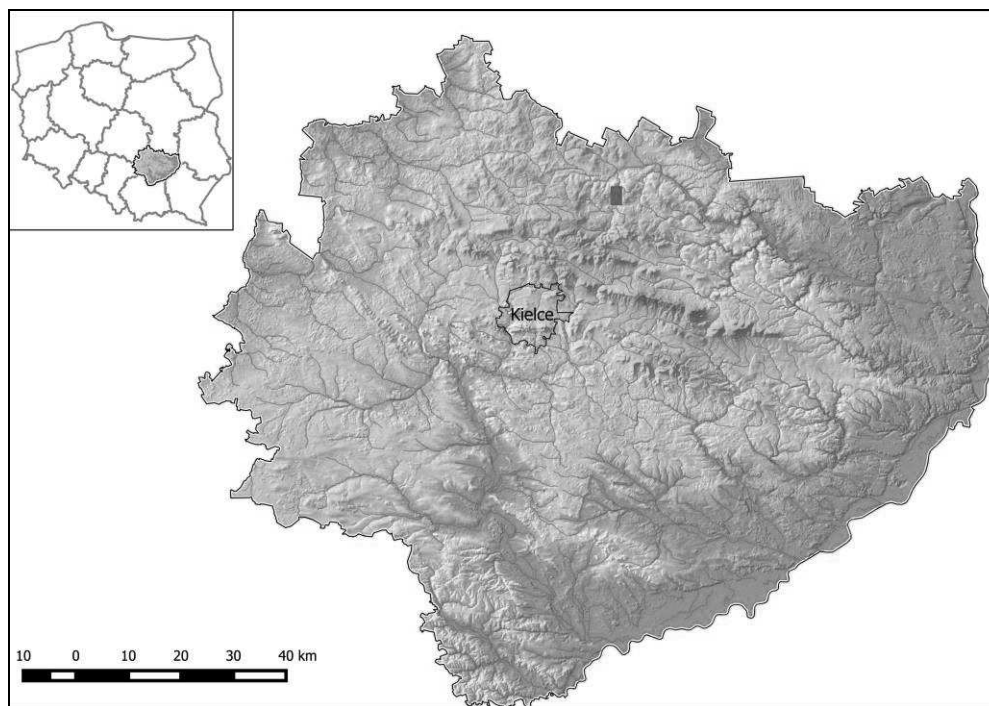
Ochłodzenie vistuliańskie spowodowało, że region świętokrzyski znalazł się ponownie w klimacie peryglacialnym, z dominującym wietrzeniem mrozowym i soliflukcyjnym przemieszczaniem powstałych pokryw gruzowych (Klatkova 1955). Intensywne ruchy masowe prowadziły do odgrzebywania starych progów strukturalnych i monoklinalnych (Radłowska 1963). W dnach dolin zachodziła akumulacja aluwii piaszczysto-żwirowych zalegających się z dwoma soliflukcyjnymi pokrywami gruzowymi, nadbudowującymi terasy środkowopolskie (Klatkova 1955; Klatka 1955). W ujściowym odcinku doliny Czarnej Nidy i w dolinie środkowej Nidy z okresem vistulianu wiązana jest terasa III (7–8 m) (Hakenberg, Lindner 1971, 1973), a w dolinie Czarnej Nidy na kilku stanowiskach aluwia terasy II (4–6 m) były datowane metodą TL na okres 25–16 ka (Krupa 2013, 2015). Datowania TL wskazują, że aluwia terasy o wysokości 5–16 m w dolinie Belnianki (Ludwikowska-Kędzia 2005, tam literatura) i terasy wysokiej (8–14 m) w dolinie Lubrzanki (Kowalski 2002a) pochodzą z pleniglacjału (stadiał świecia oraz interstadiał grudziądza). W dolinie Kamionki terasa G IV wiązana była ze zlodowaczeniem bałtyckim (Lewandowski i in. 1975). Na rozciętych w starszym dryasie (Klatka 1968) lub alle-rødzie (Hakenberg, Lindner 1971) i zdrenowanych terasach vistuliańskich powstały w późnym glacialu liczne wydmy (Czarnik 1966; Jaśkowski 1996), współcześnie często zniwelowane antropogenicznie (Przepióra 2017). Ze schyłkiem plejstocenu wiązany jest rozległy poziom o wysokości 3–4 m (terasy II wg Hakenberga, Lindnera 1971, 1973; terasa I wg Krupy 2013) zachowany w kilku odcinkach Czarnej Nidy i utworzony przez rzekę roztokową w młodszym dryasie. Młododryasowy wiek tej terasy potwierdza data 10 480±70 BP (10 658–10 156 cal. BC; MKL-3453), uzyskana dla subfosylnego pnia sosny zalegającego *in situ* w piaszczysto-żwirowych osadach korytowych rzeki roztokowej, budujących również poziom o podobnej wysokości w dolinie Czarnej Koneckiej (Nowak 2017). Poziomy te zostały rozcięte na przełomie młodszego dryasu i holocenu (Klatka 1968; Hakenberg, Lindner 1971, 1973) przez rzeki płynące wielkimi meandrami (Krupa 2013, 2015), które zachowały się w brzeżnych częściach równin zalewowych, w licznych dolinach świętokrzyskich (Kalicki i in. 2016), w tym w dolinie Kamionki (Przepióra 2017).

Cel i metody badań

Jak pokazuje przedstawiony powyżej stan badań, rozpoznanie systemów terasowych w re-

gionie świętokrzyskim jest słabe, zarówno jeśli chodzi o strukturę i teksturę aluwii, jak i wiek poszczególnych poziomów. Celem artykułu jest rozszerzenie tej wiedzy w oparciu o badania odcinka doliny Kamionki pomiędzy Suchedniowem i Rejowem (rys. 1). Studia koncentrowały się na

określeniu zróżnicowania litofacjalnego i litogenetycznego oraz wieku aluwii. Wyniki badań pozwoliły na odtworzenie warunków paleogeograficznych w okresie formowania się osadów terasy.



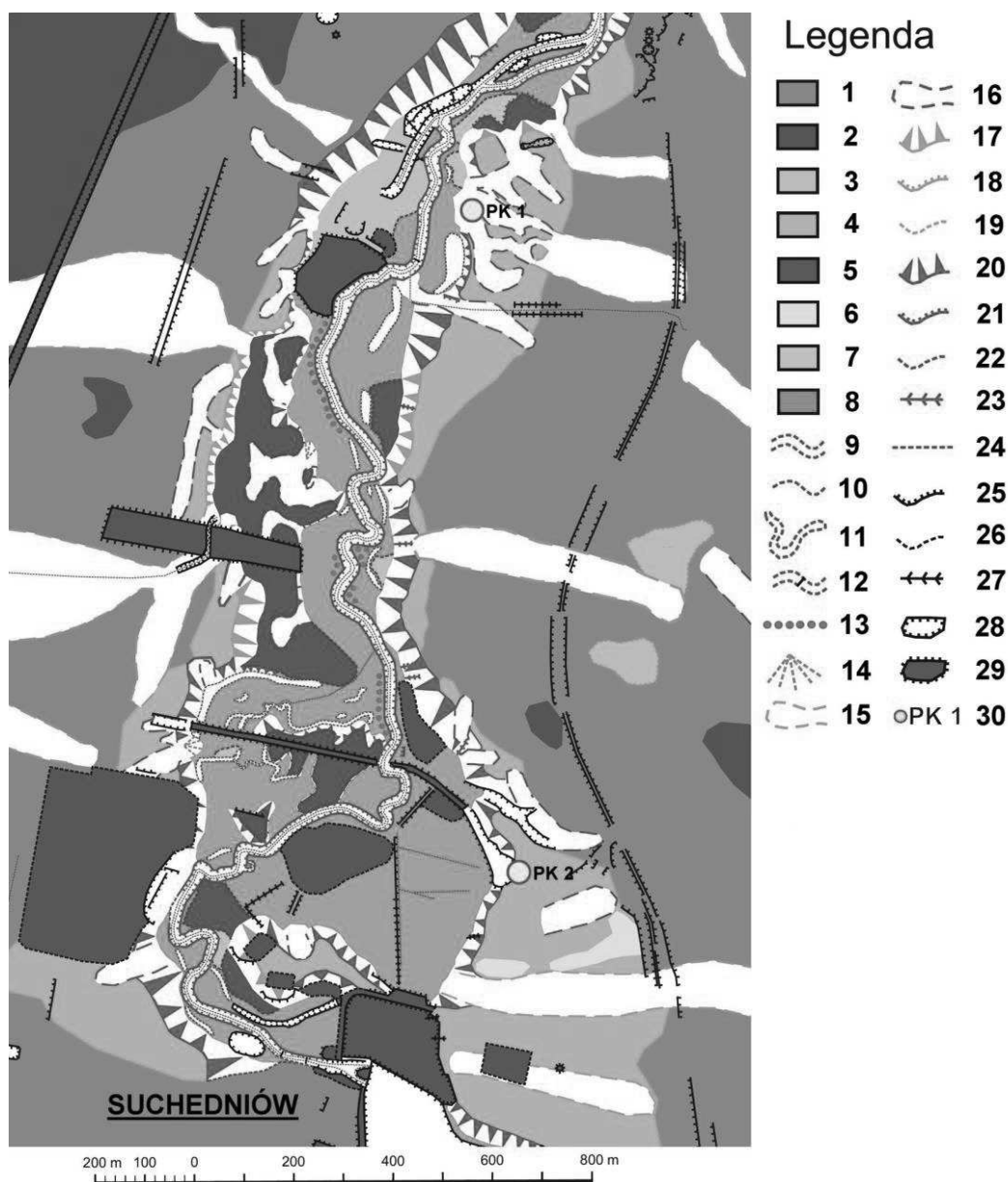
Rys. 1. Położenie obszaru badań na numerycznym modelu terenu (NMT) województwa świętokrzyskiego (oprac. P. Przepióra, M. Frączek)

The location of the study area on a digital terrain model (DTM) of the Świętokrzyskie voivodship (by P. Przepióra, M. Frączek)

W trakcie kartowania geomorfologicznego (rys. 2) do badań szczegółowych wytypowano dwa profile oddalone od siebie o 1,5 km. W celu uchwycenia lokalnego zróżnicowania w wykształceniu aluwii jeden z profili reprezentuje obszar rozszerzenia w rejonie Suchedniowa, natomiast drugi odcinek przełomowy powyżej zalewu w Rejowie. W profilach, wykonanych metodą schodkową, zastosowano opis i analizę litofacjalną i litogenetyczną opartą na pracach Zielińskiego (1998, 2014). Pobrano próbki na analizy uziarnienia, a z kluczowych warstw wzięto również próbki na datowania termoluminescencyjne (3–4 próbki z każdego profilu).

Wszystkie analizy granulometryczne i datowania zostały wykonane w Zespole Laboratoriów Naukowo-Dydaktycznych Instytutu Geografii UJK w Kielcach. Do analiz uziarnienia (próbki o wadze

100 g) wykorzystany został zestaw sit (DIN ISO 3310/1, sita: 2,8 mm, 2,5 mm, 2,0 mm, 1,6 mm, 1,4 mm, 1,0 mm, 800 μ m, 630 μ m, 500 μ m, 400 μ m, 315 μ m, 250 μ m, 200 μ m, 160 μ m, 125 μ m, 100 μ m, 90 μ m, 63 μ m, < 63 μ m) i przesiewaczy „Retsch – Rahmen”, a dla najgrubszych osadów zestaw sit (sita: 32,0 mm, 16,0 mm, 10,0 mm, 8,0 mm, 5,0 mm, 4,0 mm, 2,5 mm, 2,0 mm, < 2,0 mm) i wytrząsarka „Multiserw–Morek” LpzE–2e. Wyniki przedstawiono w formie graficznej w programie „GRANULOM”, dla wszystkich próbek zostały wyliczone wskaźniki uziarnienia Folka–Warda (1957): średnia średnica ziarna (M_z), odchylenie standardowe (δ_i) określające wysortowanie osadu, skośność (Sk_i) oraz kurtoza (K_G). Datowania termoluminescencyjne (TL) wykonano na czytniku „MAZAR–01” oraz czytniku TL „Laboratory Leader–Analyser RA’04” firmy „Microlab”.



Rys. 2. Mapa geomorfologiczna doliny Kamionki poniżej Suchedniowa (oprac. P. Przepióra)

1 – stok łagodny (2–6°); 2 – stok stromy (powyżej 6°); 3 – terasa kemowa; 4 – wyższa (5–12 m) terasa fluwialna, stadiał warty; 5 – niższa (3–4 m) terasa fluwialna, zlodowacenie wisły; 6 – wydma; 7 – wyższa (2–2,5 m) równina zalewowa, holocen; 8 – niższa (1–1,5 m) równina zalewowa, holocen; 9 – główne koryto rzeczne, aluwialne; 10 – drugorzędne koryto rzeczne, aluwialne; 11 – paleomeander holoceni; 12 – próg i jaz na rzece; 13 – wał przykorytowy; 14 – stożek napływowy; 15 – dolina plejstoceni; 16 – dolina holoceni; 17 – krawędź plejstoceni (<5 m); 18 – krawędź plejstoceni (>5 m); 19 – niewyraźna krawędź (załom) plejstoceni; 20 – krawędź holoceni (<5 m); 21 – krawędź holoceni (>5 m); 22 – niewyraźna krawędź (załom) holoceni; 23 – liniowe rozcięcie erozyjne; 24 – sztuczne koryto i rów melioracyjny; 25 – krawędź antropogeniczna (<1 m); 26 – niewyraźna (zatarta) krawędź antropogeniczna; 27 – antropogeniczne rozcięcie erozyjne; 28 – kopalnia, wyrobisko, antropogeniczna depresja jeziorna; 29 – hałda, nasyp; 30 – badane profile geologiczne PK 1 i PK 2

Geomorphological map of the Kamionka River Valley downstream of Suchedniów (by P. Przepióra)

1 – gentle slope (2–6°); 2 – steep slope (above 6°); 3 – kame terrace; 4 – higher (5–12 m a.r.l.) fluvial terrace, Wartanian stadial; 5 – lower (3–4 m a.r.l.) fluvial terrace, Vistula glaciation; 6 – dune; 7 – higher (2–2.5 m a.r.l.) floodplain, Holocene; 8 – lower (1–1.5 m a.r.l.) floodplain, Holocene; 9 – main alluvial riverbed; 10 – secondary alluvial riverbed; 11 – Holocene palaeomeander; 12 – dam and weir on the river; 13 – levee; 14 – alluvial fan; 15 – Pleistocene valley; 16 – Holocene valley; 17 – Pleistocene edge (<5 m); 18 – Pleistocene edge (>5 m); 19 – indistinct Pleistocene edge; 20 – Holocene edge (<5 m); 21 – Holocene edge (>5 m); 22 – Holocene blurred edge (bend); 23 – linear erosion cut; 24 – artificial riverbed and drainage channel; 25 – anthropogenic edge (<1 m); 26 – indistinct anthropogenic edge; 27 – anthropogenic erosion cut; 28 – mine, pit, artificial pond depression; 29 – mound, embankment; 30 – study geological profiles PK 1 and PK 2

Obszar badań

Kamionka, prawy dopływ Kamiennej, jest niewielką wyżynną, meandrującą rzeką na Płaskowyżu Suchedniowskim (Kondracki 2002). Jej długość wynosi około 17 km, a średni spadek około 5%. Zlewnia o powierzchni 107 km² w SE części położona jest na trzonie paleozoicznym Gór Świętokrzyskich, natomiast pozostała część leży w obrębie mezozoicznego obrzeżenia tych gór. Przebieg głównej doliny i układ sieci rzecznej w zlewni uwarunkowany jest kierunkiem spękań ciosowych (Kosmowska-Suffczyńska 2000) i ruchami neotektonicznymi (Kowalski 2002b).

W dolnym i górnym odcinku Kamionka sformowała przełomy pomiędzy wzgórzami zbudowanymi z piaskowca triasowego, natomiast w środkowym występuje rozszerzenie, w którym rzeka swobodnie meandruje i wcina się w osady fluwio-glacialne zlodowacenia odry, tworząc szereg teras (Krajewski 1955; Filonowicz 1962a, b, 1971a, b, 1978a, b; Lewandowski i in. 1975; Przepióra 2017).

Zlewnia leży w granicach Staropolskiego oraz Centralnego Okręgu Przemysłowego, co spowodowało silne antropogeniczne przemodelowanie doliny oraz samej rzeki (50% jej długości) na potrzeby rozwijającego się tu prężnie od XVII w. przemysłu opartego na wydobyciu i przetwarzaniu rudy żelaza (Przepióra 2017).

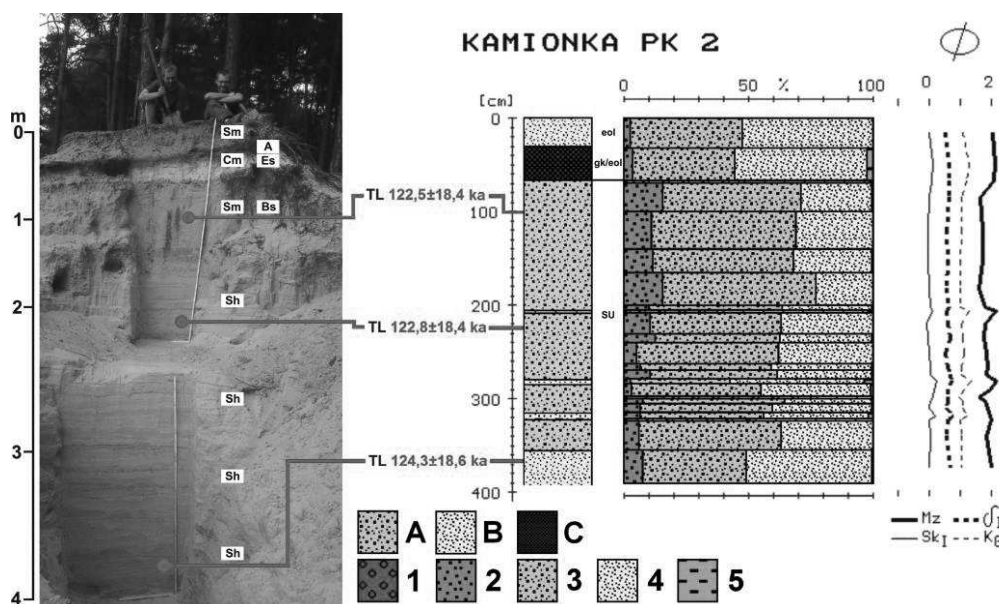
Analizowane profile znajdują się na odcinku poniżej Suchedniowa, gdzie ingerencja człowieka oraz przekształcenia rzeźby były stosunkowo niewielkie, a naturalne formy są dobrze czytelne. Zlokalizowano je na terasie wyższej (5–12 m), zachowanej na całym odcinku wzdłuż prawego zbocza doliny w formie listwy o zmiennej szerokości od 400 m w Suchedniowie (PK 2) do 50 m w przełomie (PK 1) (rys. 2). Można ją korelować z terasą środkowopolską G III Lewandowskiego i in. (1975) zachowaną na tym odcinku pod lewym zboczem doliny.

Wyniki badań

Profil PK 2 położony jest na obszarze nieczynnej piaszownicy około 400 m na N od centrum Suchedniowa i 200 m na SE od oczyszczalni ścieków. Profil został wykonany na ścianie dawnego wyrobiska, która podcina terasę na odcinku kilkuset metrów.

W 4-metrowym odsłonięciu można wyróżnić 3 zespoły litofacjalne (rys. 3). Dolny o miąższości 3,3 m budują osady piaszczyste, poziomo warstwowane (Sh), niekiedy z drobnymi ripplemarkami (Sr). W górnych 70 cm występuje struktura masywna (Sm), co może być związane z pierwotnym warstwowaniem, które zostało zniszczone przez procesy glebotwórcze w czasie rozwoju nadległej gleby kopalnej (Bs – poziom iluwialno-żelazisty tej gleby). Na cały zespół składa się kilkadziesiąt warstw o różnej miąższości. W większości przeważają piaski średnioziarniste ze znacznym udziałem piasków drobnoziarnistych (Mz około 1,5 phi) i sporadycznie pojawiającą się domieszką pojedynczych drobnych żwirów (S(G)h). Są to osady dobrze wysortowane (δ_1 około 0,5). W całym zespole występuje tylko kilka cienkich, kilkucentymetrowych przewarstwień osadów z domieszką drobnych frakcji (maks. do kilku %) (S(F)h), co powoduje tylko nieznaczne pogorszenie wysortowania oraz zaznacza się w skośności i kurtozie osadów. Na głębokości 3 m występuje charakterystyczna jasnowiśniowa lamina, będąca barierą geochemiczną w migracji żelaza. Zbudowana jest z zabarwionego na ten kolor średnioziarnistego piasku oraz pojedynczych żwirów (do 2 cm średnicy) wiśniowego piaskowca triasowego, którego wschodnie znajdują się w górnym biegu rzeki (S(G)h). Układ warstw wskazuje na występowanie w profilu raz grubszych, raz drobniejszych osadów, bez dającej się zauważyć regularności lub prawidłowości. Zespół litofacjalny może być interpretowany litogenetycznie jako płytkie, niskoenergetyczne subsródownisko sedymentacyjne piaszczystego, górnego, płaskiego dna (SU), a datowania TL wskazują, że był akumulowany w stosunkowo krótkim okresie, gdyż jego wiek w dolnej, środkowej i górnej części wynosi odpowiednio 124,3±18,6 ka (KIE–844), 122,8±18,4 ka (KIE–843), 122,5±18,4 ka (KIE–842) (Przepióra i in. 2014).

Środkowy zespół litofacjalny, o miąższości około 40 cm tworzy bardzo dobrze wykształcona kopalna gleba bielicowa (Cm), z poziomem próchnicznym (A) i poziomem bielicowania (Es). Poziom B tej gleby wykształcił się już w górnej części poprzednio opisanego zespołu litofacjalnego. Bielica rozwinęła się na piaskach drobnych i średnich (Mz około 2,0 phi), dobrze wysortowanych (δ_1 około 0,5), z niewielkim udziałem frakcji pylasto-ilastych (S(F)m) będących efektem procesów glebotwórczych.



Rys. 3. Profil PK 2: litologia, granulometria, wskaźniki uziarnienia Folka–Warda i datowania TL

litologia: A – piasek średnioziarnisty, B – piasek drobnoziarnisty, C – gleba kopalna; frakcje: 1 – żwiry (poniżej -1ϕ), 2 – piaski gruboziarniste ($-1-1\phi$), 3 – piaski średnioziarniste ($1-2\phi$), 4 – piaski drobnoziarniste ($2-4\phi$), 5 – pyły i ły (powyżej 4ϕ); wskaźniki uziarnienia Folka-Warda: Mz – średnia średnica, δ_I – odchylenie standardowe, Sk_I – skośność, K_G – kurtoza; objaśnienia kodów litofacjalnych (Sm, Cm, Sh), litogenetycznych (SU) i poziomów glebowych (A, Es, Bs) w tekście; eol – osady eoliczne, gk – gleba kopalna

PK 2 profile: lithology, grain size, Folk–Ward distribution parameters and TL datings

lithology: A – medium sand; B – fine sand, C – buried soil; fractions: 1 – gravels (below -1ϕ); 2 – coarse sands ($-1-1\phi$), 3 – medium sands ($1-2\phi$), 4 – fine sands ($2-4\phi$), 5 – silts and clays (above 4ϕ); Folk-Ward's distribution parameters: Mz – mean size, δ_I – standard deviation, Sk_I – skewness, K_G – kurtosis; explanations of the lithofacial codes (Sm, Cm, Sh), lithogenetic codes (SU) and soil horizons (A, Es, Bs) in the text; eol – aeolian deposits, gk – buried soil

Cały profil zamyka, złożony na glebie kopalnej, trzeci zespół o miąższości około 30 cm, który budują piaski drobne i średnie (Sm), bardzo zbliżone uziarnieniem i wskaźnikami Folka–Warda do osadów, na których wytworzyła się gleba kopalna.

Profil PK 1 zlokalizowano na początku dolnego przełomu Kamionki (rys. 2). Dolina zwęża się tu do około 300 m. Zachowana na prawym brzegu listwa terasy o szerokości około 150 m jest silnie rozczłonkowana holocenijskimi dolinkami erozyjnymi u wylotu starszych, plejstocenijskich form fluwialno-denudacyjnych wyciętych w zboczu doliny. Profil został ulokowany na ostańcu terasy ograniczonym rynnami erozyjnymi, ma głębokość 5 m i można w nim wydzielić kilka zespołów litofacjalnych (rys. 4).

Dolny kompleks litofacjalny, o miąższości 4,2 m, budują warstwy piaszczysto-żwirowe (SG). Są to piaski średnioziarniste ze znacznym udziałem drobnoziarnistych ($Mz=1,5-2,0\phi$) i kilkuprocentową domieszką żwirów, dochodzącą w niektórych przypadkach (poziom rozmocia na głębokości 2,0 m) do 5%, co powoduje spadek średniej średnicy do poniżej $0,5\phi$. Osady są

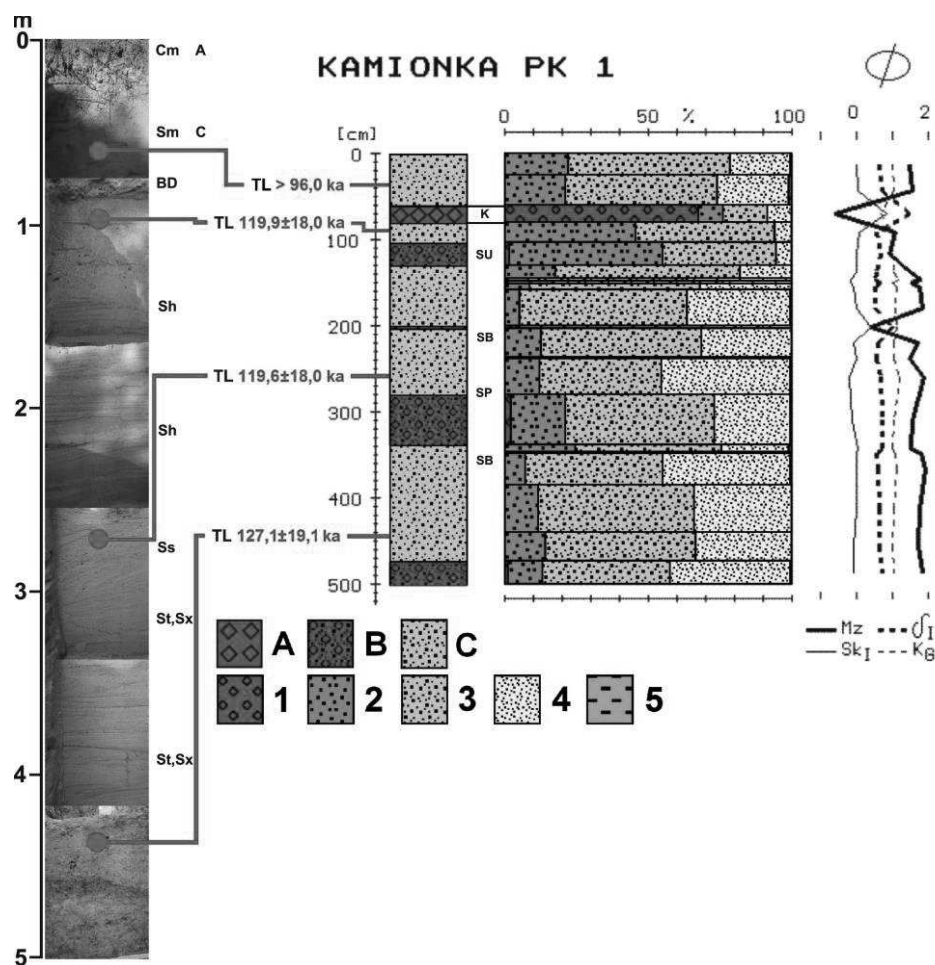
dobrze wysortowane (δ_I około 0,5). W całym kompleksie zaznaczają się dwie fazy agradacji z niewyraźną tendencją drobnienia osadów ku górze. W pierwszej fazie akumulowane były piaski rynnowo (St) i przekątnie warstwowane (Sx) (głębokość poniżej 3,5 m), a w profilu widoczne są liczne płytkie rozmocia kanałowe wypełnione piaskami przekątnie warstwowanymi (Ss) (rys. 5). Ten zespół litofacjalny może być interpretowany litogenetycznie jako piaszczyste formy dna (SB) (megariplemarki MR i riplemarki RM) z wypełnieniami rozmoc (struktur kanałowych SP). Osady były akumulowane w piaszczystym korycie rzeczonym o znacznej energii środowiska fluwialnego, jak wskazuje datowanie TL, około $127,1\pm 19,1$ ka (KIE-841). W drugiej fazie agradacji akumulowane były piaski poziomo warstwowane (Sh) (głębokość 3,5–0,8 m). W interpretacji litogenetycznej można przyjąć, że ten zespół litofacjalny reprezentuje płytkie subsrodowisko sedymentacyjne piaszczystego, górnego, płaskiego dna (SU), prawdopodobnie w brzeżnej części równiny aluwialnej. Datowania TL $119,6\pm 18,0$ ka (KIE-840) i $119,9\pm 18,0$ ka (KIE-

839) wskazują, że akumulacja zachodziła w stosunkowo krótkim okresie.

Powyżej występuje warstwa diamiktonu – ostrokrawędzistych okruchów piaskowca triasowego wielkości do 10–15 cm zalegających w piaskach ($Mz = -0,7 \phi$)(BD) (rys. 6). Żle wysortowane ($\delta_I = 1,6$) osady tej litofacji mają miąższość 10–20 cm. Piaskowce triasowe budują na tym odcinku prawe zbocze doliny, do którego przylega terasa.

Górny zespół litofacjalny, o miąższości około 60 cm, tworzą osady piaszczyste (Mz około 1,5 ϕ), które są dobrze wysortowane (δ_I około

0,5) i mają strukturę masywną (Sm). Datowanie TL wskazuje, że ich wiek należy szacować na $>96,0$ ka (KIE–838). Niewykluczone, że pierwotne struktury w tej litofacji zostały zatarte przez procesy glebotwórcze, gdyż w stropie profilu wykształcona jest współczesna gleba (Cm), z poziomem organicznym (O) o miąższości około 15 cm. Brak w profilu głębszych poziomów bielicy wskazuje na erozyjne ogłowienie starszej gleby i ponowne wykształcenie bardzo młodego poziomu organicznego, który tworzy inicjalne stadium bielicy.

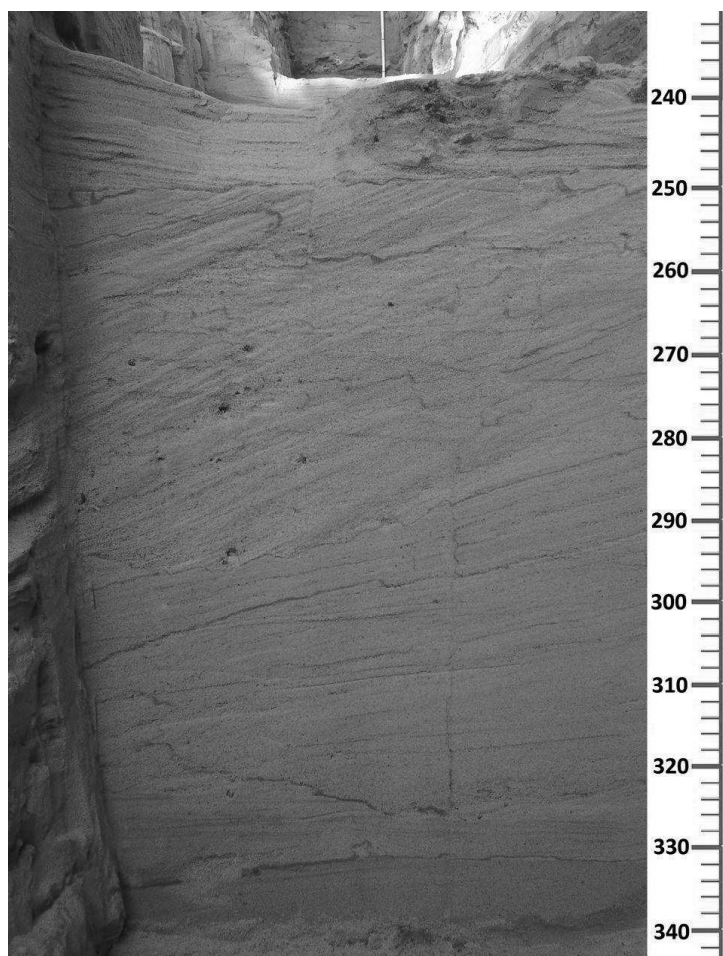


Rys. 4. Profil PK 1: litologia, granulometria, wskaźniki uziarnienia Folka-Warda i datowania TL

litologia: A – rumosz skalny, B – piasek ze żwirem, C – piasek różnoziarnisty; frakcje: 1 – żwiry (poniżej -1ϕ), 2 – piaski gruboziarniste ($-1-1\phi$), 3 – piaski średnioziarniste ($1-2\phi$), 4 – piaski drobnoziarniste ($2-4\phi$), 5 – pyły i ropy (powyżej 4ϕ); wskaźniki uziarnienia Folka-Warda: Mz – średnia średnica, δ_I – odchylenie standardowe, Sk_I – skośność, K_G – kurtoza; objaśnienia kodów litofacjalnych (Sx, St, Ss, Sh, BD, Sm, Cm), litogenetycznych (SU, SB, SP) i poziomów glebowych (A, C) w tekście; K – koluwia

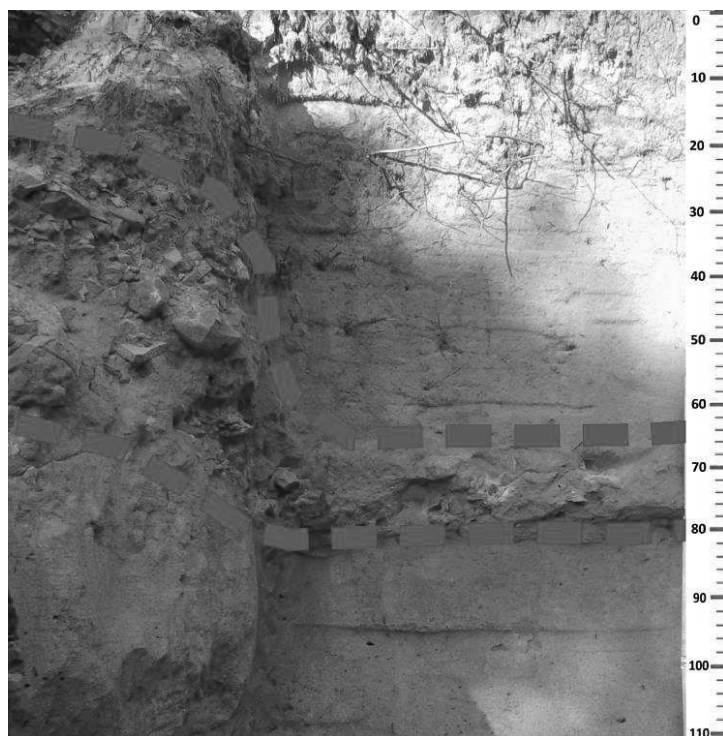
PK 1 profile: lithology, grain size, Folk–Ward distribution parameters and TL datings

lithology: A – rock fragment; B – sand and gravel, C – coarse sand; fractions: 1 – gravels (below -1ϕ); 2 – coarse sands ($-1-1\phi$), 3 – medium sands ($1-2\phi$), 4 – fine sands ($2-4\phi$), 5 – silts and clays (above 4ϕ); Folk–Ward's distribution parameters: Mz – mean size, δ_I – standard deviation, Sk_I – skewness, K_G – kurtosis; explanations of the lithofacial codes (Sx, St, Ss, Sh, BD, Sm, Cm), lithogenetic codes (SU, SB, SP) and soil horizons (A, C) in the text; K – colluvia



Rys. 5. Przekątnie i rynnowo warstwowe osady korytowe w dolnej części profilu PK 1

Cross-bedded channel sediments in the lower part of the PK 1 profile



Rys. 6. Warstwa gruboklastycznych osadów (proluwii) w górnej części profilu PK 1

A layer of very coarse colluvium in the upper part of the PK 1 profile

Dyskusja

Wyniki badań potwierdziły środkowopolski wiek wyższej terasy Kamionki, co sugerował Lewandowski i in. (1975). Prawobrzeżna terasa odpowiadałaby terasie G III wydzielanej przez tych autorów w lewobrzeżnej części doliny Kamionki i jej lewego dopływu Łosiennicy.

Terasa wyższa jest terasą akumulacyjną, której aluwia narastały w okresie kataglacjalnym stadium warty, na co wskazują datowania TL (127–119 ka). Osady deponowane były na równinie aluwialnej piaszczystodennej rzeki roztokowej w kilku różnowiekowych etapach (co mogłyby sugerować datowania TL w profilu PK 1) i w różnych subsródowniskach sedymentacyjnych – korytowym (piaszczysto-żwirowe aluwia korytowe, rynnowo warstwowane w PK 1) oraz płytkiego, górnego, płaskiego dna (piaski poziomo warstwowane w PK 1 i PK 2).

Tekstura i struktura aluwii odzwierciedla też lokalną sytuację geomorfologiczną i dynamikę przepływów (por. Huisink 1998; Forsytek 2005, 2010; Zieliński 1998, 2014). W rozszerzeniu (profil PK 2), gdzie rzeka roztokowa tworzyła rozległą równinę aluwialną, w brzeżnych częściach dna doliny występowały przez długi okres liczne drugorzędne nurty, w których gromadziły się poziomo warstwowane, dobrze wysortowane piaski średnioziarniste z przewarstwieniami drobnoziarnistego żwiru i gruboziarnistego piasku. Zmienność subsródownisk sedymentacyjnych musiała być w tych odcinkach stosunkowo niewielka, gdyż miąższości akumulowanych w nich zespołów litofacjalnych dochodzą do 3 m, natomiast w przelomie (profil PK 1) równina aluwialna była węższa, a ilość koryt drugorzędnych zredukowana. W sedymentacji większą rolę odgrywała depozycja grubszych aluwii, przekątnie i rynnowo warstwowanych, w wysokoenergetycznym subsródownisku głównego nurtu. Jego boczna migracja powodowała zmienność subsródownisk sedymentacyjnych i związaną z tym mniejszą miąższość zespołów litofacjalnych. Dlatego w profilu PK 1 litofacie reprezentujące formy denne (SB) zostały zastąpione przez litofacie górnego płaskiego dna (SU) o miąższości nieprzekraczającej 1,5 m.

Wyniki badań potwierdziły również poligenetyczność osadów występujących na terasach środkowopolskich i ich nadbudowanie przez pokrywy gruzowe, na co zwracali uwagę Klatkowska (1955) i Klatka (1956). Autorzy ci wiązali to z pokrywami soliflukcyjnymi z okresu vistu-

lianu. W przypadku terasy Kamionki (profil PK 1) takie nałożenie gruboklastycznych osadów stokowych (ostrokrawędziste okruchy piaskowca) na aluwia również miało miejsce w odcinku przelomowym, gdzie terasa przylega bezpośrednio do stromych zboczy. Wydaje się jednak, że nie są to osady jęzora soliflukcyjnego, lecz proluwia złożone u wylotu jednej z krótkich dolinek rozcinających zbocza przelomu. Na tym odcinku rzeka nie posiadała wystarczającej siły do transportu tak grubej frakcji i warstwę przykryła kolejna litofacja aluwii. Również depozycja proluwii miała miejsce prawdopodobnie w okresie kataglacjalnym, choć nie jest wykluczony również wczesnovistulianki wiek tych osadów (datowanie TL starsze niż 96 ka). Za pierwszą interpretacją przemawia wzrost intensywności transportu poprzecznego do osi doliny, notowany u schyłku glacjałów, kiedy gruboklastyczna zwietrzelina peryglacialna niepokryta roślinnością mogła być łatwo uruchamiana przez procesy morfogenetyczne na stokach i dostarczana do głównych dolin przez boczne dopływy.

W obu profilach aluwia kończy facja zamierającego koryta (por. Zieliński 2014), co świadczy o spadku aktywności roztokowej Kamionki na równinie aluwialnej i prawdopodobnie bezpośrednio poprzedza fazę jej rozcięcia. Nastąpiło to przypuszczalnie u schyłku stadiału warty i w eemie, co potwierdza schemat faz erozji i akumulacji w klimatycznym cyklu interglacialno-glacialnym (por. Zieliński 2014, tam literatura).

W vistulianie następowała akumulacja aluwii niższej terasy Kamionki, która najprawdopodobniej została rozcięta w późnym glacialu, kiedy rzeka zmieniła rozwinięcie z roztokowego na meandrowe. Wielkie paleomeandry z tego okresu zachowały się w poziomie równiny zalewowej (Przepióra 2017), co jest zgodne ze schematem ewolucji dolin środkowoeuropejskich w tym okresie (por. Kalicki 2006, tam literatura). W młodszym pleniglacialu lub późnym glacialu zwydmieniu uległa także powierzchnia wyższej terasy, czego ślady, w postaci niewielkich wydm, odnajdujemy dziś w sąsiedztwie cmentarza miejskiego w Suchedniowie. Działalność eoliczną dokumentują też dwa górne zespoły litofacjalne w profilu PK 2. Niższy z nich, na którym wykształciła się holocenska bielica, powstał zapewne jeszcze u schyłku plejstocenu, natomiast młodszy odzwierciedla antropogeniczne ożywienie procesów wydmotwórczych po odlesieniu obszaru w ostatnich stuleciach, co potwierdzają diagram pyłkowy (Szczepanek 1961) i dane historyczne (Przepióra 2017).

Wnioski

Terasę wyższą (5–12 m) Kamionki pomiędzy Suchedniowem i Rejewem budują piaszczysto-żwirowe aluwia korytowe, poziomo, przekątnie i rynnowo warstwowane, składane przez rzekę roztokową w okresie kataglacialnym stadiału warty (datowania TL: 127–119 ka). Ich uziarnienie i struktura są różne w rozszerzeniach i zwężeniach doliny, co uwarunkowane było zmienną energią przepływów i zróżnicowaniem subsródownisk sedymentacji fluwialnej. W przełomowym odcinku doliny aluwia zostały przykryte przez bardzo gruboklastyczne osady proluwialne. Powierzchnia terasy uległa zwydmieniu w vistulianie pod wpływem czynnika klimatycznego i ponownie w ostatnich stuleciach wskutek czynników antropogenicznych.

Literatura

- Bartosik J. 1972. Geomorfologia obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w okolicach Hży. *Acta Geographica Lodziensia* 29: 1-87.
- Ber A., Lindner L., Marks L. 2007. Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Przegląd Geologiczny* 55: 115-118.
- Czarnik J. 1966. Stratygrafia czwartorzędu północnych okolic Koniecpola nad Pilicą. *Acta Geologica Polonica* 16(3): 379-400.
- Czarnocki J. 1927. O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe PIG 17: 18-21.
- Czarnocki J. 1931. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. *Rocznik PTG* 7: 82-104.
- Filonowicz P. 1962a. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Bodzentyń. Wyd. Geol., Warszawa: 1-85.
- Filonowicz P. 1962b. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Bodzentyń. Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P. 1971a. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Kielce. Wyd. Geol., Warszawa: 1-71.
- Filonowicz P. 1971b. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Kielce. Wyd. Geol., Warszawa.
- Filonowicz P. 1978a. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna. Wyd. Geol., Warszawa: 1-71.
- Filonowicz P. 1978b. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna. Wyd. Geol., Warszawa.
- Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Forysiak J. 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem i Dobrowem po zlodowaceniu warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90: 1-116.
- Forysiak J. 2010. Zastosowanie analizy zdjęć lotniczych do rekonstrukcji układu wielokorytowego środkowej Warty. *Landform Analysis* 13: 13-18.
- Gilewska S. 1972. Wyżyny Śląsko-Małopolskie. W: M. Klimaszewski (red.) *Geomorfologia Polski*. PWN, Warszawa: 234-340.
- Hakenberg M., Lindner L. 1971. Stratygrafia osadów czwartorzędowych w dolinie środkowej Nidy. *Acta Geologica Polonica* 21(2): 241-264.
- Hakenberg M., Lindner L. 1973. Holoceniński rozwój doliny środkowej Nidy. *Acta Geologica Polonica* 23(2): 435-444.
- Huisink M. 1998. Changing river styles in response to climate change: examples from the Maas and Vecht during the Weichselian Pleniglacial and Lateglacial. PhD Thesis. Vrije Universiteit, Faculty of Earth Sciences (Amsterdam): 1-127.
- Jaśkowski B. 1996. Geneza i wiek wydmy Gór Świętokrzyskich w świetle datowań ¹⁴C i TL. *Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej, Seria: Mat.-Fiz.: Geochronometria* 14, 1331: 31-46.
- Kalicki T. 2006. Zapis zmian klimatu oraz działalności człowieka i ich rola w holocenińskiej ewolucji dolin środkowoeuropejskich. *Prace Geograficzne IGI PAN* 204: 1-349.
- Kalicki T., Krupa J., Przepióra P., Kłusakiewicz E., Kusztal P., Frączek M., Górska-Zabielska M., Nowak M., Pawłowski D., Petr L., Przędziecki M., Przychodni A. 2016. River valley evolution of Holy Cross Mountains region. Field Guide of FLAG Biennial Meeting "Evolution of river valleys in Central Europe", Kielce-Suchedniów: 48-93.
- Klatka T. 1955. Suche doliny płaskodenne na przedpolu Łysogór. *Biuletyn Peryglacialny* 2: 79-89.
- Klatka T. 1962. Geneza i wiek gołoborzy łysogórskich. *Acta Geographica Lodziensia* 12: 1-124.
- Klatka T. 1964. Geomorfologia Gór Świętokrzyskich. *Roczniki Gleboznawcze XV* (dod.): 129-154.
- Klatka T. 1968. Holocenińskie procesy rzeźbotwórcze w obszarze Gór Świętokrzyskich. *Folia Quaternaria* 29: 89-95.
- Klatkowa H. 1955. Utwory stokowe na terasie Kamiennej pod Wąchockiem. *Biuletyn Peryglacialny* 2: 91-99.
- Klimaszewski M. 1952. Zagadnienia plejstocenu południowej Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 65: 137-268.
- Kondracki J. 2002. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.

- Kosmowska-Suffczyńska D. 1966. Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. *Prace Geograficzne IGI PZ PAN* 54: 1-114.
- Kosmowska-Suffczyńska D. 2000. Wpływ drobnych struktur tektoniki dysjunktywnej na kierunkowość rzeźby w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. *Geologia i geomorfologia Gór Świętokrzyskich – kontrowersje i nowe spojrzenia. Prace Instytutu Geografii WSP, Kielce*: 171-208.
- Kowalski B. 1988. Rozwój rzeźby przełomowego odcinka doliny rzeki Lubrzanki przez główne pasmo Gór Świętokrzyskich w czwartorzędzie. *Przegląd Geograficzny* LX,4: 635-653.
- Kowalski B. 2002a. Geneza i wiek osadów terasy zalewowej i nadzalewowej (wysokiej) środkowego odcinka doliny Lubrzanki w Górach Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geografii Akad. Świętokrzyskiej* 8: 151-216.
- Kowalski B. 2002b. Geneza układu sieci rzecznej w Górach Świętokrzyskich. *Prace Instytutu Geografii Akad. Świętokrzyskiej* 7: 315-51.
- Krajewski R. 1955. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Odrowąż. Wyd. Geol., Warszawa.
- Krupa J. 2013. Naturalne i antropologiczne procesy kształtujące dno doliny Czarnej Nidy w późnym wistulianie i holocenie. *Folia Quaternaria* 81: 5-156.
- Krupa J. 2015. Natural and anthropogenic channel pattern changes in the mid-mountain valley during the Late Glacial and Holocene, Polish Uplands. *Quaternary International* 370: 55-65.
- Lamparski Z. 1970. Dynamika ruchu brzeżnej części lądolodu w czasie transgresji zlodowacenia środkowopolskiego na północno-wschodnie zbocza Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica* 20: 587-602.
- Lencewicz S. 1913. Dzieje górnej Lubrzanki (Czarnej Nidy) w czwartorzędzie. *Pamiętnik Fizjograficzny* 21. Dz. II.
- Lencewicz S. 1934. Le massif hercynien des Łysogóry (Ste Croix) et ses envelopes. *Congres Intern. De Geogr. Varsovie*.
- Lewandowski J., Romanek A., Studencki M. 1975. Formy akumulacji międzylobowej w rejonie Suchedniowa. *Kwartalnik Geologiczny* 19,4: 887-906.
- Lindner L. 1970. Czwartorzęd północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Acta Geologica Polonica* XX(3): 636-645.
- Lindner L. 1971. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Studia Geologica Polonica* 35: 1-113.
- Lindner L. 1979. Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego w plejstocenie. *Roczniki Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 48,3-4: 479-508.
- Lindner L. 1980. Zarys chronostratygrafii czwartorzędu regionu świętokrzyskiego. *Kwartalnik Geologiczny* 24,3: 689-716.
- Lindner L. 1984a. Region świętokrzyski: Zlodowacenie środkowopolskie. Interglacja eemski. Zlodowacenie północnopolskie. W: J.E. Mojski (red.) *Budowa geologiczna Polski*, t. I, cz. 3b – czwartorzęd. Wyd. Geol., Warszawa: 255-286.
- Lindner L. 1984b. Holocen: Region świętokrzyski. W: J.E. Mojski (red.) *Budowa geologiczna Polski*, t. I, cz. 3b – czwartorzęd. Wyd. Geol., Warszawa: 326-330.
- Lindner L. 1988. Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny* 41,7: 31-39.
- Lindner L. 2004. Zarys stratygrafii plejstocenu Regionu Świętokrzyskiego. *Prace Instytutu Geografii Akad. Świętokrzyskiej* 13, Kielce: 7-32.
- Lindner L. 2005. Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. *Przegląd Geologiczny* 53(2): 145-150.
- Lindner L., Marks L. 2012. O podziale klimatostatygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Przegląd Geologiczny* 60(1): 36-45.
- Ludwikowska-Kędzia M. 2005. Litostratygrafia plejstocenijskich teras nadzalewowych dolin rzek Belnianki i Łagowicy w Górach Świętokrzyskich. VII Zjazd Geomorfologów Polskich „Współczesna ewolucja rzeźby Polski”, 19-22.09.2005 Kraków: 265-270.
- Łyczewska J. 1959. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego w świetle aktualnej problematyki. *Przegląd Geologiczny* 1: 86-91.
- Łyczewska J. 1971. Czwartorzęd regionu świętokrzyskiego. Stratygrafia kenozoiku Gór Świętokrzyskich i ich obrzeżenia. *Prace Instytutu Geologicznego* LXIV: 5-86.
- Mojski J.E. 1993. Europa w plejstocenie. Wyd. PAE, Warszawa.
- Mojski J.E. 2005. Ziemia polskie w czwartorzędzie. PIG, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1969. Próba rekonstrukcji warunków paleohydrodynamicznych rzeki na podstawie badań sedymentologicznych w dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem. *Przegląd Geograficzny* 44,3: 409-429.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1972. Rozwój doliny środkowej Wisły w holocenie w świetle badań okolic Tarnobrzega. *Przegląd Geograficzny* 44,1: 73-83.
- Nowak M.M. 2017. Budowa geologiczna i rzeźba doliny Czarnej Koneckiej w rejonie Wąsosza Starej Wsi. Maszynopis pracy magisterskiej. Archiwum UJK, Kielce.
- Przepióra P. 2017. Naturalne i historyczne zmiany zlewni Kamionki (Płaskowyż Suchedniowski)

- w subatlantyku. Maszynopis pracy doktorskiej. Archiwum UJK, Kielce.
- Przepióra P., Kalicki T., Podrzycki Ł. 2014. Structure and origin of Kamionka river terrace in Suchedniów – first results. Sbornik abstrakt 20. Kvarter, Ustav geologických ved PrF MU, Brno: 44.
- Radłowska C. 1957. Z badań nad morfogenezą doliny Krępianki. *Przegląd Geograficzny* 29,2: 359-366.
- Radłowska C. 1960. Z paleogeomorfologii doliny Zwolenki. *Przegląd Geograficzny* 32,4: 561-574.
- Radłowska C. 1963. Rzeźba północno-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. *Prace Geograficzne IG PAN* 38.
- Różycki S.Z. 1964. Klimatostratygraficzne jednostki podziału plejstocenu. *Acta Geologica Polonica* 14,3: 321-340.
- Różycki S.Z. 1967. Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Warszawa.
- Różycki S.Z. 1972. Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. *Roczniki Polskiego Towarzystwa Geologicznego* 42,1: 67-79.
- Samsonowicz J. 1925. O granicy zasięgu młodszego zlodowacenia między rzeką Iżanką a Wisłą. *Poseidzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego* 12: 9-10.
- Samsonowicz J. 1934. Objąsnienia arkusza Opatów. Ogólna mapa geologiczna Polski, PIG 1.
- Szczepanek K. 1961. Późnoglacialna i holocenska historia roślinności Gór Świętokrzyskich. *Acta Palaeobotanica* 2(2): 1-44.
- Zieliński T. 1998. Litofacjalna identyfikacja osadów rzecznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Struktury sedymentacyjne i postsedymentacyjne w osadach czwartorzędowych i ich wartość interpretacyjna*. UW, Warszawa: 195-257.
- Zieliński T. 2014. Sedymentologia osadów rzek i jezior. Wyd. Naukowe UAM, Poznań.

Summary

The study area is located in southern Poland in the Holy Cross Mts. region. The Kamionka is small, upland and meandering river drained in the northern part of these mountains. It is a tributary of the Kamienna river, which belongs to the

Vistula drainage basin. This entire territory was covered by an ice sheet during the Middle Polish glaciations. Therefore, the present-day river cut its valley in fluvio-glacial, sandy series. Some erosional levels occurred. The section of the valley downstream of Suchedniów is narrow, it is a gap between hills built of Triassic sandstones. Two terrace levels could be distinguished here.

The higher terrace in this area reaches 5–12 m and on this terrace are located two studied profiles, those profiles are located in two different places, 1.5 km apart. The first one is in the gap section (PK 1) and the second one (PK 2) in the widening of the valley upstream of the gap. Well sorted, sandy channel alluvia of a braided river may be found in both profiles. Sand, and horizontal bedding alluvium covered with blown wind sands with buried soil inside occur in the PK 2 profile located in a non-active sandpit. The structure of the alluvia shows less active fluvial dynamics of a braided river during the formation of an alluvial plain in the wider section of the valley. Sands and gravels with cross bedding and a layer of coarse colluvium (non rounded sandstone rocks) in the upper part of the alluvium occur in the PK 1 profile. This colluvium was created in periglacial conditions by frost weathering, because outcrops of Triassic sandstones are located in the vicinity of the area. This profile shows an interfinger of sediments created by fluvial and slope processes in the narrow gap section of the valley.

Alluvia of 5–12 m terrace were accumulated by a braided river in the end of Wartanian stadial (Saalian) (TL datings: 127–119 ka). Their texture and structure are different in the narrow and wide section of the valley and were caused by the dynamics of flow and sedimentologic environments. Poligenetic deposits occurring on terrace include: coarse colluvium (Wartha glaciations) inside of the alluvium in the gap section and the aeolian cover (Vistulian and Holocene) on top in the wide section of the valley.

LITOLOGIA, GENEZA I WIEK OSADÓW W KALNIKOWIE I CHOTYŃCU NA PŁASKOWYZU TARNOGRODZKIM (KOTLINA SANDOMIERSKA)

Lithology, origin and age of sediments in the Kalników and Chotyńiec in the Tarnogród Plateau (Sandomierz Basin)

PIOTR GĘBICA*, SŁAWOMIR SUPERSON**, KATARZYNA TRYBAŁA-ZAWIŚLAK***,
BARBARA WORONKO****

Zarys treści. Artykuł omawia wyniki analiz uziarnienia, obróbki ziarn kwarcu i datowań metodą OSL zróżnicowanych pod względem pochodzenia i wieku osadów czwartorzędowych (osady eoliczne, rzeczne, fluwioglacjalne) występujących na stanowiskach archeologicznych w południowej części Płaskowyżu Tarnogrodzkiego. Osady wydymowe w Kalnikowie-Zagrebli miąższości 1,2 m charakteryzują się dominacją ziarn drobnoziarnistych o średniej średnicy $Mz=2,9$ phi. Tak drobnoziarniste osady są rzadko spotykane w wydmach z późnego glacjału w Kotlinie Sandomierskiej. Depozycja piasków wydymowych na podstawie datowań OSL miała miejsce w młodszym dryasie. Osady budujące podłoże wydmy, to piaski drobnoziarniste z poziomami bruków żwirowych pochodzenia fluwioglacjalnego, które jak wykazała obróbka ziarn kwarcu, znajdują się na wtórnym złożu. Terasę nadzalewową Wiszni o wysokości 6–8 m n.p.rz. budują warstwowane horyzontalnie drobnoziarniste utwory piaszczyste, które na powierzchni terasy tworzą wał przykorytowy. Cechy strukturalne osadów oraz rozkład parametrów uziarnienia wskazują, że akumulowane były w strefie przykorytovej równi zalewowej. Analiza osadów pylasto-piaszczystych pokrywających wierzchowinę płaskowyżu w otoczeniu wału grodziska z okresu celtyckiego w Chotyńcu wykazała, że nie są to utwory pochodzenia wietrzeniowego, ale prawdopodobnie osady genezy eolicznej.

Słowa kluczowe: uziarnienie osadów, obróbka ziarn kwarcu, datowanie OSL, stanowiska archeologiczne, Płaskowyż Tarnogrodzki

Abstract. The article presents the results of grain size, quartz grain roundness analysis and OSL datings, differing in origin and age of the Quaternary deposits (aeolian, fluvial, fluvioglacial) occurring in the archaeological sites in the southern part of the Tarnogród Plateau. The dune sediments in the Kalników-Zagrebła site of a thickness of 1.2 m are characterized by the domination of fine grains with the mean diameter $Mz=2.9$ phi. Such fine sediments are unusual in the Late Glacial dunes in the Sandomierz Basin. The deposition of the dune was dated by the OSL to the Younger Dryas. The dunes are underlain by fine sands with thin gravel horizons of fluvioglacial origin, which represent the redeposited sediments according to quartz grain roundness analysis. The terrace of the Wisznia River 6–8 m above the river channel is built of horizontally bedded fine sands, which form the natural levees on the terrace surface. Structural features and the distribution of grain size parameters indicate, that sands were accumulated in the proximal part of the floodplain. An analysis of the silty-sandy sediments covering the plateau around the hill-fort rampart from the Celtic Period in Chotyńiec site, excluded their weathering origin and proved their aeolian genesis.

Key words: grain size, quartz grain roundness, OSL dating, archaeological sites, Tarnogród Plateau

Wprowadzenie

Utwory czwartorzędowe Płaskowyżu Tarnogrodzkiego (Kotlina Sandomierska), poza pracami związanymi z kartowaniem w ramach Atlasu Geologicznego Galicji (Łomnicki 1900), nie do-

czekały się kompleksowych opracowań. Dostępne prace traktują jedynie o wybranych zagadnieniach geologii czwartorzędu tego rejonu. Butrym (1968) zajął się utworami pyłowymi Płaskowyżu Tarnogrodzkiego. Na podstawie znacznego udziału frakcji piasku w składzie granulometrycznym utworów powierzchniowych przyjął, że powstały

* Wyższa Szkoła Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie, ul. Sucharskiego 2, 35-225 Rzeszów; e-mail: piotrgebica@wp.pl

** Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN w Krakowie, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: sl.superson@gmail.com

*** Uniwersytet Rzeszowski, Instytut Archeologii, ul. Moniuszki 10, 35-015 Rzeszów; e-mail: katarzyna.trybala@archeologia.rzeszow.pl

**** Uniwersytet Warszawski, Instytut Geologii Podstawowej, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa; email: bworonko@uw.edu.pl

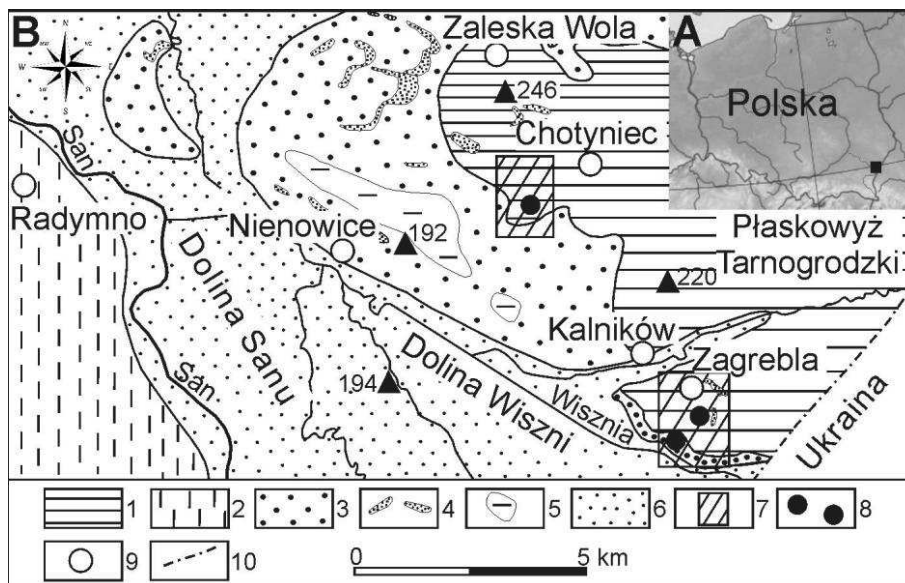
one na podłożu glin morenowych w wyniku wietrzenia. Praca Borowca (1974) dotyczy badań pokrywy glebowej m.in. rejonu Chotyńca i Korczowej i utworów, na których zostały one wytworzone. Autor analizując również wyniki uziarnienia (35–55% pyłu, 30–60% piasku i 5–15% łu) tych osadów, doszedł do wniosku, że są to „...pyły wodnego pochodzenia stanowiące ogniwo przejściowe, między typowymi pyłami centralnej części Płaskowyżu, poprzez utwory pyłowe okolic Lubaczowa, aż do fluwioglacjalnych piasków, które występują na tym obszarze” (Borowiec 1974). Utwory pyłowe rejonu Horyńca i Wielkich Oczu (przy granicy z Ukrainą) były przedmiotem badań Wojtanowicza (1997). Ponadto wykonano również analizę utworów czwartorzędowych w czasie prowadzenia badań na stanowiskach archeologicznych w Kalnikowie i Chotyńcu (południowej części Płaskowyżu Tarnogrodzkiego) w sezonie 2015 i 2016 roku w ramach grantu Narodowego Centrum Nauki pt. „Przemiany kulturowo-osadnicze w dorzeczu rzeki Wiszni w epoce brązu i we wczesnej epoce żelaza w kontekście zmian prahistorycznej i wczesnohistorycznej ekumeny”, kierowanego przez S. Czopka z Instytutu Archeologii Uniwersytetu Rzeszowskiego. Obejmowały one opisy odkrywek (wkopów) oraz pobór próbek do analiz laboratoryj-

nych. Sporządzono także dokumentację fotograficzną stanowisk.

Celem badań prezentowanych w artykule była charakterystyka litologiczna osadów czwartorzędowych, na których rozlokowane są stanowiska archeologiczne w Kalnikowie i Chotyńcu. Ponadto podjęto próbę określenia genezy i wieku tych osadów, a tym samym wskazania geomorfologicznych i geologicznych czynników (uwarunkowań), jakimi mogli kierować się ludzie w czasach prehistorycznych i historycznych przy wyborze miejsca lokalizacji ich osad.

Obszar badań

Płaskowyż Tarnogrodzki położony jest w południowo-wschodniej części Kotliny Sandomierskiej. Od północy jego granicę stanowi dolina rzeki Tanew, a od południa dolina rzeki Wiszni i Wysoczyzna Chyrowska. Od zachodu sąsiaduje z doliną dolnego Sanu, a na wschodzie z Roztoczem. Z południowej części Płaskowyżu został wydzielony subregion nazwany przez Wojtanowicza (1978) Płaskowyżem Lubaczowsko-Jaworowskim, którego większa część obejmuje dorzecze rzeki Wiszni na terenie Ukrainy (rys. 1).



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle mapy Polski (A) i wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (B)

1 – wysoczyzna, 2 – terasa lessowa, 3 – terasy vistuliańska i środkowopolska (nie rozdzielone), 4 – wydmy, 5 – niecki deflacyjne, 6 – terasa zalewowa, 7 – obszar badań, 8 – lokalizacja stanowisk badawczych, 9 – miejscowości wymieniane w tekście artykułu, 10 – granica państwa

Location of the investigated area on the basis of map of Poland (A) and eastern part of Sandomierz Basin (B)

1 – plateau, 2 – loess terrace, 3 – Vistulian and Warthanian (Saalian) terraces (non divided), 4 – dunes, 5 – deflation depressions, 6 – floodplain terrace, 7 – study area, 8 – location of study sites, 9 – localities mentioned in the article, 10 – state boundary

Południowy skraj Płaskowyżu, między dolinami rzek Szklä i Wiszni nazwany Garbem Krakowieckim (Starkel 1972), rozcięty jest dolinami ich dopływów i dolinami denudacyjnymi na szereg garbów o równinnej powierzchni wierzchowinowej i ostańców w formie stoliw wznoszących się na wysokość od 206 do 245 m n.p.m. (najwyższe wzniesienie znajduje się między wsiami Kalników a Korczowa). Na opisywanym terenie wysokości względne dochodzą do około 30 m, najniższy punkt leży w dnie doliny Wiszni na wysokości 177 m n.p.m., a kulminacja sięga 206 m n.p.m. i znajduje się na terenie stanowiska archeologicznego Chotyńiec. Garby międziodolinne, których budowę można prześledzić w zboczach dolin, budują gliny zwałowe i piaski wodnolodowcowe, a na samej powierzchni lokalnie występują utwory pylaste. Utwory czwartorzędowe o miąższości 5–10 m (maksymalnie do 20 m) spoczywają na mioceńskich iłach krakowieckich (Wójcik 2002, 2008). Dopływy Wiszni o długości od 10 do 15 km płyną głębokimi na 20–30 m dolinami, o generalnym przebiegu z NE na SW.

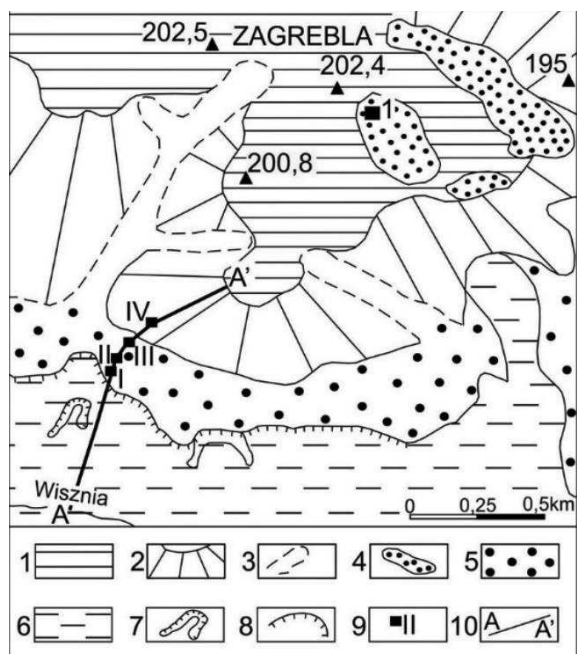
W dnie doliny Wiszni i większych jej dopływów, ponad równiną zalewową wznosi się poziom terasy vistuliańskiej o wysokości 6–8 m, miejscami pokryty wydmami. Budowa i geneza osadów piaszczystych tej terasy jest dotychczas słabo poznana. Na Szczegółowej mapie geologicznej Polski, arkusz Krakowiec (1009) przypisano jej wiek korelowany ze zlodowaczeniem środkowopolskim (Wójcik 2008).

Na południowych i zachodnich stokach garbów Płaskowyżu Tarnogrodzkiego występuje kilka piaszczystych poziomów z wydmami, natomiast stoki północne i wierzchowinę otulają utwory pylaste opisywane, jako lessy lub osady stokowe (Starkel 1972; Wojtanowicz 1997). Wydmy o wysokości od 2–3 m do 15 metrów mają ramiona o długości od kilkudziesięciu metrów do ponad 1 km (Zieliński, Semeniuk 2008). Wśród nich można wyróżnić wydmy paraboliczne z ramionami zwróconymi w kierunku zachodnim, łagodnym stokiem dowietrznym i bardziej stromym stokiem zawietrznym (Zaleska Wola na NW od Chotyńca) i mniejsze formy wałowe o wysokości 3–4 m i nieznacznie zaznaczonej asymetrii stoków (stanowiska Kalników-Zagrebla, Arłamowska Wola i Nienowice). Połużne wały piasków wydmy o wysokości kilku metrów pojawiają się również na terasie nadzalewowej Wiszni. W sąsiedztwie wydmy występują niecki deflacyjne. Buraczyński (1994) analizując mapę rozmieszczenia wydmy w Kotlinie Sandomierskiej, wyróżnił trzy równoleżni-

kowe strefy (pasy) ich występowania. Pas południowy ciągów wydmy obejmuje m.in. Płaskowyż Tarnogrodzki z szerokimi równoleżnikowymi dolinami, które stanowiły strefę wywiewania i transportu piasków ku wschodowi w kierunku Roztocza.

Metody badań

Badania strukturalne i teksturalne osadów zostały wykonane w profilach zlokalizowanych na przekroju prostym do doliny Wiszni, obejmującym równinę zalewową, terasę vistuliańską oraz rozciągający się powyżej terasy stok garbu, którego kulminacja wznosi się na wysokości 202 m n.p.m. (rys. 2, 3). Ze wszystkich profili zlokalizowanych w pobliżu stanowisk archeologicznych w Kalnikowie i Chotyńcu (rys. 1, 2) zostały pobrane próbki do analizy uziarnienia i obróbki powierz-

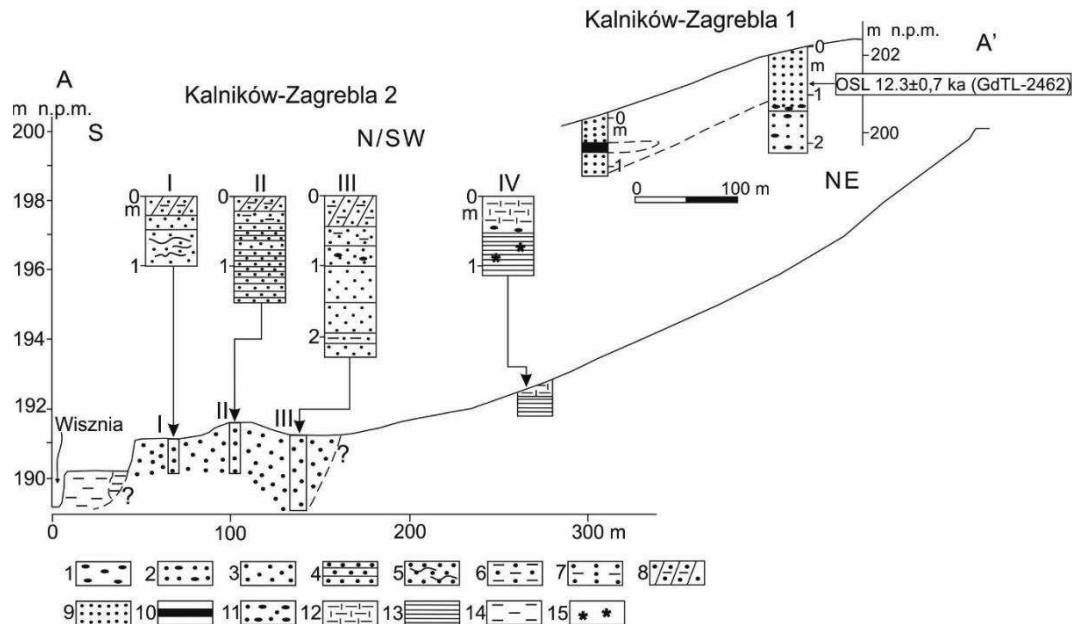


Rys. 2. Szkic geomorfologiczny analizowanych profili na stanowiskach archeologicznych w Kalnikowie-Zagrebla

1 – płaska powierzchnia wysoczyzny, 2 – skłon wysoczyzny, 3 – dolinki nieckowate (denudacyjne), 4 – wydmy, 5 – terasa vistuliańska, 6 – równina zalewowa, 7 – starorzecze, 8 – krawędź (podcięcie) erozyjne, 9 – stanowiska (z numeracją profili), 10 – linia przekroju geologicznego

Geomorphological sketch of the analysed profiles in the Kalników-Zagrebla archaeological sites

1 – flat surface of plateau, 2 – slope of plateau, 3 – denudational troughs on slope, 4 – dunes, 5 – Vistulian terrace, 6 – floodplain, 7 – oxbow-lakes, 8 – erosional scarp (undercut), 9 – sites with number of profiles, 10 – line of geological cross-section



Rys. 3. Położenie opisywanych profili w Kalnikowie-Zagrebli na przekroju terasy vistuliańskiej Wisznia i skłonu wysoczyzny (lokalizacja przekroju pokazana na rys. 2)

1 – bruk żwirowy, 2 – piasek ze żwirami, 3 – piasek masywny, 4 – piasek warstwowany horyzontalnie, 5 – piasek z warstwami orsztynu, 6 – mułek piaszczysty, 7 – piasek pylasty, 8 – gleba piaszczysta, 9 – piasek wydmowy, 10 – gleba kopalna, 11 – bruk żwirowy, 12 – pył ilasty zwietrzały, 13 – ił laminowany, 14 – mułek pozakorytowy, 15 – konkracje węglanowe

Location of described profiles in Kalników-Zagrebła sites across the Vistulian terrace in Wisznia valley and slope of plateau (location of cross-section line see Fig. 2)

1 – gravel pavement, 2 – sand with gravel, 3 – sand with massive structure, 4 – horizontally bedded sand, 5 – sand with ferruginous laminae, 6 – sandy mud, 7 – silty sand, 8 – sandy soil, 9 – sand dune, 10 – fossil soil, 11 – gravel pavement, 12 – clayey silt weathered, 13 – laminated clay, 14 – overbank mud, 15 – calcerous concretions

chni ziaren kwarcu frakcji 0,8–1,0 lub 0,5–0,8 mm według analizy Cailleux (1942) w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiałło oraz Woronko (1998). Do ostatniej analizy pobrano 12 próbek, ale w związku z bardzo drobnoziarnistym charakterem osadów i brakiem frekwencji ziarn w obu wymaganych frakcjach, jedynie jedna próbka została przebadana.

Dla próbek osadów piaszczystych wykonano analizę uziarnienia metodą sitową na sucho w zakresie frakcji 0,063–2,0 mm, wykorzystując sita co 0,5 phi, w Laboratorium Gleboznawstwa Katedry Geografii Wyższej Szkoły Informatyki i Zarządzania w Rzeszowie. Próbki osadów pylastych z profilu w Chotyńcu, w związku z ich bardzo drobnoziarnistym charakterem, poddano analizie uziarnienia metodą laserową w Laboratorium Zakładu Geomorfologii Instytutu Geografii i Gospodarki Przestrzennej UJ w Krakowie. Na podstawie uzyskanych wyników wyznaczono wartości parametrów statystycznych wyrażonych w jednostkach phi, tj. średniej średnicy ziarn (Mz), wysortowania (δ_1), skośności (Sk) i kurtozy (K_G) według wzorów Folka i Warda (1957). Wszystkie parametry zostały wyliczone

za pomocą programu komputerowego Gradistat (wersja 5.11 pl). Badania strukturalne polegały na opisie wyróżnionych w odsłonięciach warstw utworów, ich ułożenia, miąższości i charakteru granic sedymentacyjnych. Opisy cech strukturalnych i teksturalnych osadów zostały zamieszczone w tabelach.

Ponadto z profilu Kalników-Zagrebła 1 pobrano jedną próbkę osadów do datowania metodą OSL. Wiek tej próbki wyznaczono metodą OSL-SAR (pojedynczych naważek) w Laboratorium Datowania Luminescencyjnego Zakładu Zastosowań Radioizotopów Instytutu Fizyki Politechniki Śląskiej w Gliwicach. Zawartość promieniotwórczości w utworach wyznaczono metodą spektrometrii gamma i na tej podstawie określono wartości dawki rocznej – w Gy na tysiąc lat, biorąc pod uwagę wilgotność osadu, uziarnienie ziarn kwarcu, wytrawienie zewnętrznej warstwy ziarn i dawkę promieniowania kosmicznego (Adamiec, Aitken 1998). Liczba naważek ziarn kwarcu o frakcji 90–125 μm , które poddano pomiarom w automatycznym czytniku OSL Daybreak 2200 wynosiła 14. Wartość dawki równoważnej użytej do obliczenia wieku OSL

osadu ustalono według modelu wieku minimalnego (MAM – Galbraith i in. 1999). Wiek OSL próbki wyrażono w tysiącach lat przed rokiem 1950.

Charakterystyka stanowisk i wyniki analiz

Stanowisko Kalników-Zagrebla 2

Stanowisko archeologiczne zlokalizowane jest w Kalnikowie, miejscowości położonej około 15 km na południowy wschód od Radymna (rys. 1). W starorzeczu rzeki Wiszni, podcinającej terasę vistuliańską, na głębokości 0,5 m w łożach pozakorytowych, odkryto fragmenty ceramiki datowanej przez Sylwestra Czopka na epokę brązu. W trakcie archeologicznych badań wykopaliskowych na terasie vistuliańskiej założono dwa wykopy o wymiarach 2,5x10 m i głębokości 1–1,3 m oraz trzeci, o charakterze sondażowym, o wymiarach 1x50 m i głębokości około 1 m (rys. 2). Wykonano również badania na stoku wzniesienia, w obrębie którego znajduje się stanowisko, gdzie założono kolejny, niewielki wykop (wymiary: 2x5 m i głębokości 0,7 m). Niestety, w trakcie eksploracji nie natrafiono na archeologiczne obiekty nieruchome (np. ślady osad mieszkalnych), jedynie w wykopie sondażowym zidentyfikowano pozostałości działań związanych z I wojną światową. Były to struktury o dość regularnych zarysach, z reguły okrągłe lub owalne, z charakterystycznym rdzawym wypełniskiem. Pozyskano jednak materiał zażytkowy (głównie fragmenty ceramiki oraz krzemienie łączące się z okresem pradziejowym), który można datować na okres pomiędzy IV tysiącleciem p.n.e. a IV stuleciem p.n.e. (od neolitu, poprzez epokę brązu, aż do wczesnej epoki żelaza), a także kilkadziesiąt fragmentów ceramiki datowanych już na okres nowożytny.

Budowę terasy vistuliańskiej rozpoznano w trzech profilach wykonanych w odkrywkach (I–III), z których jeden został wykonany w pobliżu krawędzi terasy, następne dwa w jej środkowej i dystalnej części (rys. 2, 3). Profil Kalników-Zagrebla 2-I umiejscowiono około 20 m na N od krawędzi terasy, w kierunku wału przykorytowego (rys. 3, tab. 1).

Środkowa część terasy nadbudowana jest osadami naturalnego wału przykorytowego,

w który wcięte są rowy (okopy) z okresu I wojny światowej, wypełnione szarym materiałem próchnicznym (fot. 1). Profil Kalników-Zagrebla 2-II umiejscowiono 37 m na północ od profilu I, w środkowej części terasy vistuliańskiej, na kulminacji wału przykorytowego między dwoma wkopami w kształcie klina, będącymi pozostałościami po obiektach kulturowych z I wojny światowej (rys. 2, 3). Tą część terasy buduje piasek drobnoziarnisty miąższości 1,45 m laminowany horyzontalnie i przewarstwiony osadem piaszczystym o masywnej strukturze (tab. 2).



fot. P. Gębica, 2015

Fot. 1. Stanowisko Kalników-Zagrebla 2-II. Piaski laminowane horyzontalnie terasy vistuliańskiej Wiszni z pozostałościami obiektów z I wojny światowej

Kalników-Zagrebla 2-II. Horizontally laminated sands of Vistulian terrace of Wisznia river with remnants of object from the I World War

Tabela 1

Litologia osadów w profilu Kalników-Zagrebla 2-I
Lithology of sediments in the Kalników-Zagrebla 2-I profile

L.p. <i>Order number</i>	Głębokość (m) <i>Depth (m)</i>	Litologia i struktura osadów <i>Lithology and structure of deposits</i>
1.	0,00–0,12	warstwa humusowa z korzeniami roślin
2.	0,12–0,47	piasek pylasty o strukturze masywnej z korzeniami roślin, w górnej części niewyraźnie laminowany, podkreślony obecnością lamin pylastych i drobnopiaszczystych, koloru brązowo popielatego,
3.	0,47–0,96	piasek drobnopiaszczysty o zmiennej miąższości i laminacji horyzontalnej podkreślonej wytrąceniami związków żelaza, żółtoszary

Tabela 2

Litologia osadów w profilu Kalników-Zagrebla 2-II
Lithology of sediments in the Kalników-Zagrebla 2-II

L.p. <i>Order number</i>	Głębokość (m) <i>Depth (m)</i>	Litologia i struktura osadów <i>Lithology and structure of deposits</i>
1.	0,00–0,21	piasek pylasty z rozproszoną materią organiczną i fragmentami korzeni roślin
2.	0,21–0,40	piasek pylasty szarżółty, w stropie wzbogacony w конкреcje węglanowe
3.	0,40–0,58	piasek drobnopiaszczysty laminowany horyzontalnie
4.	0,58–0,61	piasek drobnopiaszczysty o strukturze masywnej z wkładkami o kształcie nieregularnym piasku średnioziarnistego
5.	0,61–0,72	piasek drobny o laminacji horyzontalnej kolorze popielato żółtym
6.	0,72–0,90	piasek o laminacji horyzontalnej, gdzie laminy tworzy piasek drobnopiaszczysty i średnioziarnisty; miąższość laminy wynosi 2–3 mm
7.	0,90–0,93	piasek pylasty o strukturze masywnej
8.	0,93–1,09	piasek drobnopiaszczysty laminowany horyzontalnie
9.	1,09–1,45	piasek różnoziarnisty o strukturze masywnej
10.	1,12–1,45	piasek różnoziarnisty o warstwowany horyzontalnie, z wytrąceniami węglanów

Analizy uziarnienia ośmiu próbek pobranych z tego profilu wskazują, że jest to piasek drobnopiaszczysty i bardzo drobnopiaszczysty. Średnia średnica ziarna (Mz) zmienia się w przedziale od 2,42 do 2,82 phi (rys. 4, tab. 3). Wysortowanie osadów jest dobre i umiarkowanie dobre (od 0,55 do 0,77 phi). W stropowej części profilu (na głębokości 0,0–0,40 m) osad charakteryzuje ujemna skośność (od -0,02 do -0,08 phi), po czym w głąb profilu zmienia się na dodatnią (0,03–0,07 phi). W składzie uziarnienia wszystkich próbek zaznacza się przewagą piasku drobnopiaszczystego (51–65%) i bardzo drobnopiaszczystego (18–36%). Zanotowano zróżnicowaną zawartość piasku średnioziarnistego (2,7–24 %), najwyższą w próbce nr 5 (rys. 4, tab. 3), co wiąże się ze słabszym wysortowaniem tej próbki i zwiększoną średnią średnicą ziarna (Mz).

Trzeci z profili Kalników-Zagrebla 2-III ułożono 31 m na północ od profilu II, w dystalnej części terasy (rys. 2, 3). Tę część terasy budują osady o największym zróżnicowaniu zarówno pod względem uziarnienia, jak i struktury. Osad drobnopiaszczysty nadbudowuje materiał piaszczysto-ilasty (na głębokości 1,91–2,08 m), w którym obserwuje się zaburzenia o charakterze inwolucji (tab. 4).

Kalników-Zagrebla 2-IV

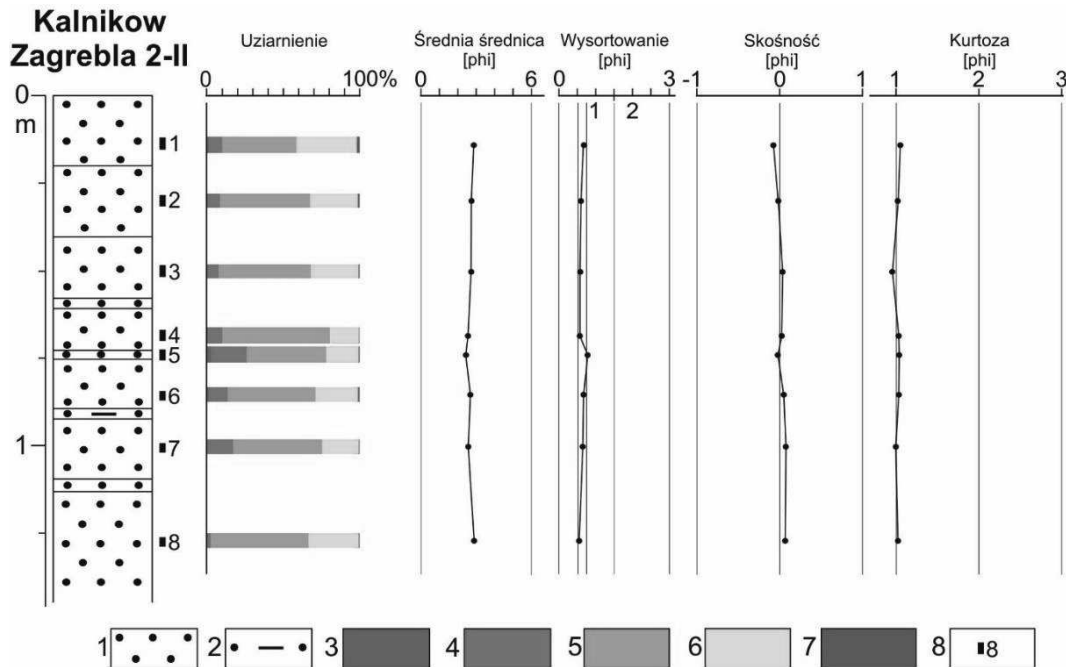
Powyżej terasy ciągnie się długi stok, który na wysokości 202 m n.p.m. przechodzi w płaską wysoczyznę. Na jej stoku, w odległości 135 m od profilu Zagrebla-Kalników 2-III, odsłaniają się zwietrzałe iły laminowane horyzontalnie. Miąższość laminy wynosi 0,5–1 cm i w ich obrębie

Tabela 3

Wyniki analiz uziarnienia i wskaźniki graficzne wg Folk, Warda (1957) w profilach Kalników-Zagrebła 1 i 2-II (przedziały klasowe wg Urbaniak-Biernackiej 1975)

The results of grain size analysis and graphic indices after Folk, Ward (1957) in the Kalników-Zagrebła 1 and 2-II profiles
(grain size intervals after Urbaniak-Biernacka 1975)

Nazwa i numer profilu <i>Profile name and number</i>	Nr próbki <i>Sample number</i>	Głębokość (cm) <i>Depth (cm)</i>	>2,0 (mm)	2,0–0,5 (mm)	0,5–0,25 (mm)	0,25–0,125 (mm)	0,125–0,063 (mm)	<0,063 (mm)	Średnia średnica (Mz) <i>Mean diameter (Mz)</i>	Wysortowanie (δI) <i>Sorting degree (δI)</i>	Skośność (Sk) <i>Skewness (Sk)</i>	Kurtoza (K _G) <i>Kurtosis (K_G)</i>
Kalników-Zagrebła 1	1	30–35	0	1,4	11	50	33,3	4,30	2,90	0,60	0,25	1,10
	2	60–65	0	0	6	53	37	4	2,95	0,50	0,20	1,00
	3	70–72	0	3,36	12,6	50,4	30,25	3,39	2,90	0,60	0,20	1,25
	4	80–85	0	0,55	8,79	59,9	28,57	2,19	2,90	0,50	0,30	1,00
	5	110–115	0	1,91	12,1	50,95	31,84	3,20	2,90	0,60	0,25	1,20
	6	130–135	0	4,54	8,2	32,72	45,45	9,09	3,25	0,80	-0,25	1,50
	7	150–155	0	0,3	0,63	27,13	66,24	5,7	3,30	0,50	-0,10	1,20
	8	175–180	0	21,23	16,21	31,66	27	3,9	2,30	1,20	-0,30	0,80
	9	195–200	0	5,1	7,3	29,2	51,82	6,58	3,20	0,80	-0,40	1,60
	10	210–215	10,31	44,7	10,31	19,58	13,4	1,7	0,95	1,80	0,10	0,70
Kalników-Zagrebła II-2	1	14–16	0	2	10	50	37	1	2,80	0,70	-0,1	1,05
	2	28–32	0	1	8	60	30	1	2,75	0,60	-0,02	1,03
	3	48–52	0	1	7,5	60,3	31	0,2	2,70	0,60	0,04	0,95
	4	67–70	0	1	14,4	65,4	19	0,2	2,60	0,60	0,03	1,03
	5	72–74	0	3	24	51	21	1	2,40	0,80	-0,02	1,04
	6	84–87	0	2	12	58	27	1	2,70	0,70	0,05	1,03
	7	99–103	0	1	17	58	23,5	0,5	2,60	0,60	0,07	1,00
	8	126–129	0	0	3	64,5	31,5	1	2,80	0,50	0,06	1,02



Rys. 4. Profil litologiczny (uziarnienie i wskaźniki według Folka, Warda 1957) osadów terasy vistuliańskiej w profilu Kalników-Zagrebła 2-II

1 – piasek, 2 – piasek pylasty, 3 – piasek gruboziarnisty, 4 – piasek średnioziarnisty, 5 – piasek drobnoziarnisty, 6 – piasek bardzo drobnoziarnisty, 7 – pył, 8 – lokalizacja i numer próbki na diagramie litologicznym

Lithological profile (grain size and indices after Folk, Ward 1957) of the Vistulian terrace in the Kalników-Zagrebła 2-II profile

1 – sand, 2 – silty sand, 3 – coarse sand, 4 – medium sand, 5 – fine sand, 6 – very fine sand, 7 – silt, 8 – location and sample number on the lithological diagram

Tabela 4

Litologia osadów w profilu Kalników-Zagrebła 2-III

Lithology of sediments in the Kalników-Zagrebła 2-III profile

L.p. Order number	Głębokość (m) Depth (m)	Litologia i struktura osadów Lithology and structure of deposits
1.	0,00–0,42	piasek pylasty z rozproszoną materią organiczną i fragmentami korzeni roślin, koloru brązowego
2.	0,42–0,71	piasek pylasty koloru brązowego z wypełnionymi kanałami o średnicy około 5–7 cm, powstałymi na skutek żerowania fauny glebowej (np. kretów) i węgielkami
3.	0,71–0,99	piasek drobnoziarnisty brązoszary o masywnej strukturze z pojedynczymi żwirami średnicy kilku milimetrów
4.	0,99–1,91	piasek drobnoziarnisty o strukturze masywnej, koloru popielato brązowego, w spągu wytrącenia Fe ²⁺ (pieprze)
5.	1,91–2,08	piasek ilasty z wytrąceniami Fe ³⁺ , brązowy poprzecinany pionowymi smugami piasku popielatego koloru, wypełniającego pionowe struktury o szerokości do 1 cm
6.	2,08–2,28	piasek drobnoziarnisty o masywnej strukturze i popielatym kolorze

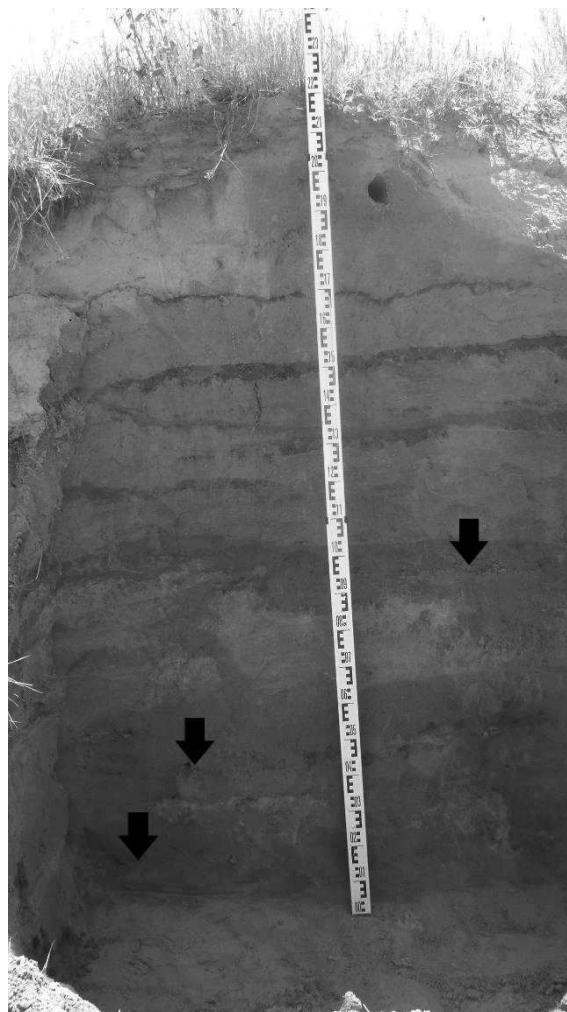
występują konkracje węglanowe. Na głębokości 0,5 m na łąkach, zalegają żwiry o średnicy 12–13 cm, zawierające materiał skandynawski (rys. 3). Są to prawdopodobnie żwiry rezydualne powstające wskutek denudacji osadów lodowcowych i wodno-lodowcowych akumulowanych w okresie zlodowaceń południowopolskich.

Stanowisko Kalników-Zagrebla 1 (stanowisko arch. Kalników 31 (AZP 106-86/34))

W odległości 1 km na północny wschód od profilu Kalników-Zagrebla 2-IV zostało zlokalizowane stanowisko archeologiczne Kalników-Zagrebla 1 (N 49°54.448', E 23°02.066') (rys. 2). Jest ono położone na wysokości 202 m n.p.m., w nieczynnej piaskowni usytuowanej wzdłuż holwegu, rozcinającego w poprzek wał wydmowy o wysokości 2 m i szerokości około 20 m. Wał rozciąga się po południowej (zawietrznej) stronie kulminacji płaskowyżu, na łagodnie nachylonym długim skłonie, opadającym do dna doliny Wiszni (rys. 2, 3). Na stanowisku nie były prowadzone badania wykopaliskowe, jednakże w obrębie piaskowni, pozyskano fragment ceramiki tarnobrzeskiej kultury łużyckiej datowany na wczesną epokę żelaza, tj. pomiędzy poł. VII a IV w. p.n.e. (Czopek 2001, 2007; Trachsel 2004). W piaskowni odsłaniają się osady o miąższości 2,20 m, w których wyraźnie zaznaczają się trzy poziomy bruków (na głębokościach: 1,3 m, 1,75–1,80 m i 2,20 m), które buduje osad grubopiaszczysty z pojedynczymi klastami żwirów, o średnicy do 5–6 cm i które przewarstwiają osady drobnopiaszczyste (tab. 5, fot. 2).

Analizę uziarnienia wykonano dla 10 próbek osadów piaszczystych. Średnia średnica ziarna w analizowanych próbkach zawiera się w przedziale 0,95–3,3 phi (rys. 5, tab. 3), co wskazuje, że jest to piasek od bardzo drobnoziarnistego (powyżej 3 phi) do gruboziarnistego (0–1 phi) (Wentworth 1922; Urbaniak-Biernacka 1975; Mycielska-Dowgiałło 2007). W stropowej części profilu (do głębokości 1,2 m) przeważa piasek drobno- i bardzo drobnoziarnisty, o umiarkowanie dobrym wysortowaniu ($\delta_f=0,5-0,6$ phi) i dodatniej skośności (0,2–0,3 phi). W spągowej części profilu (poniżej 1,2 m) wzrasta udział grubszych frakcji (drobnego żwiru i piasku gruboziarnistego) i następuje zmiana skośności osadów na ujemną (-0,1-0,4 phi) (rys. 5, tab. 3).

Wyniki analizy Cailleux (1942) w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiałło i Woronko (1998) wskazują, że w osadach żwirowych z głębokości



fot. P. Gębica, 2015

Fot. 2. Stanowisko Kalników-Zagrebla 1. Piaski wydmowe nadbudowują osady wodnolodowcowe z trzema poziomami bruków żwirowych, których położenie pokazano strzałkami

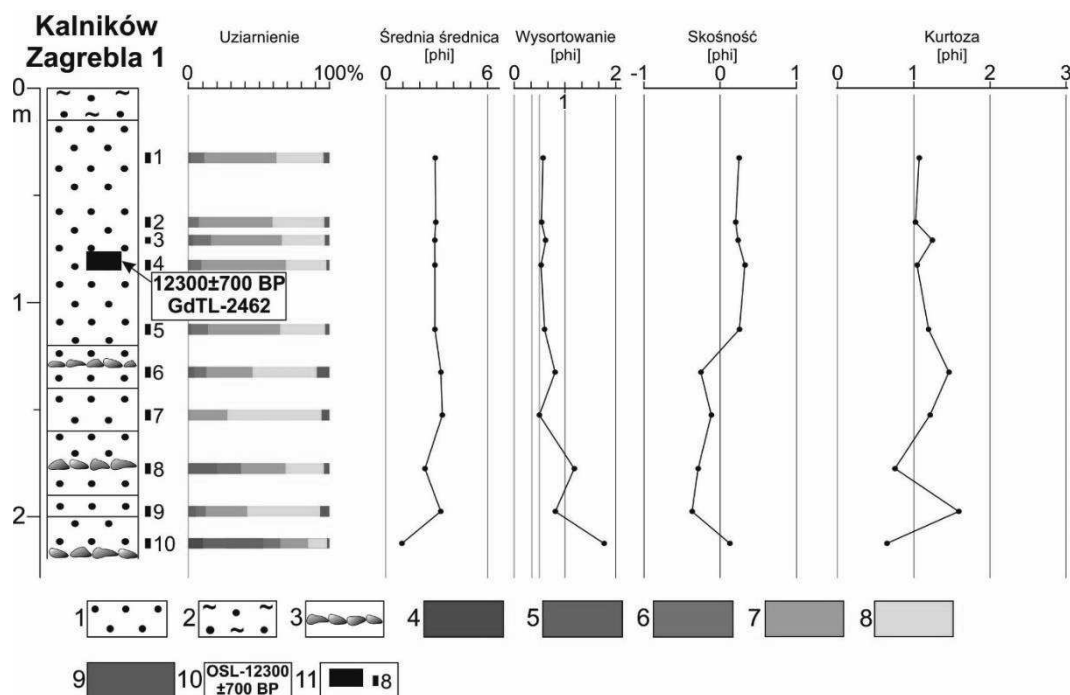
Kalników-Zagrebla 1. Sand dune overlies the fluvio-glacial sediments with three thin gravel horizons which location was showed by arrows

1,66–1,69 m dominują ziarna typu „inne”, których powierzchnia jest efektem wietrzenia chemicznego, zapisanego w formie intensywnie trawionej powierzchni i jej oskorupienia (tab. 6). Stanowią one 53,4%. W badanej próbce reprezentują duży zakres obtoczenia, od bardzo dobrego (tj. powyżej 0,7 wg skali Krumbeina (1941)), do pośredniego (0,3–0,6). Wietrzenie chemiczne zatarło wcześniejszą mikrorzeźbę powierzchni ziarn. Znaczący udział mają również ziarna o pośrednim stopniu obtoczenia i matowych jedynie na najbardziej wypukłych fragmentach tj. krawędziach i narożach, typu EM/RM (24,8%). Ich obróbka następowała w środowisku eolicznym. Jednakże niewielki stopień obtoczenia, wskazuje, że były poddawane transportowi

Litologia osadów w profilu Kalników-Zagrebła 1

Lithology of sediments in the Kalników-Zagrebła 1 profile

L.p. Order number	Głębokość (m) Depth (m)	Litologia i struktura osadów Lithology and structure of deposits
1.	0,00–0,15	poziom humusowy
2.	0,15–1,20	piasek drobnoziarnisty przewarstwiony piaskiem ilastym, o zwartej i masywnej strukturze i miąższości od 1 do 7 cm
3.	1,20–1,40	piasek silnie zorsztynizowany, na głębokości 1,3 m poziom bruku żwirowego, żwiry średnicy -4 mm do 1 cm
4.	1,40–1,60	piasek bardzo drobnoziarnisty pylasty, żółty z żelazistymi zaciekami
5.	1,60–1,90	piasek średnio- i gruboziarnisty ze żwirem, na gł. 1,75–1,80 m bruk żwirowy (kwarcy, granity, krzemienie) średnicy 1–4 cm
6.	1,90–2,00	piasek drobnoziarnisty o masywnej strukturze i żółtym kolorze
7.	2,00–2,20	piasek gruboziarnisty zażelaziony, w spągu warstwa żwiru (poziom bruku) o średnicy 1–2 cm



Rys. 5. Profil litologiczny (uziarnienie i wskaźniki według Folka, Warda 1957) wydmy w profilu Kalników-Zagrebła 1

1 – piasek, 2 – humus z piaskiem, 3 – bruk żwirowy, 4 – żwir drobny, 5 – piasek gruboziarnisty, 6 – piasek średnioziarnisty, 7 – piasek drobnoziarnisty, 8 – piasek bardzo drobnoziarnisty, 9 – pył, 10 – datowanie OSL i numer laboratoryjny próbki, 11 – lokalizacja i numer próbki na diagramie litologicznym

Lithological profile (grain size and indices after Folk, Ward 1957) of dune in the Kalników-Zagrebła 1 profile

1 – sand, 2 – humus with sand, 3 – gravel lag, 4 – fine gravel, 5 – coarse sand, 6 – medium sand, 7 – fine sand, 8 – very fine sand, 9 – silt, 10 – OSL dating and laboratory number of sample, 11 – location and sample number on the lithological diagram

Tabela 6

Wyniki analizy Cailleux (1942) w modyfikacji Mycielskiej-Dowgiało i Woronko (1998);
opis typów ziarn w tekście

Results of Cailleux (1942) analysis in the modification of Mycielska-Dowgiało and Woronko (1998);
description types of grains in the text

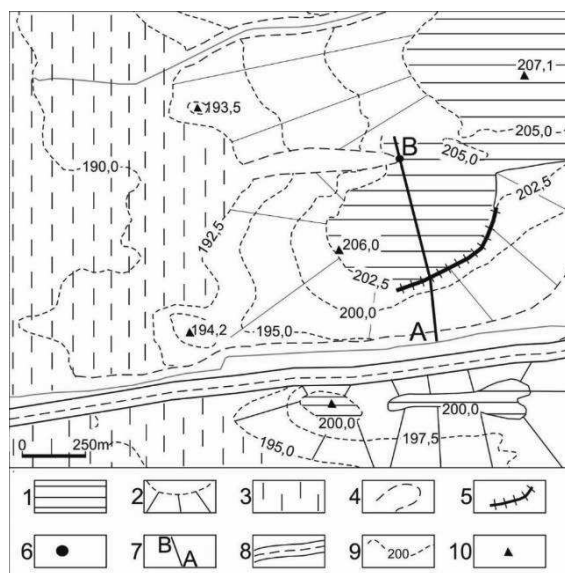
Typy ziarn <i>Types of grains</i>	EL	EM/EL	RM	EM/RM	INNE	C	NU
	3,7%	17,3%	0,7%	24,8%	53,4%	0,0%	0,0%

w tym środowisku przez stosunkowo krótki okres (Mycielska-Dowgiało 2001; Woronko i in. 2015). Środowisko eoliczne reprezentują również ziarna dobrze obtoczone typu RM. Jednakże udział tego typu ziarn w próbce wynosi zaledwie 0,7%. Na podobnym poziomie, jak ziarna eoliczne, kształtuje się udział ziarn reprezentujących środowisko wodne, zarówno o pośrednim stopniu obtoczenia EM/EL – 17,3%, jak i bardzo dobrze obtoczonych EL – 3,7%. Nie zanotowano ziarn pękniętych (C) oraz kanciastych o ostrych krawędziach i narożach – NU (tab. 6).

Datowanie metodą OSL piasków ze stropowej części profilu, z głębokości 0,8 m dało wynik $12\,300 \pm 700$ lat BP (GdTL-2462), co odpowiada młodszemu dryasowi (12,9–11,7 ka cal BP; Carlson 2013).

Stanowisko Chotyńiec

Stanowisko Chotyńiec położone jest 6 km na północny zachód od punktu Kalników-Zagrebła 1 (rys. 1). W Chotyńcu badania obejmowały fragment wysoczyzny wznoszącej się na wysokości 206 m n.p.m., na powierzchni której archeolodzy zlokalizowali, w jej południowo-wschodniej części, wał ziemny o wysokości 1,7 m, szerokości około 30 m i długości 530 m (rys. 6, 7, fot. 3). Założenie wału należy łączyć z bardzo dużym grodziskiem, które jak wskazuje odkryty materiał zabytkowy, jest związany ze scytyjskim kręgiem kulturowym. W trakcie archeologicznych badań wykopaliskowych pogłębiono i odczyszczono istniejący wcześniej przekop przechodzący przez wał grodziska, co przede wszystkim miało na celu uzyskanie jak najpełniejszego rozpoznania jego konstrukcji oraz pozyskanie materiałów do datowań radiowęglowych. Założono również wykopy sondażowe w północnej części majdanu grodziska, gdzie natrafiono na zabytki archeologiczne (fragmenty ceramiki, brązowy grocik scytyjski, duże ilości polepy, kości zwierzęce) świadczące o tym, że są to fragmenty założenia kultowego, tzw. „zolnika”. Całość odkrytego materiału zabytkowego



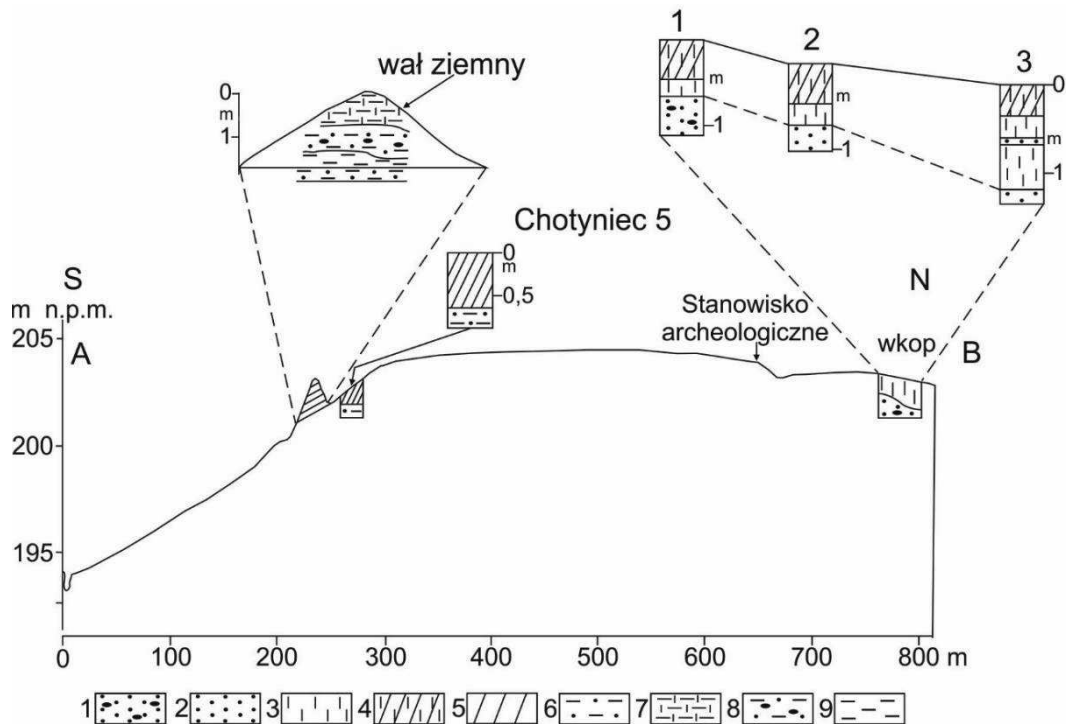
Rys. 6. Szkic geomorfologiczny otoczenia wału grodziska na stanowisku w Chotyńcu z lokalizacją badanych profili

1 – płaska powierzchnia wysoczyzny, 2 – stok wysoczyzny, 3 – podnóże wysoczyzny pokryte deluwiami, 4 – dolinki denudacyjne (nieckowate), 5 – wał grodziska, 6 – stanowisko badawcze, 7 – linia przekroju geologicznego, 8 – autostrada A-4, 9 – poziomice, 10 – punkty wysokościowe

Geomorphological sketch the surrounding of the hillfort rampart in the Chotyńiec site with location of studied profiles

1 – flat surface of plateau, 2 – slope of plateau, 3 – foot of plateau covered with deluvial sediments, 4 – denudational troughs on slope, 5 – hillfort rampart, 6 – study site, 7 – line of geological cross-section, 8 – highway A-4, 9 – contour lines, 10 – altitude points

należy łączyć z okresem VII–VI w. p.n.e. (Czopek i in. w druku). Wał grodziska (N 49°56',761; E 22°59',136) zbudowany jest z trzech zróżnicowanych litologicznie warstw (rys. 7, fot. 4). W spągu nasypu na głębokości 1,4–1,7 m, najstarszą warstwę budują osady pylaste zmienione przez procesy glebotwórcze, o czym świadczy ich zażelazienie związane z poziomem wmycia i struktura agregatowa, nadbudowana piaskiem pylastym ze żwirkami i krzemieniami narzutowymi. Strop nasypu tworzy warstwa zwartego



Rys. 7. Położenie i budowa analizowanych profili na przekroju stanowiska w Chotyńcu
(lokalizacja przekroju patrz rys. 6)

1 – piasek ze żwirem, 2 – piasek, 3 – pył (less piaszczysty), 4 – gleba pylasta, 5 – namywy (deluwia) próchniczne, 6 – piasek pylasty, 7 – pył ilasty humusowy, 8 – pył piaszczysty ze żwirem, 9 – mułek (pył) zmieniony przez procesy glebotwórcze

Location and structure of the analysed profiles in the Chotyńiec cross-section
(location of cross-section see Fig. 6)

1 – sand with gravel, 2 – sand, 3 – silt (sandy loess), 4 – silty soil, 5 – deluvia, 6 – silty sand, 7 – clayey silt with humus, 8 – sandy silt with gravel, 9 – mud (silt) changed by soil processes



Google Earth Pro

Fot. 3. Stanowisko Chotyńiec. Wał grodziska z VII–VI wieku p.n.e. otacza od południowego wschodu wierzchoinę płaskowyżu

Chotyńiec site. Hillfort rampart (VII–VI c. BC) surrounding the plateau from the south-east



fot. P. Gębica, 2015

Fot. 4. Budowa wału grodziska w Chotyńcu odsłoniętego w czasie prac archeologicznych
The structure of hillfort rampart in the Chotyńiec excavated during archaeological fieldwork

pyłu ilastego ciemnobrunatnego z korzeniami drzew. W podłożu wału występuje piasek pylasty popielatoszary, który został odsłonięty już poza wałem, we wkopie (N 49°56',729; E 22°59',005) pod warstwą namywów próchnicznych, na głębokości 0,65 m w jego zachodniej części. We wkopie długości 30 m, przecinającym obecnie nieistniejący (zerodowany) wał ziemny, odsłonięto osady budujące wierzchowinę. Od strony N–W wału budują ją utwory pylaste o barwie jasnopopielatej, strukturze masywnej i miąższości 0,6–1,2 m (fot. 5, rys. 6).

W profilu Chotyńiec 1 (rys. 7) osady pylaste o strukturze masywnej i miąższości 0,63 m, spoczywają na piaskach z nielicznymi żwirami o średnicy 1–3 cm i krzemieniami (tab. 7).

Analizy uziarnienia dowodzą, że jest to pył z domieszką piasku drobno- i średnioziarnistego, bardzo słabo wysortowany (2,63 phi), o rozkładzie symetrycznym (rys. 8, tab. 8). Wyniki pochodzące z tej części profilu, wskazują na duży udział piasku grubo- i średnioziarnistego (powyżej 85%) o umiarkowanym wysortowaniu i dodatniej skośności (tab. 8).



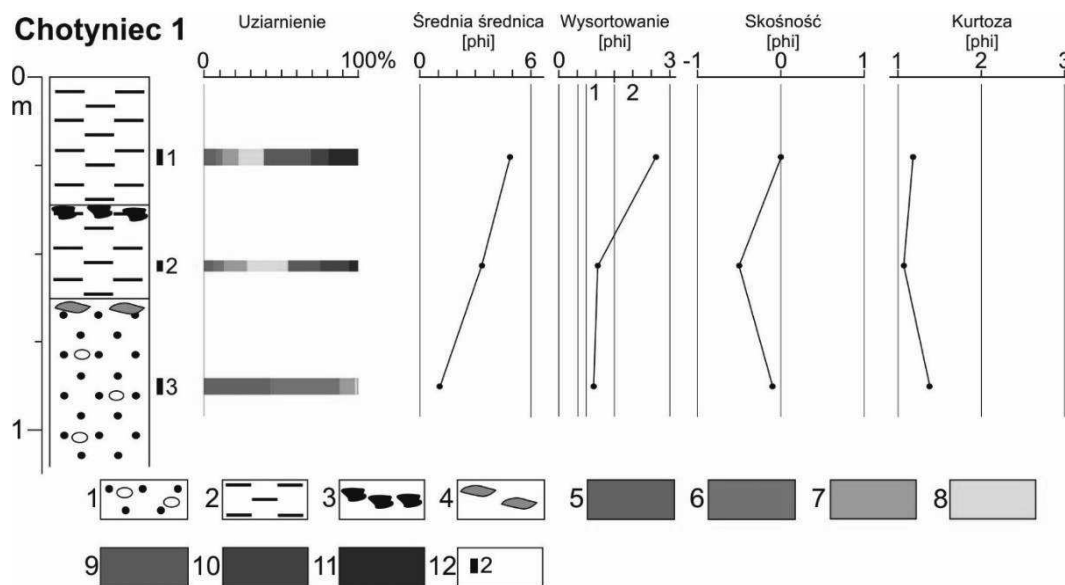
fot. P. Gębica, 2015

Fot. 5. Stanowisko Chotyńiec. Przekrój pokrywy pylastej odsłonięty we wkopie długości 30 m w północno-zachodniej części wierzchowiny

Chotyńiec site. Cross-section of the silt cover excavated in the trench 30 metres long in the north-west part of plateau

Litologia osadów w profilu Chotyniec 1
Lithology of sediments in the Chotyniec 1 profile

L.p. Order number	Głębokość (m) Depth (m)	Litologia i struktura osadów Lithology and structure of deposits
1.	0,00–0,37	pył o masywnej strukturze, jasnoszarej barwie, poziom ornny gleby
2.	0,37–0,63	pył jasnopopielaty o strukturze masywnej z węgielkami w stropie
3.	0,63–1,10	piasek średnio- i gruboziarnisty ze żwirem o średnicy 1–3 cm



Rys. 8. Profil litologiczny (uziarnienie i wskaźniki według Folka, Warda 1957) pokrywy pyłów i osadów fluwioglacjalnych w profilu Chotyniec 1

1 – piasek ze żwirem, 2 – pył, 3 – węgle drzewne, 4 – krzemienie, 5 – piasek gruboziarnisty, 6 – piasek średnioziarnisty, 7 – piasek drobnoziarnisty, 8 – piasek bardzo drobnoziarnisty, 9 – pył gruboziarnisty, 10 – pył średnioziarnisty, 11 – pył drobnoziarnisty, 12 – lokalizacja i numer próbki na diagramie litologicznym

Lithological profile (grain size and indices after Folk, Ward 1957) silty cover and glaciofluvial sediments in the Chotyniec 1 profile

1 – sand with gravel, 2 – silt, 3 – charcoals, 4 – cherts, 5 – coarse sand, 6 – medium sand, 7 – fine sand, 8 – very fine sand, 9 – coarse silt, 10 – medium silt, 11 – fine silt, 12 – location and sample number on the lithological diagram

W profilu Chotyniec 2 (rys. 7) miąższość osadów pylastych wynosi 0,76 m, a w profilu Chotyniec 3, zlokalizowanym 16 m na N od profilu 2, wzrasta do 1,2 m (rys. 7, tab. 9). Na głębokości 0,63–0,65 m stwierdzono występowanie pojedynczej laminy piasku drobnoziarnistego rozdzielającego osady pylaste (fot. 6).

Pod względem uziarnienia w osadach tych dominuje frakcja pyłowa (0,063–0,002 mm),

której udział wynosi 52–63% (rys. 9, tab. 8). Ziarna piasku bardzo drobnoziarnistego (0,125–0,063 mm) stanowią 17,2–22,7%, natomiast pozostała frakcja piaszczysta (0,125–2,0 mm), to 10–22%. Udział frakcji ilowej (poniżej 0,002 mm) zmienia się w przedziale 4–6,7%. W związku z tym, utwory te można sklasyfikować, jako pyły piaszczyste.

Tabela 8

Wyniki analiz uziarnienia i wskaźniki graficzne wg Folka, Warda (1957) w profilach Chotyńiec 1 i 3
(przedziały klasowe wg Urbaniak-Biernackiej 1975)

The results of grain size analysis and graphic indices after Folk, Ward (1957) in the Chotyńiec 1 and 3 profiles
(grain size intervals after Urbaniak-Biernacka 1975)

Nazwa i numer profilu <i>Profile name and number</i>	Nr próbki <i>Sample number</i>	Głębokość (cm) <i>Depth (cm)</i>	2,0–0,5 (mm)	0,5–0,25 (mm)	0,25–0,125 (mm)	0,125–0,063 (mm)	0,063–0,016 (mm)	0,016–0,0078 (mm)	0,0078–0,002 (mm)	<0,002 (mm)	Średnia średnica (Mz) <i>Mean diameter (Mz)</i>	Wysortowanie (δI) <i>Sorting degree (δI)</i>	Skośność (Sk) <i>Skewness (Sk)</i>	Kurtoza (K _G) <i>Kurtosis (K_G)</i>
Chotyńiec 1	1	21–25	7,7	8,1	6,5	16,2	30,9	11,4	14,0	5,2	4,90	2,60	0,00	1,20
	2	52–55	6	7	16	35	36	-----	-----	-----	3,35	1,05	-0,40	1,10
	3	85–90	42,52	44,48	9,7	2,6	0,7	-----	-----	-----	1,1	0,95	-0,10	1,40
Chotyńiec 3	1	20–24	7,97	10,23	7,7	17,18	26,79	10,23	14,7	5,20	4,70	2,70	0,05	1,10
	2	45–48	9,66	5,74	7,5	19,63	29,35	9,15	13,08	5,89	4,80	2,70	0,10	1,20
	3	63–65	15,60	18,75	21,9	25	18,75	-----	-----	-----	2,60	1,40	-0,20	0,80
	4	80–83	0	6	7,61	20,62	32,55	11,18	15,37	6,67	5,20	2,20	0,25	0,90
	5	110–112	0	3	6,71	22,75	41,7	10,23	11,43	4,18	5,00	1,85	0,30	1,10
	6	125–130	65,97	28,13	4,16	1,04	0,7	-----	-----	-----	0,75	0,75	0,04	1,20

Litologia osadów w profilu Chotyniec 3
Lithology of sediments in the Chotyniec 3 profile

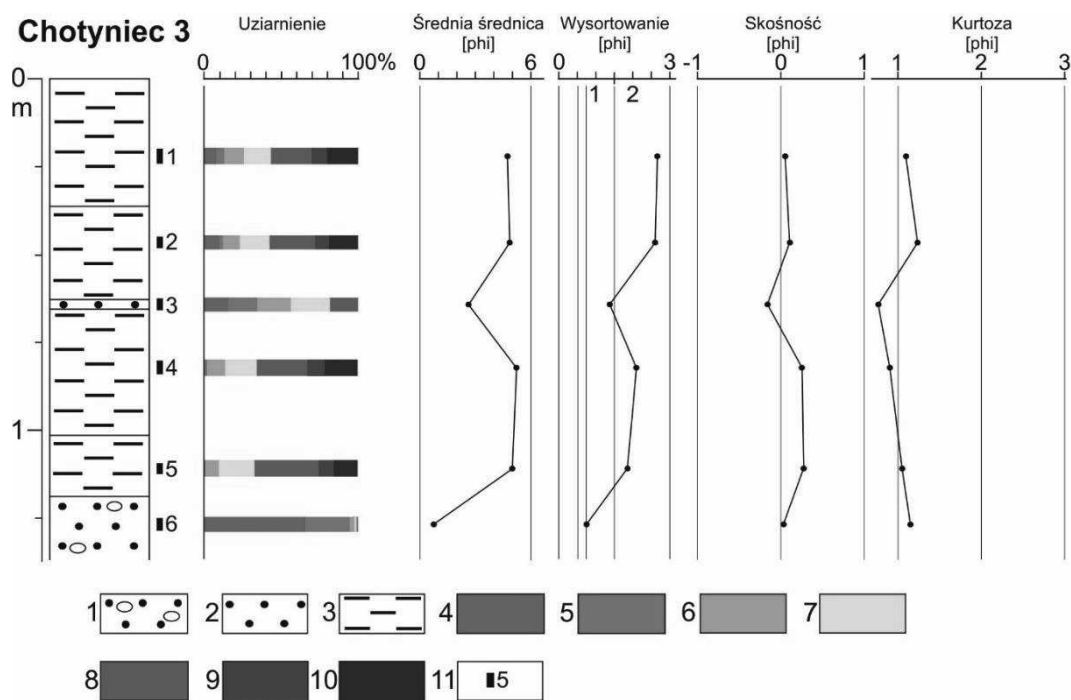
L.p. <i>Order number</i>	Głębokość (m) <i>Depth (m)</i>	Litologia i struktura osadów <i>Lithology and structure of deposits</i>
1.	0,00–0,37	pył o strukturze masywnej z licznymi korzeniami (poziom orny gleby), koloru szarego
2.	0,37–0,63	pył o strukturze masywnej popielaty z pieprzami żelazistymi
3.	0,63–0,65	piasek drobnoziarnisty
4.	0,65–1,02	pył popielatoszary z pieprzami manganowo-żelazistymi
5.	1,02–1,20	pył o strukturze masywnej, koloru jasnobrązowego
6.	1,20–1,37	piasek średnio- i gruboziarnisty z pojedynczymi żwirami, koloru rdzawego



fot. P. Gębica, 2015

Fot. 6. Profil Chotyniec 3. Pyły masywne miąższości 1,2 m z lamina piasków na głębokości 63–65 cm, której położenie pokazuje strzałka

Chotyniec profile 3. Silts with massive structure, 1,2 m thick with laminae of sands at the depth of 63–65 cm, which location was showed by arrow



Rys. 9. Profil litologiczny (uziarnienie i wskaźniki według Folk, Warda 1957) pokrywy pyłów i osadów fluwiogłacialnych w profilu Chotyńiec 3

1 – piasek ze żwirem, 2 – piasek, 3 – pył, 4 – piasek gruboziarnisty, 5 – piasek średnioziarnisty, 6 – piasek drobnoziarnisty, 7 – piasek bardzo drobnoziarnisty, 8 – pył gruboziarnisty, 9 – pył średnioziarnisty, 10 – pył drobnoziarnisty, 11 – lokalizacja i numer próbki na diagramie litologicznym

Lithological profile (grain size and indices after Folk, Ward 1957) silt cover and fluvioglacial deposits in the Chotyńiec profile 3

1 – sand with gravel, 2 – sand, 3 – silt, 4 – coarse sand, 5 – medium sand, 6 – fine sand, 7 – very fine sand, 8 – coarse silt, 9 – medium silt, 10 – fine silt, 11 – location and sample number on the lithological diagram

Dyskusja

Warunki akumulacji osadów czwartorzędowych

Wyniki analizy uziarnienia oraz rzeźby terenu na stanowisku w Kalnikowie-Zagrebli 1 pozwoliły stwierdzić, że mamy do czynienia z wydumą wałową, o dwudzielnej budowie. Analiza uziarnienia wykazała, że średnia średnica ziarn (Mz) 2,9 phi (znacznie większa w porównaniu z opisywanymi w literaturze osadami wydumowymi) oraz dobre wysortowanie ($\delta_1=0,5-0,6$) upodabniają je do piasków wydumowych (Mycielska-Dowgiałło 1978, 2007). Dominującym osadem budującym górną część profilu (0,0–1,2 m) jest piasek drobnoziarnisty (0,25–0,125 mm), którego udział wynosi 50–59,9%. Zastanawia jednak bardzo duży udział piasku drobnoziarnistego w budowie wydmy oraz wysoka i jednakowa w całym profilu wartość Mz równa 2,9 phi (rys. 5, tab. 3). Upoważnia to do postawienia hipotezy, że osad ten był akumulowany

wany w bardzo jednorodnych warunkach wiatrowych. Ponadto tak drobnoziarnisty osad budujący wydmy nie jest powszechnie spotykany w wydmach okresu schyłku plejstocenu. Racynowski i in. (2001) stwierdzają, że Mz osadów wydumowych zmienia się w zakresie od 2 do 4 phi. Eoliczne piaski pokrywowe w dolinie Wisły i osady wydumowe w zachodniej części Kotliny Sandomierskiej mają znacznie grubsze ziarno (Mz=1,5–2,2 phi) (Izmailow 2001; Gębica 2004), w porównaniu z osadami budującymi wydmy w Kalnikowie-Zagrebli. Wydmy w miejscowości Dąbrówka w dolinie Wisłoka, tworzy w stropie masywny piasek średnio- i drobnoziarnisty, z frakcją podstawową 0,355–0,25 mm (29%), natomiast w spągu (poniżej 2 m) przeważają osady z dużym udziałem frakcji piasku drobnoziarnistego (0,25–0,125 mm), (40,2–45,6%), których średnia średnica ziarn (Mz) mieści się w zakresie 1,74–1,98 phi (Gębica i in. 2016). Zieliński i Semeniuk (2008) podają, że wydmy wałową w Arłamowskiej Woli w dorzeczu Wiszni na Ukrainie, buduje piasek drobnoziarnisty i piasek pylasty, w którym udział pyłu

dochodzi do 30%. Wymienieni autorzy nie podają jednak wyników analiz uziarnienia. Natomiast analizowana przez Gębicę i in. (w druku) wydmy w Zarzeczcu na Ukrainie charakteryzuje się, podobnie jak w Kalnikowie-Zagrebli, wąskim zakresem średniej średnicy ziarn ($Mz=2-3$ phi), co wskazuje, że w składzie jej uziarnienia dominują ziarna frakcji piasku drobno- i bardzo drobnoziarnistego (80–85%). Wydmy sandru kurpiowskiego budują osady, których Mz zmienia się zaledwie w zakresie 0,5 phi, tj. od 2,4 do 2,9 phi (Kowalska 2004; Kowalewska 2004). Podobnie Seppälä (2004) opisując wydmy z północnej Finlandii, podaje wartości w przedziale 0,1–0,3 mm (1,67–3,32 phi). Dodatkowo wartości wskaźnika skośności mogą świadczyć o występowaniu warunków, w których następowało zmniejszenie prędkości wiatru powodujące unieruchomienie ziaren przemieszczanych w wyniku saltacji (Racinowski i in. 2001), jak również akumulację osadów drobnoziarnistych przemieszczanych w zawieszynie.

Poniżej pierwszego poziomu bruku, na stanowisku Kalników-Zagrebli 1, na głębokości 1,2 m (rys. 5, tab. 3) następuje zmiana skośności osadów na ujemną, co wskazuje na wzbogacenie materiału we frakcje grubsze, będące efektem eliminowania frakcji drobniejszych w czasie transportu. Według interpretacji litodynamicznej przedstawionej przez Racinowskiego i in. (2001) ujemne wartości wskaźnika skośności mogą wskazywać na przewagę prędkości ośrodka transportującego większych od przeciętnych, czego skutkiem jest akumulacja materiału gruboziarnistego. Zieliński (2016) podaje, że ujemne wartości skośności osadów wydmy są związane z powierzchniami erozyjnymi/deflacyjnymi. Analiza uziarnienia wykazała, że w badanych osadach dominuje frakcja bardzo drobnego piasku (0,125–0,063 mm), której udział jest znacznie większy, niż w nadległych osadach wydmy. Zarówno średnia średnica ziarn (Mz), jak i wysortowanie osadów (σI) wykazują dużą zmienność w profilu (rys. 5, tab. 3), co świadczy o zróżnicowanej dynamice ośrodka transportującego osad (Mycielska-Dowgiałło 2007). Duża różnorodność typów ziarn według analizy Cailleux (1942) z późniejszymi modyfikacjami wskazuje, że piaski ze żwirami poniżej 1,2 m pojawiają się na wtórnym złożu, jako efekt erozji osadów różnej genezy np. eolicznych i wodnych (Woronko 2001, 2012). Bardzo duży stopień zniszczenia powierzchni ziarn w wyniku działania wietrzenia chemicznego, może dowodzić, że osady te znajdowały się w zasięgu dzia-

łania np. procesów glebowych. W tych warunkach nastąpiło zatarcie wszelkich mikrostruktur powstałych w czasie transportu ziarn poprzez działanie zarówno trawienia, jak i wytrącania. Opisane wyżej cechy teksturalne oraz udział klastów skał skandynawskich, pozwala zaliczyć piaski z brukami żwirowymi do utworów fluwioglacjalnych, związanych z działalnością wód wypływających z lądolodu zlodowacenia sanu (Wójcik 2008). Świadectwem denudacji (rozmywania) osadów wodnolodowcowych w młodszych okresach czwartorzędu są spoczywające bezpośrednio na łożach krakowieckich, na zboczu doliny Wiszni – żwiry, zawierające klasty skał skandynawskich, które interpretujemy jako żwiry rezydualne.

Piaski terasy nadzalewowej Wiszni na stanowisku w Kalnikowie-Zagrebli 2-II, pod względem parametrów uziarnienia przypominają osady wydmy na stanowisku w Kalnikowie-Zagrebli 1. Frakcja podstawowa w badanych osadach aluwialnych, podobnie jak w piaskach wydmy, to 0,25–0,125 mm (50–65,4%). Wysortowanie osadu jest umiarkowane i dobre, a wartość skośności (Sk) w całym profilu nie ulega wyraźnym zmianom i zawiera się w przedziale 0,5–1,0 phi. Aluwia terasowe charakteryzują się stopniowym wzrostem średniej średnicy w jednostkach phi (Mz) od 2,4 do 2,8 phi w górę profilu, w stosunku do osadów wydmy (rys. 4, tab. 3), co oznacza drobnienie osadu ku stropowi młodszego ogniwa aluwii terasy. Najbardziej wyróżniającą się względem uziarnienia jest próbka nr 8, zawierająca ponad 95% piasku drobno- i bardzo drobnoziarnistego (rys. 4, tab. 3), reprezentująca prawdopodobnie stropową część starszego ogniwa aluwii terasy vistuliańskiej. Taki rozkład parametrów uziarnienia i pozioma laminacja osadów wynika z powtarzających się cyklicznie zalewów warstwowych i akumulacji w przykorytowej równi zalewowej (Gębica 2004; Zieliński 2016).

Analizowany pod względem uziarnienia profil Chotyniec 3, jest bardzo podobny do utworów pyłowych na stanowisku Żmijowiska na Płaskowyżu Lubaczowsko-Jaworowskim w dorzeczu rzeki Szkło (Wojtanowicz 1997), które wymieniony autor wiązał z wietrzeniem peryglacjalnym – produkt wietrzenia mrozowego w klimacie peryglacjalnym. Wiek pokrywy pylastej określono w profilu Żmijowiska metodą TL na $15\ 000 \pm 3\ 000$ BP (Lub-3206), co odpowiada schyłkowi plenivistulianu (Wojtanowicz 1997). Jednakże położenie pokrywy osadów pylastych w pozycji wierzchowinowej, na pia-

skach ze żwirami oraz znacznie mniejszy udział frakcji piaszczystej w spągu profilu (32,46–34,23%) niż w jego stropowej części (>40%) (rys. 9, tab. 8), wyklucza wietrzeniową genezę osadów w Chotyńcu. Masywna struktura utworów pyłowych, znaczny udział frakcji „lessowej” (typowej dla lessu) 0,063–0,016 mm (26,8–41,7%) oraz średnia średnica $Mz=5,2-4,7$ phi pozwalają przypuszczać, że osady pylasto-piaszczyste w Chotyńcu mają również genezę eoliczną, zbliżoną składem uziarnienia do lessu. Różnią się jednak większym udziałem piasku i obecnością lamin (przewarstwień) piaszczystych (less piaszczysty) w pobliżu wychodni piasków wodnolodowcowych. Potwierdzeniem takiej interpretacji jest występowanie pokryw lessowych na garbach płaskowyżu w rejonie Buczyny ponad doliną Szkła i na południe od Chotyńca, opisanych przez Wójcika (Wójcik 1999, 2008). Natomiast na Szczegółowej mapie geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Radymno, w miejscu analizowanych pokryw osadów pylastych w Chotyńcu wyróżniono glinę lodowcową (Wójcik 2008). Obecność lamin grubszego materiału w osadach lessowych może wynikać z bliskości źródła materiału piaszczystego lub ze zmiennej prędkości wiatru.

Wpływ budowy geologicznej i rzeźby terenu na osadnictwo na Płaskowyżu Tarnogrodzkim

Rozpoznanie geologiczne i szczegółowa analiza strukturalna i teksturalna osadów na stanowiskach archeologicznych w Kalnikowie i Chotyńcu pozwoliły przypuszczać, jakie cechy krajobrazu, tj. rzeźba terenu, a w drugiej kolejności, możliwe że i budowa geologiczna utworów powierzchniowych, miały największe znaczenie przy wyborze miejsc pod osadnictwo w czasach prahistorycznych.

Stanowisko Kalnikow-Zagrebla 1 zlokalizowane zostało na skłonie doliny Wiszni, na wydymie, wznoszącej się około 2 m ponad otaczający teren. Osady piaszczyste zapewniały z jednej strony łatwość przeprowadzania wszelkich prac ziemnych, z drugiej zaś nie były narażone na podtopienia i dużą wilgotność. Takiej lokalizacji mogło sprzyjać również położenie na zawietrznej tj. południowo-wschodniej i południowej stronie wzniesienia i południowa ekspozycja. Zapewniało to schronienie w przypadku wystąpienia silnego wiatru, zapobiegało przesuszaniu gruntu, ułatwiało wsiąkanie wód opadowych i roztopowych oraz przyspieszało tajanie

pokrywy śnieżnej. Ponadto położenie na skłonie doliny rzecznej, mogło być dobrym punktem obserwacyjnym. Taka lokalizacja osad w czasach prehistorycznych i historycznych jest często spotykana w różnych regionach świata (Moskwa 1976; Rapp, Hill 1998; Pelisiak, Gębica 2007; Kittel 2013; Czopek 2014).

Stanowisko Kalnikow-Zagrebla 2 (profile I, II, III) zostało zlokalizowane na terasie nadzalewowej (vistuliańskiej) Wiszni, wznoszącej się na wysokości 6–8 m nad poziomem współczesnej rzeki. Takie położenie stanowiska archeologicznego wskazuje, że w czasach historycznych ludzie najprawdopodobniej nie byli narażeni na powódzie, a z drugiej strony mieli łatwy i ciągły dostęp do wody pitnej. O atrakcyjności tego miejsca może również świadczyć fakt, iż w czasie I wojny światowej założono tam okopy służące zarówno do obrony, zabezpieczania przeprawy przez rzekę, jak i zapewne dogodnej obserwacji terenu.

Stanowisko archeologiczne Chotyniec z dobrze zachowanym wałem grodziska z VII–VI w. p.n.e., zostało zlokalizowane na prawie płaskiej wierzchołynie o wysokości 204–206 m n.p.m. pokrytej utworami pylasto-piaszczystymi. Wytworzone na tych osadach gleby typu biellicowego (Borowiec 1974) można zaliczyć do gleb o niskiej wartości użytkowej. Najprawdopodobniej o atrakcyjności tego rejonu zdecydował równinny, wysoko położony teren, umożliwiający prowadzenie gospodarki bez większych przeszkód terenowych. Wysoczyzny mogły być również wykorzystane, jako tereny pastwiskowe. Ponadto takie położenie dawało możliwość łatwej obserwacji terenów otaczających.

Podsumowanie i wnioski

Badania cech strukturalnych i teksturalnych osadów budujących południową część Płaskowyżu Tarnogrodzkiego wykazały duże zróżnicowanie litologiczne i genetyczne utworów czwartorzędowych występujących w rejonie stanowisk archeologicznych w Kalnikowie i Chotyńcu.

Najstarsze analizowane osady to piaski i żwiry fluwioglacjalne z domieszką materiału skandynawskiego, charakteryzujące się bardzo zmiennymi wskaźnikami uziarnienia. Są to utwory akumulowane przez wody roztopowe lądolodu zlodowacenia sanu około 500 tys. lat temu (Wójcik 2008). Analiza obróbki ziaren kwarcu wykazała, że osady te charakteryzują się

dużą różnorodnością typów ziarn, co może wskazywać, że znajdują się na wtórnym złożu jako efekt erozji starszych osadów wodnych i eolicznych. Najprawdopodobniej redepozycja osadów miała miejsce po okresie zlodowacenia sanu i była związana z erozyjnym pogłębianiem dolin. W stropie osadów wodnolodowcowych pokrywa miąższości około 1,2 m reprezentuje piaski eoliczne budujące wydmy w Kalnikowie-Zagrebłach. Datowanie piasków metodą OSL wykazało młododryasowy wiek wydmy, a więc najmłodszej trzeciej fazy (późnoglacialnej) tworzenia wydym w Kotlinie Sandomierskiej (Wojtanowicz 2003).

Innego pochodzenia i wieku są piaski terasy nadzalewowej Wiszni o wysokości 6–8 m n.p.rz. Charakteryzuje je pozioma laminacja osadów, bardzo drobnoziarniste uziarnienie i stopniowy wzrost wartości średniej średnicy (w skali ϕ) w górę profilu, co wskazuje na drobnienie osadów ku stropowi. Wymienione parametry osadów są wynikiem akumulacji w strefie przykorytowej równi zalewowej (Gębica 2004; Zieliński 2016). Pod względem struktury i wskaźników uziarnienia osady te przypominają inne analizowane profile aluwii terasy o wysokości 8–12 m n.p.rz. datowane na vistulian (Gębica 2004).

Niewielkiej miąższości utwory pokrywowe w Chotyńcu leżące na piaskach i żwirach fluwioglacialnych, ze względu na maszyną strukturę oraz znaczny udział frakcji pylastej (powyżej 50%) i domieszkę piasku (27–44%) zostały również zaklasyfikowane, jako osady pochodzenia eolicznego (less piaszczysty) (Wojtanowicz 1997; Buraczyński 1994). Zatem nie są to gliny lodowcowe, jak oznaczono na Szczegółowej mapie geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Radymno (Wójcik 2008).

Wyniki badań pokazały, że w czasach prahistorycznych i historycznych miejsca wyboru lokalizacji osad i prowadzonej działalności gospodarczej nie były przypadkowe. Każde z analizowanych stanowisk miało dogodne warunki topograficzne, wilgotnościowe, glebowe czy też obronne, które były postrzegane przez ówczesnych ludzi, jako walory środowiska.

Podziękowania

Datowania metodą OSL, badania terenowe i część analiz laboratoryjnych sfinansowano z grantu NCN nr 2013/09/B/HS3/04277 pt. „Przemiany kulturowo-osadnicze w dorzeczu rzeki Wiszni w epoce brązu i we wczesnej epoce żelaza w kontekście zmian prahistorycznej i wczesnośredniowiecznej ekumeny”

kierowanego przez. Prof. Sylwestra Czopka z Instytutu Archeologii Uniwersytetu Rzeszowskiego.

Dziękujemy mgr Mateuszowi Sobuckiemu, doktorantowi z Laboratorium Zakładu Geomorfologii UJ w Krakowie, za wykonanie analiz uziarnienia kilku próbek w profilu Chotyńiec. Anonimowym recenzentem serdecznie dziękujemy za wszystkie uwagi merytoryczne i uzupełnienia poczynione w tekście artykułu.

Literatura

- Adamiec G., Aitken M.J. 1998. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 16: 37-50.
- Borowiec J. 1974. Charakterystyka utworów pyłowych południowo-wschodniego krańca Płaskowyżu Tarnogrodzkiego. *Annales UMCS*, sec. B 29(7): 143-158.
- Buraczyński J. 1994. Zmienność procesów eolicznych na Roztoczu i w Kotlinie Sandomierskiej podczas piętra Wisły. *Annales UMCS*, sec. B 49(4): 51-79.
- Butrym J. 1968. Utwory pyłowe wschodniej części Niziny Sandomierskiej. *Annales UMCS*, sec. B 23(4): 87-127.
- Cailleux A. 1942. Les actions eoliennes periglaciaires en Europe. *Mm. Soc. Geol. De France* 41: 1-176.
- Carlson A.E. 2013. The Younger Dryas Climate Event. W: S.A. Elias (red.) *The Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 3. Amsterdam, Elsevier: 126-134.
- Czopek S. 2001. Pysznica, pow. Stalowa Wola, stanowisko 1 – cmentarzysko ciałopalne z przełomu epok brązu i żelaza. Wyd. Uniwersytetu Rzeszowskiego, Rzeszów: 1-320.
- Czopek S. 2007. Grodzisko Dolne, stanowisko 22 – wielokulturowe stanowisko nad dolnym Wisłokiem, cz. 1, od epoki kamienia do wczesnej epoki żelaza. Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego, Instytut Archeologii Uniwersytetu Rzeszowskiego, Muzeum Okręgowe w Rzeszowie, Rzeszów: 1-241.
- Czopek S. 2014. Stanowisko 158 w Jarosławiu, woj. podkarpackie. Część II. Osadnictwo od starszej epoki brązu do okresu rzymskiego. *Via Archaeologica Ressoiviensia*, t. IV, Fundacja Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego, Rzeszów: 1-207.
- Czopek S., Trybała-Zawiślak K., Tokarczyk T., Tokarczyk E., Burghardt M., Adamik-Proksa J., Rajpold W. w druku. Pierwsze sprawozdanie z weryfikacyjnych badań na grodzisku z wczesnej epoki żelaza w Chotyńcu. *Sprawozdania i Materiały Rzeszowskiego Ośrodka Archeologicznego*, tom 38.
- Folk L.R., Ward W.C. 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27,1: 3-26.

- Galbraith R.E., Roberts R.G., Laslett G.M., Yoshida H., Olley J.M. 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia, part I: Experimental design and statistical models. *Archaeometry* 4(2): 339-364.
- Gębica P. 2004. Przebieg akumulacji rzecznej w górnym vistulianie w Kotlinie Sandomierskiej. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 193: 1-229.
- Gębica P., Bluszcz A., Woronko B. 2016. Geneza i wiek wydmy w Dąbrówkach (Kotlina Sandomierska, dolina Wisłoka) w świetle analiz litologicznych osadów i datowań OSL. W: J. Święchowicz, A. Michno (red.) *Wybrane zagadnienia geomorfologii eolicznej*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej, Kraków: 305-330.
- Gębica P., Jacyszyn A., Wacnik A. w druku. Warunki naturalne doliny Sanu i Wiszni jako czynnik determinujący osadnictwo prahistoryczne i wczesnośredniowieczne. W: S. Czopek i in. (red.) *Przemiany kulturowo-osadnicze w dorzeczu rzeki Wiszni w epoce brązu i we wczesnej epoce żelaza w kontekście zmian prahistorycznej i wczesnośredniowiecznej ekumeny*.
- Izmańłow B. 2001. Typy wydym śródlądowych w świetle badań struktury i tekstury ich osadów (na przykładzie dorzecza górnej Wisły). *Rozprawy Habilitacyjne UJ*, 358, Kraków: 1-282.
- Kittel P. 2013. Geomorfologiczne uwarunkowania lokalizacji osadnictwa na przykładzie doliny Rawki w Rawie Mazowieckiej. *Acta Geographica Lodziensia* 101: 49-79.
- Kowalewska M. 2004. Rozwój procesów eolicznych w południowej części sandru kurpiowskiego. *Maszynopis pracy magisterskiej*. WGSR UW, Warszawa.
- Kowalska M. 2004. Porównanie cech teksturalnych różnowiekowych osadów eolicznych w południowo-zachodniej części sandru kurpiowskiego. *Maszynopis pracy magisterskiej*. WGSR UW, Warszawa.
- Krumbein W.C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology* 11(2): 64-72.
- Łomnicki A.M. 1900. Atlas geologiczny Galicji, tekst do zeszytu 12, arkusz: Mościska, Lubaczów, Płazów, Jarosław, Leżajsk, 1:75 000. Wyd. Komisji Fizjogr. PAU, Kraków.
- Moskwa K. 1976. Kultura łużycka w południowo-wschodniej Polsce. Wyd. Muzeum Okręgowego w Rzeszowie, Rzeszów: 1-386.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1978. Rozwój rzeźby fluwialnej północnej części Kotliny Sandomierskiej w świetle badań sedimentologicznych. *Rozprawy UW*, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E., 2001. Wnioski końcowe, W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, Warszawa: 125-129.
- Mycielska-Dowgiałło E. 2007. Metody badań cech teksturalnych osadów klastycznych i wartość interpretacyjna wyników. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*. WSWPR, Warszawa: 95-180.
- Mycielska-Dowgiałło E., Woronko B. 1998. Analiza obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych frakcji piaszczystej i jej wartość interpretacyjna. *Przegląd Geologiczny* 46: 1275-1281.
- Pelisiak A., Gębica P. 2007. Podstawy geomorfologii i gleboznawstwa dla archeologów. *Mitel*, Rzeszów: 1-200.
- Racinowski R., Szczypek T., Wach J. 2001. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia osadów czwartorzędowych. Wyd. Uniwersytetu Śląskiego, Katowice.
- Rapp G.R., Hill C.L. 1998. *Geoarchaeology: The Earth-science approach to archaeological interpretation*. Yale University Press, New Haven and London: 1-274.
- Seppälä M. 2004. Wind as a geomorphic agent in cold climates. Cambridge University Press.
- Starkel L. 1972. Kotlina Sandomierska. W: M. Klimaszewski (red.) *Geomorfologia Polski*, t. 1. PWN, Warszawa: 138-166.
- Trachsel M. 2004. Untersuchungen zur relativen und absoluten Chronologie der Hallstattzeit, Universitätsforschungen zur prähistorischen Archäologie, B. 104, Teil 1-2. Dr Rudolf Habelt GmbH, Bonn: 1-620.
- Urbaniak-Biernacka U. 1975. Propozycja terminologii dla przedziałów klasowych stopniowanej skali wielkości okruchów skalnych. *Przegląd Geograficzny* 47,1: 147-152.
- Wentworth Ch.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30: 377-392.
- Wojtanowicz J. 1978. Rozwój nizinnej części doliny Sanu na tle paleogeomorfologii Kotliny Sandomierskiej. *Rozprawa habilitacyjna*, UMCS, Lublin: 1-114.
- Wojtanowicz J. 1997. Profil Żmijowiska – problem powstania cienkich pokryw pylastych. Seminarium terenowe „Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i przedgórze Karpat w okolicy Przemyśla, Krasiczyn, 22-24 IX 1997, Lublin: 57-59.
- Wojtanowicz J. 2003. Plenivistulian dunes in Poland – a new view on the development phases of inland dunes. *Prace Geograficzne IGiPZ PAN* 189: 41-60.
- Woronko B. 2001. Znaczenie analizy obtoczenia i zmatowienia powierzchni ziarn kwarcowych

- frakcji piaszczystej w interpretacji genetycznej osadów czwartorzędowych. W: E. Mycielska-Dowgiałło (red.) *Eolizacja osadów czwartorzędowych jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*. Pracownia Sedymentologiczna WGiRS UW: 59-64.
- Woronko B. 2012. Zapis procesów eolicznych w piaszczystych osadach plejstocenu na wybranych obszarach Polski środkowej i północno-wschodniej. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Warszawa: 1-130.
- 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
- Wójcik A. 1999. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Radymno (1008). Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa: 1-86.
- Wójcik A. 2002. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Krakowiec, PIG, Warszawa.
- Wójcik A. 2008. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, arkusz Krakowiec. PIG, Warszawa: 1-36.
- Zieliński P. 2016. Regionalne i lokalne uwarunkowania późnowistulińskiej depozycji eolicznej w środkowej części europejskiego pasa piaszczystego. Wyd. UMCS, Lublin: 1-234.
- Zieliński P., Semeniuk I. 2008. Strukturalny zapis procesów akumulacyjno-deflacyjnych w wydnie wałowej we wschodniej części Kotliny Sandomierskiej (Ukraina). *Annales UMCS*, sec. B, LXIII,9: 169-176.
- dune sediments of a thickness of 1.2 m are characterized by the domination of fine grains with the mean diameter $Mz=2.9 \phi$. Such fine sediments are unusual in the Late Glacial dunes in the Sandomierz Basin. The deposition of the dune was dated by the OSL to the Younger Dryas. The dunes are underlain by fine sands with three thin gravel horizons. The great differentiation of grain types according to the Cailleux (1942) classification (modified), indicates that sand with gravel below a depth of 1.2 m, represent the redeposited sediments due to the erosion of older sediments of various origin, for example aeolian and fluvial ones. The textural features and the occurrence of clasts of Scandinavian origin, suggest that these sediments represent fluvio-glacial deposits connected with the activity of proglacial waters during the San Glaciation. Due to the subsequent denudation of fluvio-glacial sediments, the gravel residuum rests on the slope of the Wisznia River valley over the Miocene Krakowiec Beds.
- The terrace of the Wisznia River 6–8 m above the river channel is built of horizontally bedded sands, which also form the natural levees on the terrace surface. The large content of fine sand fraction and the values of grain size indices, indicate great similarity with dune sands. Observations of the terrace morphology and structure in the several transects along the Wisznia valley to the junction with the terrace 8–12 m high in the San River valley, make it possible to attribute the age of this terrace to the Vistulian Glaciation.

Summary

The article discusses the results of grain size and quartz grain roundness analyses, as well as OSL datings of the Quaternary deposits (aeolian, fluvial, fluvio-glacial) differing in origin and age that occur in the southern part of the Tarnogród Plateau. The grain size and quartz grain roundness analyses allowed us to determine aeolian, fluvio-glacial and fluvial deposits in the Kalników and Chotyniec archaeological sites. The

In the Chotyniec site, silty sediments covering the plateau around the hill-fort rampart from the Celtic Period were analysed. The occurrence of silt sediments overlying the sands with gravels and increasing upward content of sand fraction exclude their weathering origin. Grain size indices and a great content of silt fraction typical for loess (0.06–0.02 mm) reaching 41%, resemble silty-sandy sediments of aeolian origin deposited during the Plenivistulian period.

**STRATYGRAFICZNE I PRZESTRZENNE ASPEKTY ZRÓŻNICOWANIA
SKŁADU CHEMICZNEGO PÓZNOPLEJSTOCENSKICH SEKWENCJI
LESSOWO-GLEBOWYCH W POLSCE – PRZYKŁADY PROFILI
W TYSZOWCACH I BIAŁYM KOŚCIELE**

**The stratigraphic and spatial aspects of the differentiation of the chemical
composition of the Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in Poland
– a case study of the Tyszowce and Biały Kościół profiles**

JACEK SKURZYŃSKI*, ZDZISŁAW JARY*, JERZY RACZYK*,
PIOTR MOSKA**, MARCIN KRAWCZYK*

Zarys treści. Artykuł prezentuje porównanie składu geochemicznego i stopnia zwietrzenia chemicznego dwóch późnoplejstocennych sekwencji lessowo-glebowych, zlokalizowanych w SE i SW Polsce. Analiza chemiczna w zakresie pierwiastków głównych (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P) oraz wyliczonych na ich podstawie wskaźników (CIA, Ti/Al, K/Al, Mg/Ca, K/Ca, Na/K oraz Si/Al) wykazała, że obie sekwencje są zróżnicowane zarówno w ujęciu stratygraficznym, jak i przestrzennym. Zmienność stratygraficzna związana jest ze zmianami paleoklimatu warunkującymi natężenie zarówno procesów lito-, jak i pedogenezy. Zmienność przestrzenna może wynikać m.in. z odmiennych warunków klimatycznych w trakcie tworzenia się sekwencji lessowo-glebowych, recyklingu lessów lub nawet odmiennego źródła materiału. Istotną rolę może też dysproporcja miąższości sekwencji, skutkująca zróżnicowanym wpływem infiltracji wód opadających.

Słowa kluczowe: less, gleba kopalna, geochemia, wskaźniki wietrzeniowe, metoda chemostratygraficzna

Abstract. The article presents the comparison of the geochemical composition and the degree of chemical weathering between two Late Pleistocene loess-palaeosol sequences of SE and SW Poland. The results of major element (Si, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Ti, P) and geochemical index (CIA, Ti/Al, K/Al, Mg/Ca, K/Ca, Na/K oraz Si/Al) analyses indicate stratigraphical and spatial differentiation between sequences. The stratigraphic differentiation is connected with palaeoclimatic conditions which control the intensity of pedogenesis. The spatial variability may be attributed to different climatic conditions during the deposition of loess, the loess recycling process, or even to different source areas. The disproportion between the thicknesses of the loess covers can also be important. It can affect the rainwater infiltration effect.

Keywords: loess, palaeosol, geochemistry, weathering indices, chemostratigraphic method

Wstęp

Sekwencje lessowo-glebowe zawierają jeden z najdokładniejszych lądowych zapisów zmian klimatycznych zachodzących w czwartorzędzie (np. Kukla 1970, 1975, 1977, 1987; Dodonov 2007; Porter 2007; Rousseau i in. 2007; Muhs 2013; Marković i in. 2015). Wyjątkowa przydatność lessu dla rekonstrukcji klimatycznych polega na tym, że cząstki pyłowe, z których jest zbudowany, deponowane są bezpośrednio z atmosfery (subaerialnie), zatem profile lessowe pośrednio od-

zwierciedlają zmiany niektórych elementów paleoklimatycznych w czasie geologicznym (Jary 2007; Muhs 2007, 2013).

Cechy środowiska i klimatu, w jakim powstawały sekwencje lessowo-glebowe, rekonstruowane są na podstawie różnorodnych danych pośrednich (ang. *proxy data*). Do tego celu najczęściej używa się gleb kopalnych, wskaźników zmienności składu granulometrycznego, właściwości magnetycznych, badań malakologicznych, palinologicznych i wielu innych, które w połączeniu z zastosowaniem metod datowania wieku (np. TL, OSL, ¹⁴C) umożliwiają dokonanie, okre-

* Uniwersytet Wrocławski, Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław; e-mail: jacek.skurzynski@uwr.edu.pl, zdzislaw.jary@uwr.edu.pl, jerzy.raczyk@uwr.edu.pl, marcin.krawczyk@uwr.edu.pl

** Politechnika Śląska, Instytut Fizyki – Centrum Naukowo Dydaktyczne, ul. Konarskiego 22B, 44-100 Gliwice; e-mail: piotr.moska@polsl.pl

ślonych w czasie geologicznym, rekonstrukcji klimatyczno-środowiskowych (np. Pye 1995; Muhs 2007, 2013).

W literaturze z zakresu paleogeografii coraz częściej publikowane są wyniki badań składu chemicznego lessów i śródlessowych gleb kopalnych różnej rangi stratygraficznej (np. Taylor i in. 1983; Pye, Johnson 1988; Gallet i in. 1996, 1998; Muhs, Bettis III 2000; Jahn i in. 2001; Muhs i in. 2001, 2003, 2008; Yang i in. 2004, 2006; Buggle i in. 2008, 201; Ujvari i in. 2008; Ahmad, Chandra 2013; Tugulan i in. 2016). Także w polskiej literaturze lessowej, choć w znacznie mniejszym stopniu, są stosowane analizy geochemiczne (np. Łukaszew, Mojski 1968; Maruszczak 1976; Dwucet, Śnieszko 1996; Dwucet 1999; Jary 2007; Łącka i in. 2007; Łanczont i in. 2015a, b; Raczyk i in. 2015). Cytowane prace jednoznacznie wskazują na wysoką rolę analiz geochemicznych w badaniach paleośrodowiskowych późnoplejstocenijskich lessów zarówno w ujęciu przestrzennym, jak i stratygraficznym (Jary 2007; Raczyk i in. 2015).

Skład chemiczny eolicznie deponowanego materiału lessowego jest silnie związany ze składem mineralogicznym obszarów źródłowych. Podlega jednak zmianom wskutek postdepozycyjnych procesów wietrzeniowo-glebowych – mobilne pierwiastki są redeponowane, co powoduje relatywne wzbogacenie w pierwiastki niemobilne (Buggle i in. 2011). Wraz ze wzrostem intensywności procesów glebowych wzrasta stopień zwietrzenia chemicznego (np. Kraus 1999), co upoważnia, w celu weryfikacji wydzieleni stratygraficznych, do zastosowania wskaźników zwietrzenia chemicznego.

W pracy porównano rezultaty badań składu chemicznego dwóch sekwencji lessowo-glebowych zlokalizowanych w Tyszowcach (Grzęda Sokalska) i w Białym Kościele (Wzgórze Niemczańsko-Strzelińskie). Są to obecnie kluczowe profile lessów w Polsce, zawierające względnie pełną sekwencję późnoplejstocenijskich jednostek lito-pedostratygraficznych (Jary 2007). W pracy Raczyka i in. (2015) zwrócono uwagę na odrębność geochemiczną lessów polskich w stosunku do innych obszarów europejskiego pasa lessów. Rezultaty badań opierały się jednak na analizie tylko jednego profilu lessowego (Dankowice) położonego w obrębie Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich (Polska SW), około 3 km na zachód od stanowiska w Białym Kościele. Nie publikowano do tej pory prac dotyczących przestrzennego różnicowania składu chemicznego lessów w Polsce.

Charakterystyka stanowisk badawczych

Stanowiska badawcze Tyszowce i Białe Kościół zlokalizowane są na linii W–E w odległości około 500 km (rys. 1). Tak duża odległość dzieląca badane sekwencje lessowe pozwoli na odniesienie się do wcześniej zgłaszanych hipotez, że pokrywy lessowe odzwierciedlają współczesne i plejstocenijskie cechy klimatu Polski: kontynentalne na wschodzie i bardziej oceaniczne na zachodzie (Cegła 1972; Jersak 1973; Maruszczak 1991a; Jary 2007).

W celu przedstawienia lessowo-glebowych jednostek stratygraficznych przyjęto nazewnictwo wprowadzone pierwotnie dla lessów chińskich (Kukla, An 1989), w modyfikacji Marković'a i in. (2008, 2015). W obu profilach reprezentowane są sekwencje późnoplejstocenijskie, składające się z pięciu głównych jednostek lito-pedostratygraficznych: dwóch kopalnych pedokompleksów (S1 i L1SS1), dwóch jednostek lessowych (L1LL2 i L1LL1) oraz gleby współczesnej (S0) w stropie.

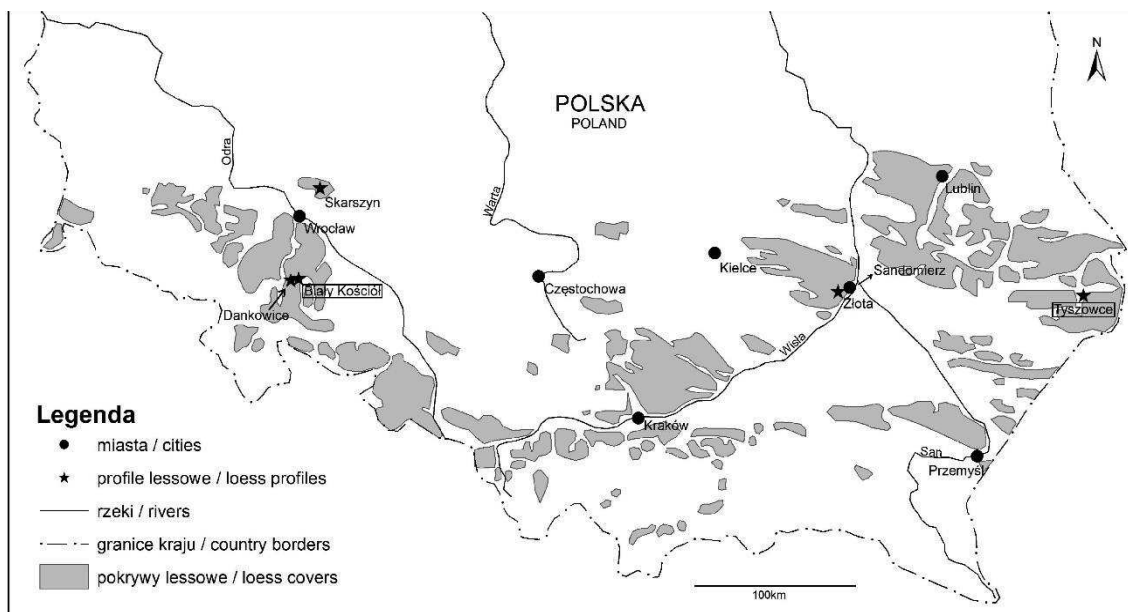
Pedokompleks S1 jest powszechnie korelowany z 5 morskim stadium izotopowym (*Marine Isotopic Stage* – MIS; Pisias i in. 1984; Martinson i in. 1987). W polskich schematach stratygraficznych gleba ta jest określana jako nietulisko I (Jersak 1973) lub Gi+GJ1 (Maruszczak 1991b). Lessy L1LL2 (MIS 4; dolny plenivistulian) odpowiadają lessom młodszym IIa (Jersak 1973) oraz lessom młodszym dolnym (LMd – Maruszczak 1991b). Gleba śródlessowa L1SS1 (MIS 3; środkowy plenivistulian) jest korelowana z glebą komorniki (Jersak 1973) oraz glebą Gi/LMd (Maruszczak 1991b), a lessy L1LL1 (MIS 2) deponowane w górnym pleniglacie ostatniego zlodowacenia należy korelować z lessem młodszym IIb (Jersak 1973) oraz lessem młodszym środkowym (LMs) i górnym (LMg; Maruszczak 1991b). Gleba S0 tożsama jest z glebą współczesną (Jersak 1973), czyli glebą GH (Maruszczak 1991b).

Tyszowce

Profil lessowy w Tyszowcach ($\lambda = 23^{\circ}42'45''$ E, $\phi = 50^{\circ}36'30''$ N) znajduje się w regionie lubelskim, w północnej części Grzędy Sokalskiej (Maruszczak 1991a). Grzęda Sokalska to skrajnie zachodni fragment Wyżyny Wołyńskiej (Maruszczak 1972; Kondracki 2002) będący równoleżnikowym garbem zbudowanym z utworów górnej kredy, przykrytym pokrywą lessową o miąższości 10–30 m. Od północy i południa ograniczona jest wyraź-

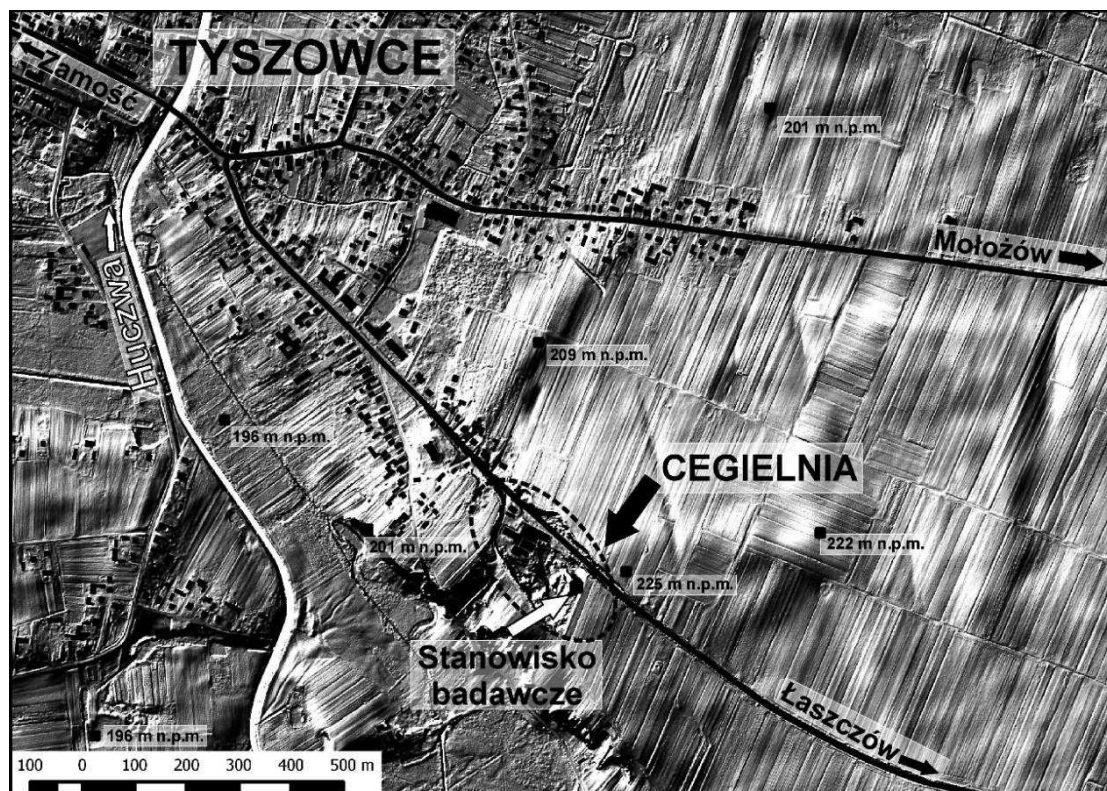
nymi krawędziami morfologicznymi o wysokości przekraczającej 10 m (Wojtanowicz, Buraczyński 1978). Profil lessowy w Tyszowcach zlokalizowano w wyrobisku czynnej cegielni na wysokości 226 m n.p.m., na skraju wierzchownicy lessowej tuż

przy zboczu doliny rzeki Huczwa, 30 m powyżej współczesnego jej dna (rys. 2). Miąższość pokrywy lessowej na obszarze cegielni lokalnie przekracza 20 m.



Rys. 1. Lokalizacja obszaru badań na tle polskich pokryw lessowych

Location of the research area against the background of loess covers in Poland



Rys. 2. Lokalizacja profilu lessowego w Tyszowcach

Location of the loess profile in Tyszowce

Lessy w Tyszowcach zostały po raz pierwszy opisane w pracy Maruszczaka (1974), który wyróżnił w profilu lessowym w Tyszowcach–Majdanie less młodszy górny (LMg) ze słabymi oznakami dwudzielności oraz sedymentem glebowym w spągu, less młodszy środkowy o cechach sedymentu glebowego oraz less młodszy dolny i najniższy z oznakami rozwoju procesów glebotwórczych. Poniżej cytowany autor udokumentował dobrze rozwiniętą glebę interglacialną z poziomami genetycznymi charakterystycznymi dla kopalnej gleby płowej. Gleba ta wytworzyła się na lessie piaszczystym.

Badania Maruszczaka (1974) uszczegółowili rok później Buraczyński i Wojtanowicz (1975), którzy wyróżnili w profilu dwie gleby kopalne rozdzielone i przykryte lessem. Młodszej, silnie oglejonej glebie genezy tundrowej przypisali rangę interstadialną. Starsza gleba, z bardzo dobrze wykształconym iluwium, została określona jako gleba rangi interglacialnej. W stropie tej gleby występował poziom próchniczny wykazujący ślady przemieszczenia i zaburzenia kriogeniczne w formie pseudomorfoz po sezonowym lodzie gruntowym.

W 2000 roku przeprowadzono szczegółowe badania litostratygraficzne późnoplejstocieńskich lessów w cegielni w Tyszowcach, a ich rezultaty zostały opublikowane przez Jarego (2007). W sekwencji lessów wydzielono dwie główne fazy depozycji pyłu lessowego, które skorelowano z dolnym i górnym pleniglacjałem ostatniego zlodowacenia. Stwierdzono również sześć poziomów struktur peryglacialnych.

Nowy profil lessów w cegielni w Tyszowcach został przygotowany w listopadzie 2012 roku. Późnoplejstocieńska sekwencja lessowo-glebova o wysokości 19 m została szczegółowo udokumentowana oraz opróbkowana w interwale co 5 cm. Przeprowadzone badania pozwoliły na stwierdzenie, że sekwencja lessowo-glebova w Tyszowcach zawiera prawdopodobnie jeden z najbardziej szczegółowych pośrednich zapisów zmian klimatyczno-środowiskowych w lessach polskich (Jary, Mroczek (red.) 2014; Jary i in. 2014; Moska i in. 2014). Dokładny opis lito-pedologiczny przedstawiono w pracy Moski i in. (2017).

W świetle przeprowadzonych badań (Jary, Mroczek (red.) 2014; Jary i in. 2014; Moska i in. 2014) późnoplejstocieńska sekwencja lessowo-glebova w Tyszowcach jest zbudowana z pięciu jednostek lito-pedostratygraficznych: dwóch poligenetycznych kompleksów glebowych (S1

oraz L1SS1), dwóch jednostek lessowych (L1LL1 i L1LL2) oraz gleby współczesnej S0.

Pedokompleks S1 (korelowany z MIS 5) składa się z dwóch nałożonych na siebie czarnoziemowych poziomów humusowych (wczesny vistulian) oraz dobrze wykształconego, strukturalnego poziomu B utworzonego na pylasto-piaszczystym substracie (interglacjał eemski).

Dolna jednostka lessowa L1LL2 (MIS 4) jest w spągu wyraźnie smugowana (zawiera wkładki humusu) i oglejona. Jej cechy litologiczne wskazują na eoliczną depozycję oraz synchronicznie przebiegające procesy redepozycyjne po nachylonej powierzchni. Górna część lessów L1LL2 została przekształcona przez procesy glebowe związane z formowaniem się gleby kopalnej L1SS1. W lessach L1LL2 stwierdzono obecność pseudomorfoz klinów lodowych (Jary 2007, 2009), które są dowodem rozwoju i degradacji wieloletniej zmarzliny.

Gleba kopalna L1SS1 (MIS 3) rozdziela dwie główne fazy depozycji lessów w ostatnim glacjałe. W profilu Tyszowce jest reprezentowana przez słabo wykształcony horyzont typu *cambic* oraz 1–3 nałożone poziomy tundra-glejowe, zdeformowane przez procesy krioturbacji i geliflukcji.

Gleba kopalna L1SS1 w Tyszowcach przykryta jest bardzo mięszszym lessem L1LL1 (14 m), co jest dowodem niezwykle wysokiego tempa depozycji lessów w górnym plenivistulianie (MIS 2). W jednostce L1LL1 dominują litofacje lessów smugowanych i laminowanych – lessy masywne pojawiają się bardzo rzadko. W środkowej i górnej części powszechnie występują laminy piaszczyste, sugerujące krótkotrwałe epizody transportu materiału z pobliskiej doliny Huczwy. Dwie generacje różnowiekowych pseudomorfoz klinów lodowych wskazują na dwukrotny rozwój oraz degradację wieloletniej zmarzliny w trakcie sedymentacji lessów L1LL1.

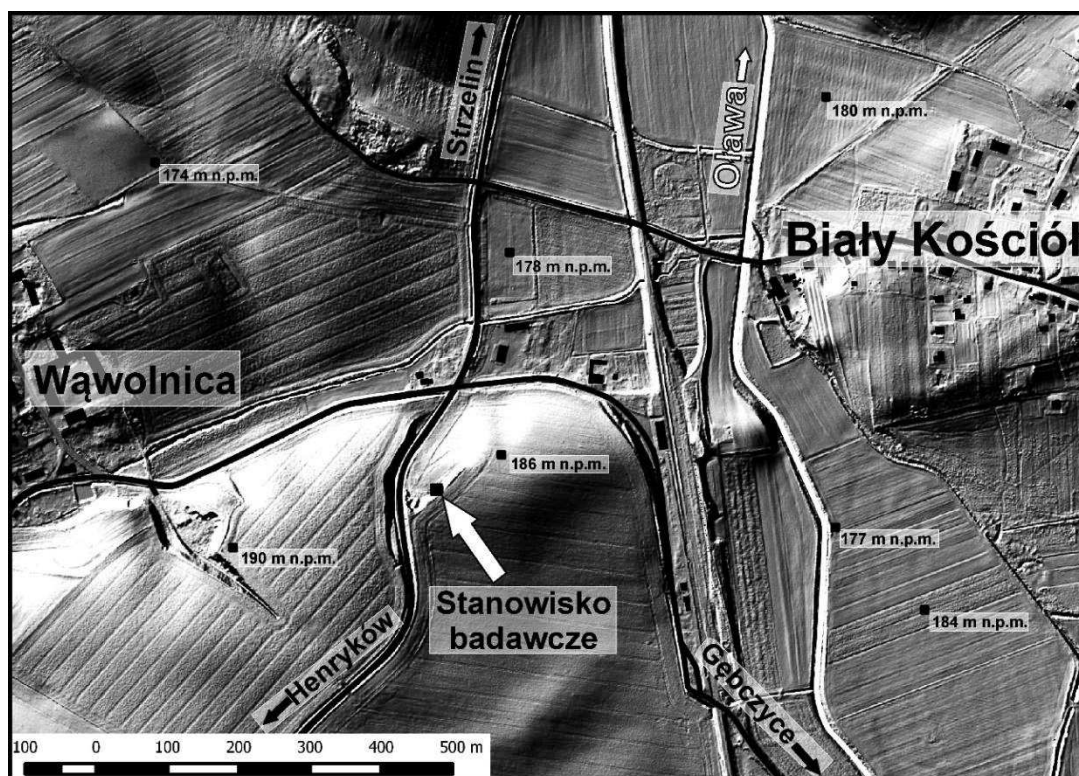
Biały Kościół

Odslonięcie lessów w Białym Kościele ($\lambda = 17^{\circ}01'30''$ E, $\varphi = 50^{\circ}43'30''$ N, 185 m n.p.m.) położone jest w regionie dolnośląskim (Maruszczak 1991a), w obrębie Wzgórz Niemczańsko-Strzelińskich. Mezoregion ten stanowi wyżynną część Przedgórze Sudeckiego (Kondracki 2002) zbudowaną ze skał krystalicznych częściowo pokrytych pylastymi osadami genezy eolicznej. Lessy i osady lessopochodne występują tutaj w postaci nieciągłych pokryw o miąższości od

kilku do 12 m (Jary i in. 2002). Stanowisko badawcze znajduje się w nieczynnej gliniance na zboczu o ekspozycji północnej, u wylotu dolinki bezimiennego ciek do doliny Oławy w jej środkowym odcinku. Wyrobisko znajduje się w odległości 20–30 metrów od drogi łączącej Strzelin z Henrykowem (rys. 3).

Pełną sekwencję lessową profilu w Białym Kościele po raz pierwszy scharakteryzowano w pracy Ciszka i in. (2001). Rezultaty później-

szych multidyscyplinarnych badań zostały opublikowane w licznych publikacjach naukowych (Jary i in. 2002, 2004; Fedorowicz 2005, 2006; Jary 2007, 2009, 2010; Komar i in. 2009; Moska i in. 2011, 2012; Jary, Ciszek 2013). W świetle cytowanych prac sekwencja lessowo-glebova w Białym Kościele składa się z tych samych jednostek pedo- i litostratygaficznych co profil w Tyszowcach.



Rys. 3. Lokalizacja profilu lessowego w Białym Kościele

Location of the loess profile in Białym Kościół

Badania terenowe profilu lessowego w Białym Kościele ponowiono w 2008 roku. W pionowej ścianie 9-metrowego odsłonięcia ponownie zarejestrowano pełną sekwencję późnoplejstoceńskich osadów, składającą się z pięciu głównych jednostek. Dokładny opis litologiczny przedstawiono w pracy Jarego i in. (2014).

Poligenetyczny zespół gleb kopalnych S1 (MIS 5) w Białym Kościele składa się z mięszszego poziomu iluwalnego Bt, rozwiniętego na heterogenicznym piaszczysto-pyłowym substracie, poziomu eluwalnego Et i akumulacyjnego A. Ważnym markerem tej pedojednostki jest podpoziom przejściowy AE z nagromadzeniem węgielków drzewnych. W profilu zespołu gleb kopalnych można obserwować powierzchnie erozyjne i/lub deformacyjne świadczące o skom-

plikowanej historii rozwoju, zakończonej przekształceniem stropowych partii przez procesy glejowe i krioturbacyjne.

Powyżej jednostki S1 zalega około 1,5-metrowy poziom lessów L1LL2. Tak dobrze rozwinięta jednostka rzadko występuje w lessowych profilach południowo-zachodniej Polski (Jary 2007) – jest to charakterystyczną cechą sekwencji lessowej z Białego Kościoła. W jej stropie wykształciła się gleba (pedokompleks) L1SS1. W Białym Kościele jest ona zbudowana z nałożonych poziomów akumulacyjnych gleb glejowo-tundrowych, zalegających na zdegradowanym poziomie typu *cambic*. Strop gleby został zdeformowany przez procesy pęcznienia mrozowego i geliflukcji.

Powyżej gleby L1SS1 występuje rozbudowana jednostka lessowa L1LL1, wykazująca znaczne zróżnicowanie w profilu. Na uwagę zasługuje słabo zaznaczająca się gleba tundrowo-glejowa w spągowej części lessów L1LL1, poziomy deformacji peryglacialnych oraz kilka horyzontów inicjalnego oglejenia. Jary (2007) uważa, że są one dowodem nierównomiernego tempa depozycji lessu i zmiennych warunków klimatycznych w trakcie MIS 2. W stropie lessów L1LL1 wykształciła się współczesna gleba brunatna S0.

Material i metody badawcze

W trakcie prac terenowych starannie przygotowano wyczyszczone pionowe ściany, które opisano pod kątem sedimentologii i stratygrafii. Po wykonaniu opisu przystąpiono do poboru materiału. W obu przypadkach pionowy interwał próbkowania wynosił 5 cm, jednak do analizy składu chemicznego wytypowano tylko niektóre z próbek – liczbę oznaczeń zagęszczano w sąsiedztwie granic litologicznych. Dla profilu w Tyszowcach wykonano łącznie 85 oznaczeń, a dla Białego Kościoła – 48.

Skład chemiczny oznaczono zgodnie z metodą wprowadzoną do polskiej literatury lessowej przez Raczyka (Raczyk i in. 2015). Wytypowane do oznaczeń składu chemicznego próbki suszono w temperaturze 105°C przez okres 24 h. Roztarte w moździerz agatowym naważki suchego materiału (5 g) wyprażono w piecu muflowym (1000°C/1 h) w celu określenia straty prażenia (*loss on ignition* – LOI). Z każdej wyprażonej próbki, po ponownym roztarciu w moździerz agatowym, pobrano 250 mg materiału, zmieszano z topnikiem (czteroboran sodu) i umieszczono w platynowym tygielku. Tak przygotowany materiał stopiono w piecu muflowym (1000°C/5 min). W rezultacie, po ostudzeniu, otrzymano szkliste „pastylki”, które zalano 10% HCl w celu całkowitego rozpuszczenia. Powstałe roztwory zostały rozcieńczone wodą destylowaną do objętości 250 ml. Właściwa analiza składu chemicznego wykonana została metodą atomowej spektrometrii absorpcyjnej (AAS) – oznaczono w ten sposób sód (Na), potas (K), magnez (Mg), wapń (Ca), żelazo (Fe), mangan (Mn), glin (Al) oraz tytan (Ti). Fosfor (P) określony został kolorymetrycznie, po wcześniejszej mineralizacji w mineralizatorze mikrofalowym. Wszystkie otrzymane stężenia dla danej próbki przeliczono na tlenki, bez uwzględnienia składników lotnych. Krzemionki nie oznaczano, przyjmując, że stanowi dopełnienie do

100%. Oznaczenia zostały potwierdzone analizą certyfikowanych materiałów referencyjnych dla lessów, tj. ISE 934 oraz ISE 974, dostarczonych przez firmę Wepal. Autorzy nie mieli technicznej możliwości wykonania oznaczeń analitycznych zawartości CaO*, czyli wapnia (przeliczonego na tlenek wapnia) wyłącznie z minerałów krzemianowych, niezbędnego do wyliczenia wskaźnika CIA (*Chemical Index of Alteration*; Nesbitt, Young 1982) definiowanego równaniem $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] * 100$. CaO* oszacowano zatem zgodnie z metodą McLennan'a (1993).

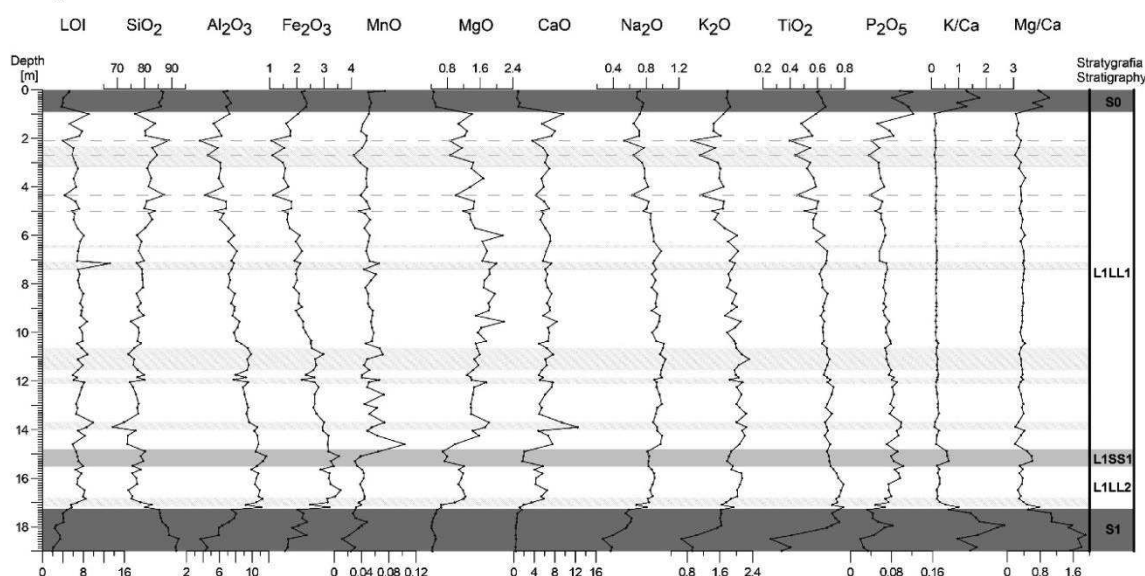
Wyniki oznaczeń składu chemicznego

Zmienność składu chemicznego w profilu pionowym przedstawiono na rys. 4 – dla ułatwienia przyjęto tę samą skalę. Wszystkie tlenki wyrażone są w procentach wagowych (wt%), bez straty prażenia (LOI). Dla lepszej percepcji głównych poziomów pedo- i litostratygraficznych dodano wykresy molowych stosunków K/Ca i Mg/Ca. Wartości pierwszego z nich wzrastają w glebach z powodu intensywnego rozpuszczania węglanów (np. Yang i in. 2004), drugiego zaś z powodu słabszego ługowania magnezu w stosunku do wapnia (Bokhorst i in. 2009). Pozostałe pochodne wskaźniki geochemiczne, wyliczone na podstawie oznaczonego analitycznie składu chemicznego, zaprezentowane zostaną w dalszej części pracy.

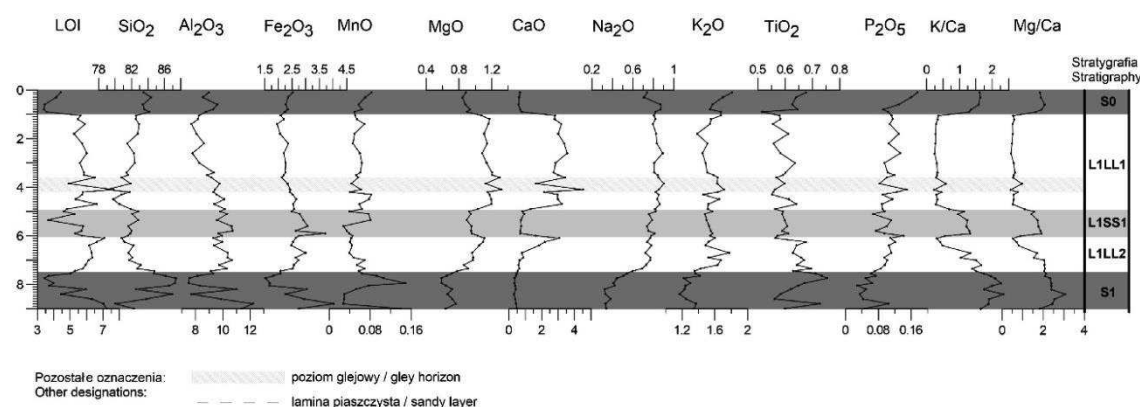
W tab. 1 przedstawiono przeciętne wartości oznaczanych pierwiastków (wyrażonych jako tlenki) oraz zakres ich zmienności w Tyszowcach (TYSZ) i Białym Kościele (BK). Na podstawie tych statystyk oraz zmienności przebiegu krzywych głębokościowych (rys. 4) możliwe było rozpozniowanie stratygraficzne na pięć jednostek lito- i pedostratygraficznych.

Gleba S0 charakteryzuje się bardzo silnym zubożeniem w wapń i magnez, w stosunku do lessów L1LL1, w których stropie się wykształciła. Jest to efekt wylugowania węglanów, powodujący również znaczne obniżenie wartości LOI. W obu sekwencjach obserwujemy wzrost krzemionki, do wartości porównywalnych tylko z glebą S1. Wzrasta też udział glinu, tytanu oraz fosforu. Ten ostatni osiąga w glebie S0 najwyższe wartości. W Białym Kościele, w stosunku do Tyszowców, gleba S0 jest mocno wzbogacona w glin, fosfor i magnez. Nieco więcej ma też sodu. Zawartość tytanu, manganu, żelaza i potasu jest zbliżona, znacznie mniej występuje krzemionki i wapnia.

A. Tyszowce



B. Biały Kościół



Rys. 4. Zmienność składu chemicznego sekwencji w Tyszowcach i Białym Kościele

The variability of the chemical composition of the sequences in Tyszowce and Biały Kościół

Lessy L1LL1 w obu sekwencjach cechują się najwyższą w profilu przeciętną zawartością wapnia i magnezu. W Tyszowcach udział tych mobilnych pierwiastków jest jednak znacznie wyższy niż w Białym Kościele, w którym obserwujemy znacznie więcej krzemionki, glinu i fosforu. Wraz z głębokością wzrasta udział glinu i żelaza. W sekwencji w Tyszowcach trend ten jest dużo lepiej widoczny. Jednostka L1LL1 jest silnie zróżnicowana pod względem litologicznym, co rzutuje na jej skład chemiczny. W Tyszowcach, na głębokościach 2,1, 2,7, 4,35 i 5,0 m występują laminy piaszczyste (rys. 4) – pobrane z nich próbki cechują się wyraźnym, skokowym obniżeniem zawartości wszystkich składników poza krzemionką. Wyraźnie zaznacza się również wpływ poziomów inicjalnych gleb glejowych (np. Biały Kościół na głębokości

od 3,6 do 4,2 m) i/lub deluwiów glebowych (np. Tyszowce od 13,5 do 14,6 m). W dolnej części lessów L1LL1 wzrasta udział glinu i żelaza, pojawiają się także silne wahania innych oznaczanych pierwiastków (rys. 4).

Gleba L1SS1 w obu sekwencjach od sąsiadujących jednostek różni się znacznym obniżeniem zawartości wapnia i magnezu, przy znacznym wzbogaceniu w glin i żelazo.

Lessy L1LL2 wykazują typowe dla poziomów lessowych wzbogacenie w wapń i magnez oraz charakterystyczny dla poziomów glebowych wysoki udział m.in. glinu. Jednostka łączy w sobie zatem cechy zarówno gleb, jak i lessów. Znamienne jest dla niej wzrost udziału tytanu, kontynuujący się aż do górnej części pedokompleksu S1.

Tabela 1

Przeciętne wartości i zakres zmienności pierwiastków w poziomach pedo- i litostratygraficznych profili w Tyszowcach i Białym Kościele
 Mean values and ranges of the values of elements in pedo-litostratigraphic units in Tyszowce and Biały Kościół

		SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %	LOI
S0	TYSZ	86,1	6,96	2,29	0,06	0,48	0,85	0,72	1,8	0,63	0,1	4,41
		85,2-86,8	6,53-7,40	2,18-2,37	0,05-0,07	0,44-0,53	0,60-1,12	0,69-0,76	1,77-1,85	0,60-0,66	0,08-0,12	3,69-9,02
S0	BK	83,8	9,03	2,34	0,06	0,89	0,67	0,8	1,66	0,62	0,13	3,79
		83,4-84,4	8,53-9,61	2,24-2,52	0,05-0,08	0,84-0,94	0,59-0,77	0,71-0,87	1,54-1,81	0,52-0,68	0,09-0,18	3,4-4,42
L1LL1	TYSZ	78,7	7,74	2,15	0,05	1,51	6,43	0,88	1,83	0,62	0,07	7,14
		68,3-89,0	3,61-10,76	1,07-3,15	0,03-0,10	0,85-2,18	3,59-12,46	0,53-1,04	0,90-2,31	0,40-0,72	0,04-0,12	3,93-13,16
L1LL1	BK	81,5	8,94	2,3	0,06	1,16	2,91	0,84	1,56	0,59	0,11	5,8
		79,0-82,9	7,71-10,15	1,95-2,65	0,04-0,08	1,03-1,32	1,31-4,52	0,8-0,9	1,38-1,71	0,55-0,64	0,08-0,15	4,79-7,64
L1SS1	TYSZ	78,5	11,01	3,32	0,04	0,85	2,8	0,83	1,84	0,68	0,09	7,07
		75,7-80,2	10,42-11,72	3,15-3,55	0,03-0,06	0,69-1,21	1,67-5,63	0,82-0,83	1,78-1,91	0,67-0,70	0,08-0,10	6,46-7,93
L1SS1	BK	82,1	10,09	2,91	0,05	0,95	0,9	0,78	1,53	0,59	0,1	5,14
		81,6-82,8	9,58-10,72	2,49-3,7	0,03-0,08	0,89-1,03	0,7-1,64	0,74-0,82	1,48-1,57	0,57-0,61	0,07-0,14	3,63-5,79
L1LL2	TYSZ	77,4	10,52	3,14	0,04	1,04	4,23	0,84	1,95	0,75	0,08	7,02
		74,1-82,6	9,24-11,26	2,48-3,60	0,03-0,04	0,65-1,24	1,16-6,47	0,68-0,90	1,64-2,14	0,71-0,79	0,05-0,10	5,52-8,39
L1LL2	BK	82,2	9,91	2,57	0,05	0,97	1,24	0,73	1,55	0,64	0,1	6,18
		80,8-84,8	9,13-10,68	2,09-2,99	0,04-0,07	0,78-1,11	0,53-3,07	0,6-0,78	1,35-1,77	0,56-0,7	0,07-0,12	5,29-7,08
S1	TYSZ	88,4	6,12	2	0,03	0,46	0,56	0,49	1,32	0,57	0,04	3,28
		85,4-92,4	3,72-8,01	1,57-2,37	0,01-0,05	0,41-0,55	0,34-1,52	0,27-0,62	0,66-1,63	0,26-0,76	0,02-0,08	1,91-4,74
S1	BK	84,8	9,3	2,37	0,08	0,67	0,4	0,4	1,29	0,66	0,06	5,08
		80,0-87,4	7,51-12,22	1,53-4,01	0,03-0,15	0,59-0,76	0,3-0,49	0,33-0,54	1,17-1,42	0,56-0,75	0,03-0,1	3,44-7,22

Gleba S1 charakteryzuje się największym przeciętnym udziałem krzemionki, co jest rezultatem zubożenia w pozostałe składniki chemiczne. W Białym Kościele stwierdzono dosyć wysoki jak na tę jednostkę, udział m.in. glinu, żelaza i tytanu. W Tyszowcach przeciętne zawartości wszystkich pierwiastków, poza krzemionką, były najniższe w profilu.

Bardzo ciekawie przedstawia się zróżnicowanie przeciętnych wartości wyliczonych dla całych sekwencji, bez rozróżniania poszczególnych jednostek (tab. 2). W obu przypadkach dominuje krzemionka, której średni udział jest znacznie wyższy od powszechnie przyjętych wartości referencyjnych, takich jak przeciętny

skład górnej skorupy kontynentalnej (UCC – *Upper Continental Crust*; Taylor, McLennan 1985) lub globalny przeciętny skład lessów (GAL – *Global Average Loess*; Ujvari i in. 2008). Wartości pozostałych pierwiastków głównych są zatem relatywnie niskie (tab. 2). Należy zaznaczyć, że wartości GAL wyliczone zostały na podstawie wyłącznie próbek lessów, podczas gdy przeciętne wartości dla Białego Kościoła i Tyszowców podano dla całej sekwencji, łącznie z glebami kopalnymi. Oznacza to, że biorąc pod uwagę wyłącznie jednostki lessowe, dysproporcja pomiędzy GAL a omawianymi stanowiskami badawczymi byłaby znacznie większa.

Tabela 2

Porównanie przeciętnego składu chemicznego w Tyszowcach i Białym Kościele z wartościami GAL i UCC

The comparison of the average chemical composition in the Tyszowce and Biały Kościół profiles with the GAL and UCC values

	SiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	TiO ₂ %	P ₂ O ₅ %
BK	82,66	9,38	2,46	0,06	0,96	1,55	0,71	1,51	0,62	0,10
TYSZ	80,13	7,99	2,31	0,05	1,24	4,98	0,82	1,78	0,63	0,07
GAL	70,71	11,74	3,75	0,07	2,15	6,67	1,68	2,22	0,71	0,14
UCC	66,00	15,20	5,00	0,08	2,20	4,20	3,90	3,40	0,50	0,40

Tyszowce charakteryzują się wysokim udziałem wapnia, wyższym od wartości UCC, przy stosunkowo niskim udziale glinu. Wyższy niż w Białym Kościele jest również przeciętny udział magnezu, sodu i potasu, przy niższym średnim udziale fosforu i żelaza. Zawartość tytanu w obu sekwencjach jest bardzo zbliżona.

Interpretacja

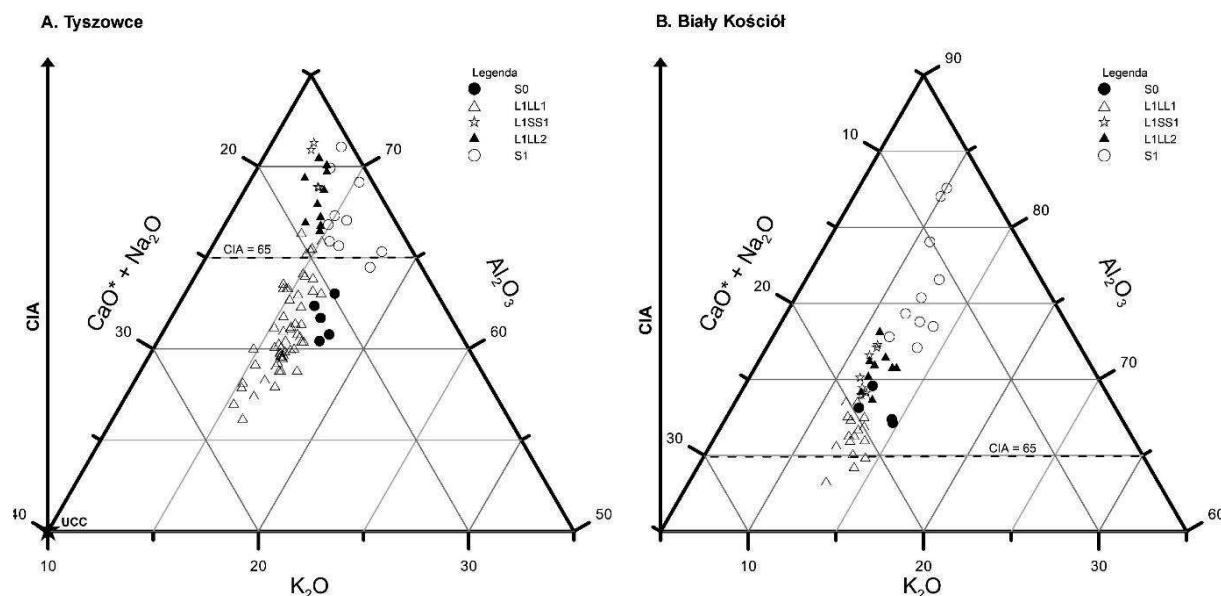
Sekwencje lessowo-glebowe w Białym Kościele i Tyszowcach pod względem geochemicznym wykazują wyraźne podobieństwo w jakościowym wykształceniu poszczególnych jednostek pedo- i litostratygaficznych. Mocno zaznaczają się jednak ilościowe różnice w zawartościach składników chemicznych. Biały Kościół zubożony jest w mobilne pierwiastki (np. wapń), przy wzbogaceniu w pierwiastki niemobilne (np. glin). Zdaniem Buggle i in. (2011) wskazuje to na typowy efekt działania postdepozycyjnych procesów wietrzeniowo-glebowych. Różnice w przeciętnym składzie chemicznym już na etapie wstępnej analizy mogą sugerować, że procesy glebotwórcze w Białym Kościele były inten-

sywniejsze niż w Tyszowcach. Wraz ze wzrostem intensywności procesów glebowych rośnie stopień zwietrzenia chemicznego (np. Kraus 1999), który najczęściej jest określany ilościowo za pomocą wskaźnika CIA. Zmienność stopnia zwietrzenia chemicznego, wyrażonego wskaźnikiem CIA, przedstawiono graficznie na trójkątnych diagramach A-CN-K (rys. 5; Nesbitt, Young 1984). Wartości CIA wzrastają zgodnie z opisem osi Al₂O₃. Zaznaczono dodatkowo wartość CIA=65, stanowiącą przyjętą granicę pomiędzy utworami słabo i średnio zwietrzalymi chemicznie (np. Song i in. 2014).

W świetle przeprowadzonych badań sekwencja w Tyszowcach jest wyraźnie dwudzielna. Glebę S0 oraz większość lessów L1LL1 (do głębokości 13,5 m) można zaklasyfikować do utworów słabo zwietrzalnych chemicznie (CIA<65). Najniższą część lessów L1LL1, opisaną w terenie jako deluwia glebowe (13,5–14,6 m), oraz pozostałą część profilu zaliczyć należy do umiarkowanego stopnia zwietrzenia chemicznego. W poziomie humusowym gleby L1SS1 stwierdzono najwyższe wartości CIA – około 71. Stopień zwietrzenia gleby S1 prawdo-

podobnie jest zaniżony ze względu na duże domieszki lokalnego materiału piaszczystego, który może wpływać na wartości CIA (np. Nesbitt, Young 1982; Shao i in. 2012). W Białym Kościele praktycznie cała sekwencja cechuje się średnim stopniem zwietrzenia chemicznego ($CIA > 65$). Na wykresach A-CN-K dla obu sekwencji (rys. 5) widać wyraźnie zróżnicowanie na poszczególne jednostki. Punkty odpowiadające glebie S1 tworzą odrębną chmurę, co wskazuje na odmienny

materiał źródłowy. Lessy L1LL2 i gleba L1SS1 cechują się podobnym stopniem zwietrzenia chemicznego. Najbardziej zwietrzałe są lessy L1LL1. Jak pokazały badania Kemp'a (2001), Jeong'a i in. (2008) i Mrocza (2013) nawet „świeże” lessy ulegają bioturbacji i słabemu wietrzeniu po depozycji, mogą zawierać cząstki erodowane i przemieszczone ze starszych gleb. Jest to dobrze widoczne w poziomie deluwiów.



Rys. 5. Stopień zwietrzenia chemicznego (CIA) sekwencji w Tyszowcach i Białym Kościele

The chemical weathering degree (CIA) of the sequences in Tyszowce and Biały Kościół

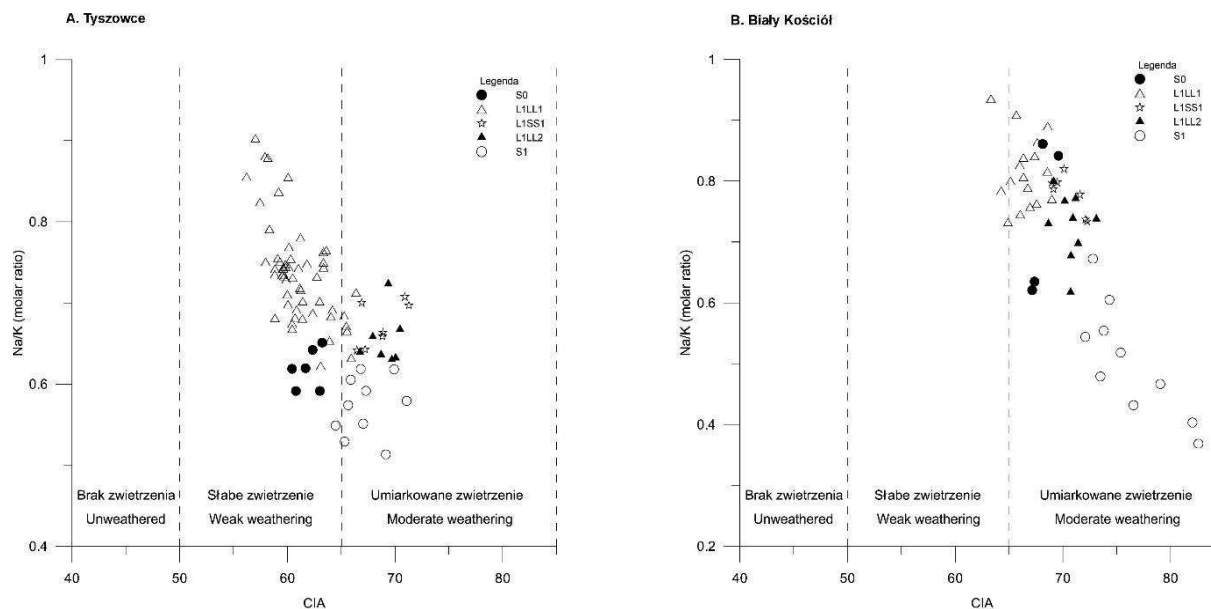
Stopień zwietrzenia chemicznego oparty na CIA dla potwierdzenia zestawiono z molowym stosunkiem Na/K (rys. 6), który również może być stosowany jako wskaźnik zwietrzenia osadów (Chen i in. 2008; Song i in. 2014). Bogate w sódy plagioklasy są o wiele bardziej podatne na wietrzenie niż zasobne w potas skalenie potasowe, dlatego stosunek Na/K jest odwrotnie proporcjonalny do stopnia zwietrzenia chemicznego (Chen i in. 2008). W Tyszowcach korelacja pomiędzy Na/K a CIA wyniosła $-0,64$ a w Białym Kościele $-0,84$. Najważniejszą różnicą pomiędzy zastosowanymi wskaźnikami jest stopień zwietrzenia gleby współczesnej. Bazując na CIA, przyjęc należy, że gleba współczesna wykazuje znacznie mniejsze zwietrzenie od pozostałych jednostek glebowych, podczas gdy według Na/K jest prawie tak mocno zwietrzała, jak pedokompleks S1.

Na podstawie dwóch wskaźników zwietrzenia chemicznego wykazano, że sekwencja lessowo-glebova w Białym Kościele jest bardziej

zwietrzała chemicznie niż profil w Tyszowcach. Zależność tę spełniają nawet lessy L1LL1, najlepiej odzwierciedlające charakter materiału źródłowego. Przyjmuje się, że CIA w zakresie 50–65 odpowiada słabemu zwietrzeniu chemicznemu w chłodnym i suchym klimacie, a wartości 65–85 reprezentują ciepłe i wilgotne warunki paleoklimatyczne (np. Song i in. 2014). Nie jest oczywiście możliwe, aby jednostki lessowe kształtowały się w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu. Możliwe jednak, że większe zwietrzenie chemiczne stanowi wypadkową nieco łagodniejszego klimatu i tzw. recyklingu materiału lessowego (van Loon 2006). Nawet lessy L1LL1 mogą być częściowo zbudowane ze starszego, pochodzącego ze zniszczonych pokryw lessowych, materiału (Mroczek 2013), który mógł być transportowany w kierunku wschodnim razem ze świeżym materiałem, co skutkować mogłoby wyższymi wartościami CIA w lessach L1LL1 Białego Kościoła. Przy takim założeniu mniejsze przeciętne zwietrzenie less-

sów L1LL1 w Tyszowcach byłyby wynikiem lokalizacji bliżej obszaru źródłowego, co ograniczałoby modyfikację składu chemicznego wynikającą z domieszki starszego materiału. Założenie takie mogłoby znaleźć potwierdzenie w różnicach przeciętnych wartości molowego stosunku $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$. Wskaźnik ten maleje wraz ze wzrostem odległości od obszaru źródłowego

(Guan i in. 2016). Mają na to wpływ dwa czynniki: niewielka mobilność krzemionki i glinu w trakcie pedogenezy oraz efekt wysortowania granulometrycznego – w grubszych frakcjach dominuje krzemionka, a w drobnych glin (Hao i in. 2010; Guan i in. 2016). W Tyszowcach przeciętna wartość Si/Al w lessach L1LL1 wyniosła 18,4 a w Białym Kościele 15,8.



Rys. 6. Stopień zwietrzenia chemicznego (Na/K vs CIA) sekwencji w Tyszowcach i Białym Kościele
The chemical weathering degree (Na/K vs CIA) of the sequences in Tyszowce and Biały Kościół

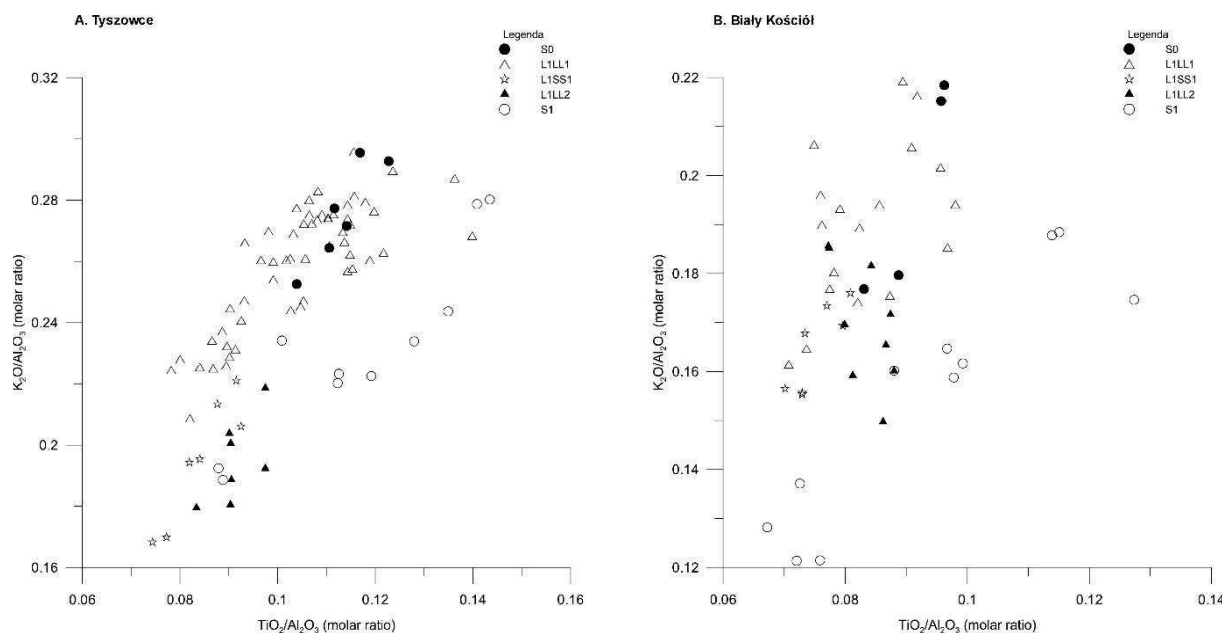
Interpretacja taka wymagałaby jednak założenia względnej homogeniczności materiału macierzystego. Dobrym wskaźnikiem hetero- lub homogeniczności obszarów źródłowych pyłu lessowego może być molowy stosunek Ti/Al, ponieważ powinien być nieczuły na postdepozycyjne procesy wietrzenia chemicznego (Hao i in. 2010) w pH zbliżonym do neutralnego (Sheldon 2006). Tytan i glin są najbardziej niemobilne spośród wszystkich pierwiastków głównych (Broecker, Peng 1982). Wskaźnik Ti/Al często zestawia się z molowym stosunkiem K/Al (Cox i in. 1995), który może być dobrym wskaźnikiem zwietrzenia chemicznego – w Tyszowcach korelacja z CIA wyniosła -0,91 a w Białym Kościele -0,86. Stosunek K/Al ponadto jest często używany jako wyznacznik chemicznej dojrzałości osadu, ponieważ jego wartości różnią się znacznie dla wybranych grup minerałów – powyżej wartości 0,3 dominują skalenie, a poniżej minerały ilaste (Cox i in. 1995; Peng i in. 2016). Wykres K/Al vs Ti/Al (rys. 7) uznaje się za przydatny przy próbach identyfikacji pochodzenia osadów (Peng i in. 2016). W tym przy-

padku zastosowano go w celu wykrycia ewentualnej współzależności pomiędzy stopniem zwietrzenia chemicznego a względnym udziałem niemobilnych pierwiastków – w określonych sytuacjach nawet niemobilne pierwiastki mogą być w pewnym stopniu włączane we wtórne produkty pedogenezy (Taboada i in. 2006).

Wykazano, że w Tyszowcach, i w nieco mniejszym stopniu w Białym Kościele, zaznacza się spadek wartości Ti/Al wraz ze spadkiem wartości K/Al (tj. wzrostem stopnia zwietrzenia chemicznego). Oznacza to, że nawet tytan i glin uległy mobilizacji w skali profilu, co uniemożliwia rozważania na temat homo- lub heterogeniczności obszarów źródłowych. Stwierdzić można jedynie, że w rozpatrywanych sekwencjach lessowo-glebowych zbliżony jest zakres wartości Ti/Al, co mogłoby ewentualnie sugerować wspólny obszar źródłowy (lub obszary źródłowe). Wartości K/Al również mieszczą się w wąskim zakresie – w Tyszowcach od 0,168 do 0,296 (średnia 0,247), a w Białym Kościele od 0,121 do 0,219 (średnia 0,176) i w obu badanych sekwencjach wyraźnie wskazują przewagę mine-

rałów ilastych nad minerałami potasowymi (np. skaleniami potasowymi lub łyśczykami). W żadnym wypadku na obecnym etapie badań nie można jednak w wiarygodny sposób wnioskować nie tylko o lokalizacji obszaru badań, ale nawet o jego homogeniczności. Nie można wy-

kluczyć istnienia całkowicie odmiennych obszarów źródłowych dla rozpatrywanych sekwencji. W przypadku przyjęcia takiej interpretacji różnice składu chemicznego i stopnia zwietrzenia chemicznego mogłyby wynikać z różnic tych parametrów na obszarach źródłowych.



Rys. 7. Wykres K/Al vs Ti/Al sekwencji w Tyszowcach i Białym Kościele

The scatter diagram K/Al vs Ti/Al of the sequences in Tyszowce and Biały Kościół

Kolejną możliwą przyczyną różnic w składzie chemicznym i stopniu zwietrzenia chemicznego jest zróżnicowane tempo depozycji lessów. Skoro obie sekwencje tworzyły się w tym samym czasie, w ciągu ostatniego cyklu interglacialno-glacialnego, to mniejsza miąższość wynikać powinna ze słabszej dostawy materiału. Sekwencja lessowo-glebowa jest bezpośrednio infiltrowana przez wody opadowe (Skurzyński i in. 2017) modyfikujące skład chemiczny wskutek interakcji woda-skała. Zasięg infiltracji w lessach, m.in. w zależności od cech litologicznych osadu i wielkości opadu atmosferycznego, według różnych autorów waha się od 2 do 5 m (np. Tu i in. 2009; Zeng i in. 2016). Ponadto woda, ze względu na powszechne w lessach spękania, może być dosyć szybko transportowana bezpośrednio w głębsze partie profilu (Derbyshire 2001). Możliwe jest zatem, że skład chemiczny 9-metrowej sekwencji w Białym Kościele został bardziej zmodyfikowany wskutek infiltracji niż 19-metrowa sekwencja w Tyszowcach. Pomijając nawet infiltrację, większe tempo depozycji materiału skutkujące większą miąższością lessów L1LL1 skracало zapewne czas eks-

pozycji deponowanego materiału na zmienne warunki atmosferyczne, co również może się przejawiać większym udziałem świeżego materiału zasobnego w mobilne pierwiastki.

Podsumowanie

Przedstawione rezultaty badań wykazały stratygraficzne i przestrzenne zróżnicowanie składu chemicznego i stopnia zwietrzenia sekwencji lessowo-glebowych reprezentujących dwa skrajnie położone obszary lessowe w Polsce. W obu sekwencjach metoda chemostratygraficzna potwierdziła i uzupełniła wcześniejszą interpretację lito-pedostratygraficzną, wskazującą na istnienie pięciu podstawowych jednostek lessowo-glebowych. Jednostki te pod względem składu chemicznego wykazują wiele charakterystycznych cech wspólnych, pozwalających na korelację między profilami. Oznacza to, że uzasadnione mogą być analizy porównawcze składu chemicznego dwóch oddalonych od siebie sekwencji lessowo-glebowych.

Istotnym wskaźnikiem różnicującym profile w Tyszowcach i Białym Kościele wydaje się ilościowy charakter zmian składu chemicznego. W Białym Kościele udział pierwiastków związanych z przekształceniami pedogenetycznymi jest znacznie wyższy niż w Tyszowcach, które charakteryzują się wysokim udziałem pierwiastków mobilnych. Przekłada się to na większe zwietrzenie chemiczne sekwencji w Białym Kościele – wskaźnik CIA osiąga wartości typowe dla umiarkowanego wietrzenia chemicznego w ciepłym i wilgotnym klimacie. Jednostki lessowe, w odróżnieniu od gleb, nie mogły jednak kształtować się w warunkach ciepłego i wilgotnego klimatu. Ich wyższy stopień zwietrzenia w Białym Kościele może być związany ze zjawiskiem recyklingu lessów, skutkującym wymieszaniem materiału o różnym stopniu zwietrzenia chemicznego. Interpretacja taka wymagałaby założenia wspólnego obszaru alimentacyjnego i transportu ze wschodu na zachód.

Analiza nie pozwoliła na wiarygodne i pewne wnioskowanie na temat obszarów źródłowych pyłu lessowego, ze względu na dosyć silną pozytywną korelację udziału niemobilnych pierwiastków ze stopniem zwietrzenia chemicznego. Nawet tytan i glin zostały włączone we wtórne produkty pedogenezy. Nie można również wykluczyć odmiennego źródła (lub źródeł) materiału budującego rozpatrywane sekwencje lub że wyższy stopień zwietrzenia chemicznego wynika po prostu z mniejszej miąższości lessów w Białym Kościele. Mniejsze tempo depozycji mogłoby skutkować istotniejszym przeobrażeniem deponowanego materiału ze względu na dłuższą ekspozycję na zmienne warunki atmosferyczne, infiltrację wód opadowych etc.

Badania zrealizowano w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki nr 2011/01/D/ST10/06049 pt. „Ustalenie chronologii powstania późno-plejstoceńskiej pokrywy lessowej na obszarze Polski na podstawie datowania luminescencyjnego wysokiej rozdzielczości oraz badań lito-pedologicznych wybranych sekwencji lessowo-glebowych” oraz funduszy przeznaczonych na działalność statutową 1015/S/IGiRR/2017 Uniwersytetu Wrocławskiego.

Literatura

Ahmad I., Chandra R. 2013. Geochemistry of loess-paleosol sediments of Kashmir Valley, India: Provenance and weathering. *Journal of Asian Earth Sciences* 66: 73-89.

- Bokhorst M., Beets C., Marković S., Gerasimenko N., Matviishina Z., Frechen M. 2009. Pedochemical climate proxies in Late Pleistocene Serbian-Ukrainian loess sequences. *Quaternary International* 198: 113-123.
- Broecker W., Peng T. 1982. Tracers in the Sea. Eldigio Press, New York.
- Buggle B., Glaser B., Hambach U., Gerasimenko N., Marković S. 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quaternary International* 240: 12-21.
- Buggle B., Glaser B., Zoller L., Hambach U., Marković S., Glaser I., Gerasimenko N. 2008. Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). *Quaternary Science Reviews* 27: 1058-1075.
- Buraczyński J., Wojtanowicz J. 1975. Nowe profile lessowe Grzędy Sokalskiej. *Annales UMCS, sec. B*, 28: 1-37.
- Cegła J. 1972. Sedymentacja lessów Polski. *Acta Universitatis Wratislaviensis* 168, *Studia Geograficzne* 17: 1-72.
- Chen Y., Li X., Han Z., Yang S., Wang Y., Yang D. 2008. Chemical weathering intensity and element migration features of the Xiashu loess profile in Zhenjiang, Jiangsu Province. *Journal of Geographical Sciences* 18: 341-352.
- Ciszek D., Jary Z., Kida J., Karamański P. 2001. Profil lessowy w Białym Kościele (Wzgórza Niemczańsko-Strzelińskie). W: Z. Jary, J. Kida (red.) *Osady plejstoceńskie przedpola Sudetów, XI Seminarium „Korelacja stratygraficzna lessów i utworów lodowcowych Polski i Ukrainy”*, Wrocław-Jarnołtówek 23-28.IX.2001. Instytut Geograficzny UW: 58-60.
- Cox R., Lowe D., Cullers R. 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59,14: 2919-2940.
- Derbyshire E. 2001. Geological hazards in loess terrain, with particular reference to the loess regions of China. *Earth-Science Reviews* 54: 231-260.
- Dodonov A.E. 2007. Loess records - Central Asia. W: S. Elias (red.) *The Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam:1418-1429.
- Dwucet K. 1999. Litogeneza górnego lessu vistuliańskiego na Wyżynach Polskich i na Nizinie Śląskiej. *Prace Naukowe Uniwersytetu Śląskiego w Katowicach* 1792:1-163.
- Dwucet K., Śnieszko Z. 1996. Neopleistocene loess cover evolution: an example from the Odonów sedimentary succession (Southern Poland). *Biuletyn Peryglacjalny* 35: 7-43.
- Fedorowicz S. 2005. Korelacja dat TL i OSL próbek z czterech profili lessowych Polski SE i SW. *Przełąd Geologiczny* 53,11: 1047-1050.

- Fedorowicz S. 2006. Metodyczne aspekty luminescencyjnego oznaczania wieku osadów neoplejstocenyjnych Europy Środkowej. Wyd. Uniwersytetu Gdańskiego, Gdańsk: 1-156.
- Gallet S., Jahn B.M., Torii M. 1996. Geochemical characterization of the Luochuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. *Chemical Geology* 133: 67-88.
- Gallet S., Jahn B.M., Van Vliet-Lanoë B., Dia A., Rossello E. 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth and Planetary Science Letters* 156: 157-172.
- Guan H., Zhu C., Zhu T., Wu L., Li Y. 2016. Grain size, magnetic susceptibility and geochemical characteristics of the loess in the Chaohu lake basin: Implications for the origin, paleoclimatic change and provenance. *Journal of Asian Earth Sciences* 117: 170-183.
- Hao Q., Guo Z., Qiao Y., Xu B., Oldfield F. 2010. Geochemical evidence for the provenance of middle Pleistocene loess deposits in southern China. *Quaternary Science Reviews* 29: 3317-3326.
- Jahn B.M., Gallet S., Han J. 2001. Geochemistry of the Xining, Xifeng and Jixian sections, Loess Plateau of China: eolian dust provenance and paleosol evolution during the last 140 ka. *Chemical Geology* 178: 71-94.
- Jary Z. 2007. Zapis zmian klimatu w górnoplejstocenyjnych sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. *Rozprawy Naukowe Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego* 1, Wrocław: 1-136.
- Jary Z. 2009. Periglacial markers within the Late Pleistocene loess-paleosol sequences in Poland and western part of Ukraine. *Quaternary International* 198: 124-135.
- Jary Z. 2010. Loess-soil sequences as a source of climatic proxies: an example from SW Poland. *Geologija* 52,1-4 (69-72): 40-45.
- Jary Z., Ciszek D. 2013. Late Pleistocene loess-paleosol sequences in Poland and western Ukraine. *Quaternary International* 296: 37-50.
- Jary Z., Mroczek P. (red.) 2014. Kukla LOESSFEST '14 - 7th Loess Seminar in Wrocław, International Conference on Loess Research in memoriam of George Kukla, September 8-15 2014. Abstracts and field guidebook. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław: 1-84.
- Jary Z., Ciszek D., Kida J. 2004. Zmiany klimatu zapisane w uziarnieniu lessów Przedgórze Sudeckiego. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. t. IV, Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań: 137-157.
- Jary Z., Ciszek D., Raczyk J., Moska P., Karamański P., Kida J., Korabiewski B. 2014. Biały Kościół: the key loess section of the Niemcza-Strzelin Hills. W: Z. Jary, P. Mroczek (red.) *Kukla LOESSFEST '14 - 7th Loess Seminar in Wrocław*. International Conference on Loess Research in memoriam of George Kukla, September 8-15 2014. Abstracts and field guide book. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław: 43-46.
- Jary Z., Kida J., Śnihur M. 2002. Lessy i osady lessopochodne w południowo-zachodniej Polsce. *Czasopismo Geograficzne* 73,1-2: 63-100.
- Jary Z., Mroczek P., Moska P., Ciszek D., Raczyk J., Skurzyński J., Krawczyk M., Korabiewski B., Seul C. 2014. Tyszowce loess section: the huge L1L1 loess accumulation and three generations of ice wedge casts. W: Z. Jary, P. Mroczek (red.) *Kukla LOESSFEST '14 - 7th Loess Seminar in Wrocław*. International Conference on Loess Research in memoriam of George Kukla, September 8-15 2014. Abstracts and field guidebook. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław: 68-69.
- Jeong G., Hillier S., Kemp R. 2008. Quantitative bulk and single-particle mineralogy of a thick Chinese loess-paleosol section: implications for loess provenance and weathering. *Quaternary Science Reviews* 27: 1271-1287.
- Jersak J. 1973. Litologia i stratygrafia lessu wyżyn południowej Polski. *Acta Geographica Lodziensia* 32: 1-142.
- Kemp R.A. 2001. Pedogenic modification of loess: significance for palaeoclimatic reconstructions. *Earth-Science Reviews* 54: 145-156.
- Komar M., Łanczont M., Madeyska T. 2009. Spatial vegetation patterns based on palynological records in the loess area between the Dnieper and Odra Rivers during the last interglacial-glacial cycle. *Quaternary International* 198: 152-172.
- Kondracki J. 2002. Geografia regionalna Polski. Wydawnictwo Naukowe PWN. Warszawa.
- Kraus M. 1999. Paleosols in clastic sedimentary rocks: their geologic applications. *Earth-Science Reviews* 47: 41-70.
- Kukla G. 1970. Correlation between loesses and deep-sea sediments. *Geologiske Foreningens Foerhandlingar* 92: 148-180.
- Kukla G. 1975. Loess Stratigraphy of Central Europe. W: K.W. Butzer G. Isaac (red.) *After the Australopithecines*. Mouton Publishers, The Hague: 99-188.
- Kukla G. 1977. Pleistocene Land-Sea Correlations I. Europe. *Earth-Science Reviews* 13: 307-374.
- Kukla G. 1987. Loess stratigraphy in central China. *Quaternary Science Reviews* 6: 191-219.
- Kukla G., An S. 1989. Loess stratigraphy in central China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 72: 203-225.

- Łącka B., Łanczont M., Madeyska T., Bogucki A. 2007. Geochemical composition of Vistulian loess and micromorphology of interstadial palaeosol at the Kolodiiiv site (East Carpathian Foreland, Ukraine). *Geological Quarterly* 51(2): 127-146.
- Łanczont M., Madeyska T., Bogucki A., Mroczek P., Hołub B., Łącka B., Fedorowicz S., Nawrocki J., Frankowski Z., Standzikowski K. 2015a. Środowisko abiotyczne paleolitycznej ekumeny strefy pery- i metakarpackiej. W: M. Łanczont, T. Madeyska (red.) *Paleolityczna ekumena strefy pery- i meta karpackiej*. Wydawnictwo UMCS, Lublin: 55-457.
- Łanczont M., Madeyska T., Mroczek P., Komar M., Łącka B., Bogucki A., Sobczyk K., Wilczyński J. 2015b. The loess-palaeosol sequence in the Upper Palaeolithic site at Kraków Spadzista – a palaeoenvironmental approach. *Quaternary International* 365: 98-113.
- Łukaszew W., Mojski J.E. 1968. Badania geochemiczne lessów Wyżyny Lubelskiej. *Kwartalnik Geologiczny* 12,4: 966-982.
- Marković S., Bokhorst M., Vanderberghe J., McCoy W., Oches E., Hambach U. 2008. Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia. *Journal of Quaternary Science* 23: 73-84.
- Marković S., Stevens T., Kukla G.J., Hambach U., Fitzsimmons K.E., Gibbard P., Buggle B., Zech M., Guo Z., Hao Q., Wu H., Ken O'Hara D., Smalley J., Ujvari G., Sümegi P., Timar-Gabor A., Veres D., Sirocko F., Vasiljević A., Jary Z., Svensson A., Jović V., Lehmkuhl F., Kovacs J., Svircev Z. 2015. Danube loess stratigraphy – Towards a pan-European loess stratigraphic model. *Quaternary Science Reviews* 148: 228-258.
- Martinson D.G., Pisias N.G., Hays J.D., Imbrie J., Moore T.C.Jr., Shackleton N.J. 1987. Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-Year Chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27: 1-29.
- Maruszczak H. 1972. Wyżyny Lubelsko-Wołyńskie. W: M. Klimaszewski (red.) *Geomorfologia Polski*, t. 1, Warszawa.
- Maruszczak H. 1974. Gleby kopalne i stratygrafia lessów Grzędy Sokalskiej. *Annales UMCS*, sec. B 26: 27-66.
- Maruszczak H. 1976. Stratygrafia lessów Polski południowo-wschodniej. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 297: 135-175.
- Maruszczak H. 1991a. Ogólna charakterystyka lessów w Polsce. W: H. Maruszczak (red.) *Podstawowe profile lessów w Polsce*. Wyd. UMCS, Lublin, A: 1-12.
- Maruszczak H. 1991b. Zróżnicowanie stratygraficzne lessów polskich. W: H. Maruszczak (red.) *Podstawowe profile lessów w Polsce*. Wyd. UMCS, Lublin, A: 13-35.
- McLennan S. 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology* 101: 295-303.
- Moska P., Adamiec G., Jary Z. 2011. OSL Dating and lithological characteristics of Loess deposits from Biały Kościół. *Geochronometria* 38 (2): 162-171.
- Moska P., Adamiec G., Jary Z. 2012. High resolution dating of loess profile from Biały Kościół, south-west Poland. *Quaternary Geochronology* 10: 87-93.
- Moska P., Adamiec G., Jary Z., Bluszcz A. 2017. OSL chronostratigraphy for loess deposits from Tyszowce – Poland. *Geochronometria* DOI: 10.1515/geochr-2015-0074, w druku.
- Moska P., Jary Z., Adamiec G., Bluszcz A. 2014. Preliminary OSL dating results for loess deposits from Tyszowce. W: Z. Jary, P. Mroczek (red.) *Kukla LOESSFEST '14 - 7th Loess Seminar in Wrocław*. International Conference on Loess Research in memoriam of George Kukla, September 8-15 2014. Abstracts and field guidebook. Institute of Geography and Regional Development, University of Wrocław: 38.
- Mroczek P. 2013. Recycled loesses – A micromorphological approach to the determination of local source areas of Weichselian loess. *Quaternary International* 296: 241-250.
- Muhs D.R. 2007. Loess deposits, origins, and properties. W: S. Elias (red.) *The Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam: 1405-1418.
- Muhs D.R. 2013. The geologic records of dust in the Quaternary. *Aeolian Research* 9: 3-48.
- Muhs D.R., Bettis III E.A. 2000. Geochemical variations in Peoria Loess of western Iowa indicate paleowinds of midcontinental North America during last glaciation. *Quaternary Research* 53: 49-61.
- Muhs D.R., Ager T.A., Beget J.E. 2001. Vegetation and paleoclimate of the last interglacial period, central Alaska. *Quaternary Science Reviews* 20: 41-61.
- Muhs D.R., Ager T.A., Bettis III E.A., McGeehin J., Been J.M., Beget J.E., Pavich M.J., Stafford Jr. T.W., Stevens D.S.P. 2003. Stratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Quaternary loess-palaeosol sequences of the Last Interglacial-Glacial cycle in central Alaska. *Quaternary Science Reviews* 22: 1947-1986.
- Muhs D.R., Ager T.A., Skipp G., Beann J., Budahn J., McGeehin J.P. 2008. Paleoclimatic significance of chemical weathering in loess-derived paleosols of Subarctic Central Alaska. *Arctic, Antarctic and Alpine Research* 40: 396-411.
- Nesbitt H.W., Young G.M. 1982. Early proterozoic climate and plate motions inferred from major

- element chemistry of lutites. *Nature* 229: 715-717.
- Nesbitt H.W., Young G.M. 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 48: 1523-1534.
- Peng S., Hao Q., Wang L., Ding M., Zhang W., Wang Y., Guo Z. 2016. Geochemical and grain-size evidence for the provenance of loess deposits in the Central Shandong Mountains region, northern China. *Quaternary Research* 85: 290-298.
- Pisias N.G., Martinson D.G., Moore T.C.Jr., Shackleton N.J., Prell W., Hays J., Boden G. 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Marine Geology* 56: 119-136.
- Porter S.C. 2007. Loess records – China. In: S. Elias (red.) *The Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam: 1429-1440.
- Pye K. 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews* 14: 653-667.
- Pye K., Johnson R. 1988. Stratigraphy, geochemistry, and thermoluminescence ages of Lower Mississippi Valley loess. *Earth Surface Processes and Landforms* 13: 103-124.
- Raczyk J., Jary Z., Korabiewski B. 2015. Geochemical properties of the Late Pleistocene loess-soil sequence in Dankowice (Niemcza-Strzelin Hills). *Landform Analysis* 29: 49-61.
- Rousseau D.D., Derbyshire E., Antoine P., Hatte 2007. Loess records – Europe. W: S. Elias (red.) *The Encyclopedia of Quaternary Sciences*. Elsevier, Amsterdam: 1440-1456.
- Shao J., Yang S., Li C. 2012. Chemical indices (CIA and WIP) as proxies for integrated chemical weathering in China: inferences from analysis of fluvial sediments. *Sedimentary Geology* 265-266: 110-120.
- Sheldon N. D. 2006. Abrupt chemical weathering increase across the Permian–Triassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 231: 315-321.
- Skurzyński J., Modelska M., Raczyk J., Staško S., Jary Z. 2017. Skład chemiczny wód porowych późnoplejstocenijskiej sekwencji lessowo-glebowej w Zaprzęzynie (SW Polska). *Przegląd Geologiczny* 65,11/2: 1383-1387.
- Song Y., Chen X., Qian L., Li C., Li Y., Li X. 2014. Distribution and composition of loess sediments in the Ili Basin, Central Asia. *Quaternary International* 334-335: 61-73.
- Taboada T., Cortizas A., Garcia C., Garcia-Rodeja E. 2006. Particle-size fractionation of titanium and zirconium during weathering and pedogenesis of granitic rock in NW Spain. *Geoderma* 131: 218-236.
- Taylor S.R., McLennan S.M. 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford: 1-312.
- Taylor S.R., McLennan S.M., McCulloch M.T. 1983. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47: 1897-1905.
- Tu X.B., Kwong A.K.L., Dai F.C., Tham L.G., Min H. 2009. Field monitoring of rainfall infiltration in a loess slope and analysis of failure mechanism of rainfall-induced landslides. *Engineering Geology* 105: 134-150.
- Tugulan L.C., Dului O.G., Bojar A.-V., Dumitras D., Zinicovskaia I., Culicov O. A., Frontasyeva M.V. 2016. On the geochemistry of the Late Quaternary loess deposits of Dobrogea (Romania). *Quaternary International* 399: 100-110.
- Ujvari G., Varga A., Balogh-Brunstad Z. 2008. Origin, weathering and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. *Quarterly Research* 69: 421-437.
- Van Loon A. J. 2006. Lost loesses. *Earth-Science Reviews* 74: 309-316.
- Wojtanowicz J., Buraczyński J. 1978. Materiały do chronologii bezwzględnej lessów Grzędy Sokalskiej. *Annales UMCS* sec. B 30/31: 37-54.
- Yang S., Ding F., Ding Z. 2006. Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70: 1695-1709.
- Yang S., Li C., Yang D., Li X. 2004. Chemical weathering of the loess deposits in the lower Changjiang Valley, China, and paleoclimatic implications. *Quaternary International* 117: 27-34.
- Zeng R.Q., Meng X.M., Zhang F.Y., Wang S.Y., Cui Z.J., Zhang M.S., Zhang Y., Chen G. 2016. Characterizing hydrological processes on loess slopes using electrical resistivity tomography – A case study of the Heifangtai Terrace, Northwest China. *Journal of Hydrology* 541, part B: 742-753.

Summary

The results of the research show the stratigraphical and spatial differentiation of the chemical composition and the degree of the weathering of loess-paleosol sequences representing two distant loess areas in Poland. In both profiles, the chemostratigraphic method confirmed and verified the earlier litho-pedostratigraphic interpretation, indicating the existence of five basic loess-soil units. These units have a number of common characteristics in terms of chemical composition, allowing for a correlation between profiles. We

think that a comparative analysis of the chemical composition of the two distant loess-paleosol sequences is justified.

It is clearly visible that the quantitative nature of the changes in chemical composition is a significant indicator of the differentiation of the profiles in Tyszowce and Biały Kościół. In Biały Kościół, the amount of the elements related to pedogenetic transformations is much higher than in Tyszowce, which is characterized by a high contribution of mobile elements. For this reason, the degree of chemical weathering of the sequence in Biały Kościół is much higher – the CIA index (chemical index of alteration) reaches values typical for moderate chemical weathering in warm and humid climate. However, it is unlikely that loess units develop in warm and humid climate, as opposed to soils. The phenomenon of loess recycling appears to better explain the higher degree of chemical weathering in Biały Kościół as a result of a higher contribution

of stronger-weathered dust particles eroded and transported from older loess covers. Such an interpretation requires the assumption of a common source area and transport direction from east to west. The analysis did not allow for reliable and certain inference about the source areas of loess dust, due to the relatively strong positive correlation of the amount of non-mobile elements with the degree of chemical weathering. Even titanium and aluminum have been incorporated into secondary products of pedogenesis.

The results of the analysis enabled us to exclude the different sources of the loess material. Alternatively, the higher rate of chemical weathering may also be caused by a lower thickness of the loess in Biały Kościół. A lower thickness of the loess cover, suggesting a lower rate of deposition, may result in a more significant change of the deposited material due to longer exposure to variable atmospheric conditions, rainwater infiltration, etc.

ZAGŁĘBIENIA BEZODPŁYWOWE OBSZARÓW LESSOWYCH POLSKI STAN I PERSPEKTYWY BADAŃ

Closed depressions in the loess areas of Poland Current state of research and prospects for further research

RENATA KOŁODYŃSKA-GAWRYSIAK*

Zarys treści. Zagłębienia bezodpływowe stanowią typowe formy rzeźby obszarów lessowych Europy, a ich geneza jest szeroko dyskutowana w literaturze. Artykuł prezentuje stan dotychczasowych badań, dotyczących zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych Polski, istniejące hipotezy genetyczne oraz kierunki przyszłych badań. Dotychczas w literaturze opisane zostały cechy morfometryczne, rozmieszczenie i warunki geologiczne występowania tych form. W wybranych zagłębieniach zbadano gleby kopalne i osady koluwalne wypełniające formy. Zróżnicowane procesy (pierwotne i wtórne): deflacja, nierównomierna akumulacja lessu, sufozja, wyciskanie poziomów kurzawkowych, termokras były opisywane jako możliwe procesy morfogenetyczne. Zagłębienia bezodpływowe pełnią funkcję sedymentologicznych archiwów, umożliwiających rekonstrukcję naturalnych i antropogenicznych procesów zachodzących w przeszłości. Niezbędne są dalsze badania genezy i ewolucji zagłębień bezodpływowych. Pozwoli to na lepsze zrozumienie znaczenia okresu późnego glacjału i holocenu dla morfogenezy obszarów lessowych Europy.

Słowa kluczowe: zagłębienia bezodpływowe, lessy, termokras, sufozja, erozja gleb, koluwia, gleby kopalne

Abstract. Closed depressions (CDs) are typical geomorphological features of the loess belts in Europe and their origin is highly debated in literature. This paper presents the current state of research on CDs in the loess belts in Poland. A review was conducted of several studies describing CDs. The existing genetic hypothesis and the scope of future research are described. Morphometric features of CDs, distribution and geological conditions were described in several publications so far. In the selected CDs, colluvial sediments and fossil soils were studied. Various processes (primary and secondary): deflation, uneven loess deposition, suffosion, extrusion of strongly saturated layers, thermokarst were reported as probable genetic processes. CDs act as important archives allowing a reconstruction of natural and anthropogenic processes operating in the past. More research is needed for a better understanding of the origin and evolution of CDs. This will help better understand the importance of the Late Glacial and Holocene stages for the morphogenesis of the loess belts in Europe.

Key words: closed depressions, loess, thermokarst, suffosion, soil erosion, colluvial sediments, fossil soils

Wprowadzenie

Zagłębienia bezodpływowe to formy rzeźby, w których dno otoczone jest zboczami, tworząc zamknięty system. Materiał pochodzący ze zboczy podlegających erozji wodnej i uprawowej akumulowany i zatrzymywany jest w obrębie systemu (Norton 1986). Zagłębienia bezodpływowe stanowią typowe formy rzeźby obszarów lessowych Europy. Pierwsze wzmianki o zagłębieniach bezodpływowych obszarów lessowych

pochodzą z okolic Lublina (Криштафович 1896, 1902) oraz z Nowej Zelandii (Hardcastle 1908). Dotychczasowa dyskusja dotycząca genezy i ewolucji form występujących na obszarze europejskich pokryw lessowych sugeruje ich antropogeniczne i/lub naturalne pochodzenie (Gillijns i in. 2005; Vanvallegheem i in. 2007; Kołodyńska-Gawrysiak, Poesen 2017).

Celem pracy jest prezentacja stanu badań zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych Polski, przegląd dotychczasowej wiedzy o genezie

* Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Geologii i Ochrony Litosfery, Al. Kraśnicka 2CD, 20-718 Lublin; e-mail: renata.kolodynska-gawrysiak@poczta.umcs.lublin.pl

i rozwoju tych form oraz określenie kierunków dalszych prac badawczych.

Stan badań zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych w Polsce

Pierwsze obszerne studium poświęcone wertebom obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej przedstawił Maruszczak (1954). Pojęciem werteb, zapożyczonym z terminologii krasowej przez Malickiego (1946), określa Maruszczak (1954) dwie grupy zagłębień: zapadliskowe formy kotłów i studzien lessowych (z odpływem podziemnym) oraz zagłębia bezodpływowe określane ludową nazwą wymoki. Te dwa rodzaje form, jak podkreśla wspomniany autor, różnią się zasadniczo pod względem morfologicznym i morfometrycznym, a także funkcją jaką pełnią w krajobrazie obszarów lessowych. Formy pierwszego typu występują głównie w rejonie wąwozów, mają bardzo wyraźnie zarysowane kształty i nawet kilkumetrową głębokość. Odgrywają jednak niewielką rolę w krajobrazie. Zagłębienia bezodpływowe (wymoki) to formy stosunkowo płytkie o łagodnych kształtach (fot. 1). W niektórych częściach pokryw lessowych Wyżyny Lubelskiej są bardzo pospolite i pełnią znaczącą funkcję w krajobrazie (Maruszczak 1954).

Pierwsze wzmianki o zagłębieniach bezodpływowych jako formach rzeźby lessowej można znaleźć w pracach Криштафовича (1896, 1902), jednak szczegółowe badania zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych rozpoczęto dopiero

ponad pół wieku później. Początkowo prowadzono je na Wyżynie Lubelskiej, a następnie także na Wyżynie Sandomierskiej. W obydwu regionach zagłębienia bezodpływowe określane są mianem wymoków. Ta ludowa nazwa nawiązuje do osobliwości hydrograficznej form, polegającej na okresowym (w czasie wiosennych roztopów) lub epizodycznym (w czasie intensywnych opadów deszczu) gromadzeniu wód powierzchniowych, powodujących wymakanie upraw (fot. 2).

W rejonie Grodziska na Płaskowyżu Kolbuszowskim w południowej Polsce badano także zagłębienia bezodpływowe zwane „jeziorkami grodziskimi” (Wojtanowicz 1997), które powstały na zróżnicowanych genetycznie lessopodobnych osadach pylastych i pylasto-piaszczystych kilkumetrowej miąższości.

Cechy morfologiczne i rozmiary zagłębień bezodpływowych

Na podstawie licznych obserwacji terenowych Maruszczak (1954) zaproponował podział zagłębień bezodpływowych na dwa typy morfologiczne: miseczkowate i talerzykowate. Podział ten został utrwalony w literaturze i był stosowany także przez późniejszych badaczy. Kształt zagłębień bezodpływowych zarówno na Wyżynie Lubelskiej, jak i Sandomierskiej jest określany jako owalny, rzadziej nieregularny. Rozmiary zagłębień bezodpływowych Maruszczak (1954) określa ogólnie: średnica od kilku do kilkudziesięciu metrów a głębokość od kilku decymetrów do 2–3 m (tab. 1).



fot. R. Kołodyńska-Gawrysiak, 2016

Fot. 1. Zagłębienie bezodpływowe użytkowane rolniczo, Kopanina w okolicach Lublina

Closed depression under cropland, Kopanina near Lublin



fol. R. Kołodyńska-Gawrysiak, 2014

Fot. 2. Zagłębienia bezodpływowe okresowo wypełniane się wodą stanowią unikalną cechę krajobrazu wierzchołków lessowych, Jastków, Płaskowyż Nałęczowski

Closed depressions periodically filled with water are a unique landscape feature of loess plateau tops, Jastków, Nałęczów Plateau

Na Płaskowyżu Nałęczowskim zinventaryzowano 1761 zagłębienia bezodpływowych, co umożliwiło szczegółowe określenie ich cech morfometrycznych (Kołodyńska-Gawrysiak, Chabudziński 2012). Mają owalny (82,16%), rzadziej nieregularny (17,7%) kształt. Rozmiary dłuższej osi form wynoszą od 11 do 362 m (tab. 1). Osobliwością zagłębienia jest dłuższa oś, która u ponad połowy form (51,39%) mieści się w wąskim zakresie 25–50 m. Na Wyżynie Sandomierskiej dokonano inwentaryzacji 945 zagłębienia bezodpływowych. Ich dłuższa oś zawiera się w przedziale od 19 do 100 m, zbocza mają spadek od 1 do 4°, a głębokość form wynosi najczęściej 0,5–2 m, rzadko przekraczając 2 m (tab. 1).

Zagłębienia bezodpływowe w rejonie Grodziska są formami o owalnym kształcie i rozmiarach dłuższej osi w przedziale 10–80 m. Większość form ma głębokość 1–1,9 m, maksymalnie 3,5 m (Wojtanowicz, Józwiakowska 1997) (tab. 1).

Rozmieszczenie zagłębienia bezodpływowych

Rejony występowania zagłębienia bezodpływowych zostały dobrze rozpoznane na tle elementów rzeźby lessowej. Jako najbardziej typowe obszary występowania zagłębienia Maruszczak (1954)

wskazuje powierzchnie wierzchołkowe, a także wąskie garby wododziałowe, niskie wododziały, terasy nadzalewowe oraz górne odcinki dolin denudacyjnych (tab. 1). Szczegółowe dane ilościowe w tym zakresie pokazują, że najczęściej zagłębienia koncentruje się na wierzchołkach lessowych. Na Płaskowyżu Nałęczowskim stanowi to 72%, a na Wyżynie Sandomierskiej niecałe 60% (tab. 1). Większość zagłębienia w obydwu regionach występuje w dolinkach nieckowatych 16–18%, a w obrębie pozostałych elementów rzeźby ich odsetek wynosi po kilka procent. Gęstość zagłębienia bezodpływowych na Płaskowyżu Nałęczowskim sięga 40 form/km², a na Wyżynie Sandomierskiej 17–60 form/km² (Czarnecki, Lewartowska-Urbańska 1987; Kołodyńska-Gawrysiak, Chabudziński 2012) (tab. 1).

Dla zagłębienia bezodpływowych Wyżyny Lubelskiej dokonano oceny geologicznych uwarunkowań rozmieszczenia form. Maruszczak (1954) stwierdza, że na wierzchołkach lessowych formy te występują tylko wówczas, gdy lessy mają miąższość przynajmniej 5–6 m, a na terasach nadzalewowych – 1–3 m. Bardziej szczegółowych danych dostarczają badania przeprowadzone na Płaskowyżu Nałęczowskim, z których wynika, że rozmieszczenie zagłębienia nie zależy od miąższości pokrywy lessowej, lecz wyraźnie koresponduje z typem osadów podścielających lessy. Najwięcej zagłębienia

Tabela 1

Główne cechy morfometryczne, rozmieszczenie i geneza zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych Polski

Main morphometric features, distribution and origin of closed depressions in loess areas of Poland

Region Region	Średnica [m] Diameter [m]	Głębokość [m] Depth [m]	Gęstość [na km ²] Density [per km ²]	Położenie [% form] Localisation [% of forms]	Proces/czynnik morfogenetyczny Morphogenetic process/factor
Wyżyna Lubelska Maruszczak (1954)	kilka – kilkadziesiąt metrów	max. 3	b.d	wierzchowiny garby wododziałowe niskie wododziały terasy nadzalewowe górne odcinki dolin denudacyjnych	- nierównomierna akumulacja lessów - deflacja - wyciskanie poziomów kurzawkowych - sufozja
Wyżyna Sandomierska Czarnecki, Lewartowska- -Urbańska (1987)	19–100	0,5–2,45	17–60	wierzchowiny 60% doliny nieckowate 18,5%	- ukształtowanie podłoża lessów - sufozja
Płaskowyż Nałęczowski, Wyżyna Lubelska Kołodyńska-Gawrysiak, Chabu- dziński (2012, 2014) Kołodyń- ska-Gawrysiak, Poesen (2017)	11–362	max. 3,5	1–40	wierzchowiny 72% doliny nieckowate 16% doliny denudacyjne 5% stoki 7%	formy poligenetyczne: - ukształtowanie podłoża lessów - akumulacja eoliczna - deflacja - termokras - hydrokonsolidacja - sufozja
Płaskowyż Kolbuszowski Wojtanowicz (1997) Wojtano- wicz, Józwiakowska (1997)	10–100	max. 3,5	max. 2	wierzchowiny doliny denudacyjne stoki	- termokras

bezodpływowych występuje na obszarach, gdzie pod pokrywą lessową spoczywa miększy kompleks osadów glacygenicznych z przewagą glin zwałowych oraz ilaste osady zastoiskowe. W tych rejonach gęstość form osiąga maksymalnie wartości 40 form/km². Najmniej zagłębień bezodpływowych występuje na terenach, gdzie lessy spoczywają bezpośrednio na podłożu skalnym lub cienkiej i nieciągłej pokrywie osadów glacygenicznych z przewagą osadów piaszczysto-żwirowych. Gęstość zagłębień wynosi tu zaledwie kilka form na km² (Kołodyńska-Gawrysiak i in. 2015a).

Zagłębienia badane w rejonie Grodziska występują w obrębie wszystkich elementów rzeźby. Najwięcej form można spotkać na terenie poziomów wierzcholinowych, dolin denudacyjnych i stoków. Maksymalna gęstość zagłębień to 2 formy/km² (Wojtanowicz, Józwiakowska 1997) (tab. 1)

Charakterystyka hydrograficzna, wpływ na użytkowanie terenu oraz geo- i bioróżnorodność

Maruszczak (1954) opierając się na szczegółowych obserwacjach terenowych oraz relacjach mieszkańców badanych terenów z początku XX w. przedstawił szczegółową charakterystykę hydrograficzną wymoków. Niezwykle cenne informacje o charakterze historycznym dotyczą opisywanych przez autora zmian stosunków hydrograficznych postępujących od początku minionego stulecia i prowadzących do wysychania wymoków. „Z relacji mieszkańców wielu okolic można się dowiedzieć, że liczne zagłębienia obecnie zaorane i wypełniające się wodą na krótki okres czasu, jeszcze przed 20–30 laty należały do form z wodą stałą, względnie występującą przez znaczną część roku. W zagłębieniach tych pławiło się i topiło bydło, hodowano ryby i pływano łodziami. Proces wysy-

chania postępował stopniowo i w miarę jak zaorywano obszary znajdujące się uprzednio w użytkowaniu leśnym albo pastwiskowym” (Maruszczak 1954, s. 150). Autor dokonuje także klasyfikacji hydrograficznej form, wyróżniając wymoki z wodą stałą, okresową i chwilową, do której odnoszą się późniejsi badacze.

Obserwacje terenowe prowadzone na Płaskowyżu Nałęczowskim pozwoliły na określenie wpływu zagłębień bezodpływowych na użytkowanie terenu, rodzaj prowadzonych upraw, a także skład gatunkowy lasu (Kołodzyńska-Gawrysiak, Chabudziński 2014) (fot. 3, 4). Czarnecki (1969, 2005) zwraca uwagę, że wymoki Wyżyny Sandomierskiej podnoszą geo- i bioróżnorodność obszarów lessowych i przyczyniają się do wyróżnienia w strukturze krajobrazu podtypu uroczysk wymoków. Szczegółową charakterystykę wpływu zagłębień bezodpływowych na geo- i bioróżnorodność Płaskowyżu Nałęczowskiego przedstawili także Kołodzyńska-Gawrysiak i Chabudziński (2014).

Relacje z osadnictwem pradziejowym

Badania prowadzone na Płaskowyżu Nałęczowskim pozwoliły na analizę funkcji zagłębień bezodpływowych w prehistorycznym krajobrazie obszarów lessowych oraz ich wpływu na lokalizację

osadnictwa (Kołodzyńska-Gawrysiak i in. 2013b). Wyniki badań wskazują, że w następstwie wylesień dokonanych w neolicie przez pierwsze społeczności rolnicze, nastąpiły zmiany stosunków wodnych, które spowodowały, że zagłębienia bezodpływowe, pierwotnie bezwodne, zaczęły funkcjonować w krajobrazie jako okresowe zbiorniki wodne. Począwszy od neolitu, zagłębienia bezodpływowe wykorzystywano jako dodatkowe źródło zaopatrzenia w wodę, a w sąsiedztwie większych zagłębień lokalizowano osady (Kołodzyńska-Gawrysiak, Bienia 2010; Kołodzyńska-Gawrysiak 2015) (fot. 5).

Osady wypełniające zagłębienia bezodpływowe i holocenińska ewolucja form

Badania osadów wypełniających trzy zagłębienia bezodpływowe na Wyżynie Lubelskiej przeprowadził Maruszczak (1954), a na Wyżynie Sandomierskiej kilka form w tym zakresie zbadali Czarnecki i Lewartowska-Urbańska (1987) oraz Czarnecki i Solnceva (1992). Rezultatem badań wspomnianych autorów jest charakterystyka gleb kopalnych oraz cech litologicznych, a także wybranych właściwości fizykochemicznych lessów i osadów wypełniających badane formy. Autorzy



fot. R. Kołodzyńska-Gawrysiak, 2017

Fot. 3. Bogactwo gatunkowe zarośli w dnie zagłębienia bezodpływowego na obszarze leśnym, Okrąglica, Płaskowyż Nałęczowski

Species richness of the undergrowth in the bottom of forested closed depression near Okrąglica, Nałęczów Plateau



fol. R. Kołodyńska-Gawrysiak, 2015

Fot. 4. Drzewa i zarośla w zagłębieniach bezodpływowych stanowią enklawy roślinności leśnej kontrastujące z terenami pól uprawnych i podnoszące ich bioróżnorodność, Moszenki, Płaskowyż Nałęczowski

Forest enclaves formed by trees and shrub vegetation growing in closed depressions contrast with arable fields and increase their biodiversity, Moszenki, Nałęczów Plateau



fol. R. Kołodyńska-Gawrysiak, 2011

Fot. 5. Wykopaliska archeologiczne odsłaniające osadę neolityczną w Pliszczynie przy zagłębieniu bezodpływowym

Archaeological excavation exposed a Neolithic settlement in Pliszczyn at the closed depression

zwracają uwagę, że lessy pod dnami zagłębień są głęboko odwapnione. Na Wyżynie Sandomierskiej wykonano profil do głębokości 11,2 m, a na Wyżynie Lubelskiej do 8 m, które były w całości odwapnione. W następstwie przemywania wraz z głębokością zmieniają się cechy osadów wypełniających i lessów, które charakteryzują się mniejszą przepuszczalnością, dużą zwięzłością i wilgotnością w stosunku do obszarów otaczających (Czarnecki, Lewartowska-Urbańska 1987). Ponadto Maruszczak (1954) stwierdza w lessach pod dnami zagłębień ubytek frakcji koloidalnej. Zdaniem Czarneckiego i Lewartowskiej-Urbańskiej (1987) ewolucja zagłębień bezodpływowych polega głównie na ich wypełnianiu przez osady pochodzące z erozji gleb. Proces ten prowadzi do całkowitego zaniku wielu wymoków i postępuje bardzo dynamicznie. Na niektórych obszarach Wyżyny Sandomierskiej prawie 50% form stanowią wymoki niewidoczne w rzeźbie. Maruszczak (1954) stwierdza, że wypełnianie zagłębień produktami erozji gleb stanowi końcowe stadium rozwoju tych form.

Szczegółowego rozpoznania litostratygraficznego wraz z analizą podstawowych właściwości fizykochemicznych sekwencji osadowo-glebowych wypełniających zagłębienie bezodpływowe w okolicach Lublina dokonali Konecka-Betley i Maruszczak (1993). Umożliwiło to autorom

stwierdzenie poligenezy i późnoglacialno-holoceneskiego wieku gleby kopalnej rozwiniętej na lessach *in situ* w obrębie pierwotnego dna zagłębienia. Odtworzono etapy holoceneskiej ewolucji wspomnianej gleby kopalnej. Udokumentowano także dwa etapy (neolityczny i w okresie historycznym) wypełniania zagłębienia osadami koluwalnymi, wiążąc je z rolniczą działalnością człowieka. Etapy wypełniania zagłębienia, autorzy utożsamiają z holoceneską ewolucją badanej formy. Charakterystykę współczesnych i kopalnych gleb w zagłębieniach bezodpływowych opisali także Maruszczak i Uziak (1978).

Szczegółowe badania sekwencji osadowo-glebowych wypełniających łącznie kilkanaście zagłębień bezodpływowych przeprowadzono na Płaskowyżu Nałęczowskim i Grzędzie Horodelskiej. Wykonanie szczegółowych analiz fizykochemicznych, mikromorfologicznych, geochemicznych oraz datowań bezwzględnych pozwoliło określić chronostratyfografię holoceneskich sekwencji osadowo-glebowych wypełniających zagłębienia bezodpływowe. Na podstawie analizy wypełnień udokumentowano, uzależnione od warunków naturalnych oraz działalności człowieka, etapy i uwarunkowania ewolucji badanych form podczas późnego wistulianu i holocenu (Kołodzyńska-Gawrysiak, Bienia 2010; Kołodzyńska-Gawrysiak i in. 2013a, b, 2015b, 2017) (fot. 6).



fot. R. Kołodzyńska-Gawrysiak, 2014

Fot. 6. Sekwencja osadowo-glebowa wypełniająca zagłębienie bezodpływowe w Wojnowie, Grzęda Horodelska
Soil-sediment sequence infilling the closed depression in Wojnowo, Horodło Plateau

Osady wypełniające zagłębienia bezodpływowe Płaskowyżu Nałęczowskiego były także badane w kontekście oceny tempa erozji gleb. Na podstawie objętości osadów koluwalnych wypełniających dwa połączone ze sobą zagłębienia bezodpływowe, Rafalska-Przysucha i Rejman (2015) oszacowali tempo erozji gleb w ciągu ostatnich 185 lat. Szczegółowe rozpoznanie lito-stratygraficzne sekwencji osadowo-glebowych wypełniających cztery wybrane formy umożliwiło ilościowe określenie etapów i tempa erozji gleb w skali całego holocenu, w odniesieniu do innych obszarów lessowych Europy (Kołodyńska-Gawrysiak i in. DOI: 10.1002/esp.4296).

Geneza zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych w Polsce

Szczegółowa analiza koncepcji genetycznych związanych z powstawaniem zagłębień bezodpływowych na obszarach lessowych głównie Europy Wschodniej, na podstawie literatury polskiej i rosyjskiej, zawarta jest w pracy Maruszczaka (1954). Przegląd dotychczasowej wiedzy na temat genezy zagłębień bezodpływowych w obrębie pokryw lessowych Europy wraz z odniesieniami do wybranych obszarów świata przedstawili Kołodyńska-Gawrysiak i Poesen (2017). Badacze zajmujący się problematyką zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych Polski proponują różne hipotezy dotyczące powstania zagłębień bezodpływowych.

Przedstawiona przez Maruszczaka (1954) teoria genezy zagłębień bezodpływowych na obszarach wierzchołków lessowych zakłada, że są to formy naturalne, powstałe w wyniku rozwoju procesów sufozyjnych w obrębie inicjalnych zagłębień w pokrywie lessowej. Inicjalne zagłębienia zostały uformowane w końcowym etapie tworzenia pokryw lessowych wskutek nierównomiernej akumulacji lessu lub deflacji (procesy pierwotne). Procesy sufozji zachodziły w holocenie i miały charakter procesów wtórnych prowadzących do diagenezy i osiadania lessów, a następnie pogłębienia form inicjalnych. Autor sugeruje również możliwość powstawania zagłębień w wyniku obciążenia osadów silnie przesyconych wodą (wyciskanie poziomu kurzawkowego), a wyklucza udział procesów termokrasowych w kształtowaniu tych form. W przypadku zagłębień bezodpływowych występujących w obrębie teras nadzalewowych zakłada dodatkowo udział takich procesów morfogenetycznych jak erozja i akumulacja fluwialna.

Kalniet (1954) sugeruje, że przeważająca liczba zagłębień bezodpływowych położonych w strefie peryglacjalnej ostatniego zlodowacenia jest silnie związana z procesami termokrasowymi, zachodzącymi w warunkach degradacji wieloletniej zmarzliny. Podobne poglądy zaprezentował Wojtanowicz (1997) w odniesieniu do form w rejonie Grodziska. Według tego autora geneza zagłębień bezodpływowych łączy się z procesami termokrasowymi towarzyszącymi degradacji zmarzliny u schyłku plejstocenu. Podkreśla on także rolę lokalnych uwarunkowań hydrogeologicznych, które powodowały gromadzenie się większej niż gdzie indziej ilości wody, która umożliwiła powstanie różnych form lodu gruntowego, a wskutek jego wytapiania – tworzenie zagłębień termokrasowych. Czynnikiem sprzyjającym gromadzeniu się wody mogła być obecność miąższych pokładów gliny zwalowej pod lessami, tworzących warstwę nieprzepuszczalną.

Czarnecki i Lewartowska-Urbańska (1987) podkreślają znaczenie urozmaiconej rzeźby podłoża podlessowego w powstaniu pierwotnych zagłębień bezodpływowych. Twierdzą, że zagłębienia bezodpływowe są odbiciem nierówności podłoża lessów, zbudowanego z plejstocenijskich osadów glacialnych. W holocenie pierwotne zagłębienia były pogłębiane w wyniku rozwoju procesów sufozji (Czarnecki, Lewartowska-Urbańska 1987; Czarnecki 1996).

O zagłębieniach bezodpływowych obszarów lessowych wspomina również Klatkowa (1997), opisując ich zróżnicowanie genetyczne w obrębie różnorodnych pod względem litogenetycznym osadów w centralnej Polsce. Według autorki zagłębienia bezodpływowe obszarów lessowych tworzyły się w wyniku rozwoju sufozji chemicznej i mechanicznej.

Badania prowadzone w ostatnich latach na Płaskowyżu Nałęczowskim pozwoliły na udokumentowanie pod dnami zagłębień bezodpływowych struktur kriogenicznych takich jak: pseudomorfozy po klinach lodowych, struktury szczelinowe, deformacje kriogeniczne (Kołodyńska-Gawrysiak i in. 2017). Obecność tego typu struktur sugeruje, że niektóre zagłębienia bezodpływowe mogły powstawać lub być pogłębiane w wyniku wytapiania różnych form lodu gruntowego – głównie klinów lodowych. Miejscami predysponowanymi do tworzenia się tego typu zagłębień termokrasowych były miejsca krzyżowania się sieci poligonów szczelinowych wypełnionych klinami lodowymi. Ta hipoteza znajduje potwierdzenie w rozkładzie prze-

strzennym zagłębien bezodpływowych (na podstawie danych LIDAR) w zestawieniu z czytelnymi na zdjęciach satelitarnych śladami po kriogenicznych sieciach poligonalnych, dokumentowanych także przez wyniki sondowań elektrooporowych oraz georadarowych (Kołodzyńska-Gawrysiak, materiały niepublikowane). Duże znaczenia dla tworzenia się zagłębien bezodpływowych w warunkach peryglacialnych miały uwarunkowania hydrogeologiczne, które określiły rozkład przestrzenny form (Kołodzyńska-Gawrysiak i in. 2015a). Procesy wytapiania lodu wypełniającego sieci poligonów szczelinowych doprowadziły do powstania zagłębien bezodpływowych udokumentowanych na obszarze równin morenowych Wielkopolski (m.in.: Stankowski 2012). W tym rejonie występowanie różnej generacji sieci poligonów szczelinowych dokumentuje także Ewartowski i in. (2016).

Wśród procesów wpływających na genezę oraz ewolucję zagłębien bezodpływowych obszarów lessowych należy uwzględnić hydrokonsolidację. W warunkach infiltracji wód procesowi temu powszechnie ulegają lessy, ze względu na zawartość węglanów oraz substancji ilastej (Rogers i in. 1994; Smalley i in. 2006; Smalley, Markowicz 2014). Pod wpływem hydrokonsolidacji zachodzą zmiany w mikrostrukturze lessów (np. niszczenie mostków ilastych, zmiany orientacji i upakowania ziaren mineralnych oraz ilości i rozmieszczenia substancji ilastej) prowadzące do ich osiadania. W konsekwencji proces ten może przyczynić się do pogłębienia inicjalnych zagłębien bezodpływowych lub tworzenia nowych form.

Znaczenie zagłębien bezodpływowych oraz kierunki dalszych badań

Dalsze badania genezy zagłębien bezodpływowych mogą mieć istotny wpływ na lepsze poznanie udziału morfogenezy peryglacialnej w kształtowaniu rzeźby obszarów lessowych Europy. Wyraźne różnice dotyczące przyczyn powstawania zagłębien bezodpływowych w obrębie wschodniej i zachodniej części europejskiego pasa lessów mogą sugerować między innymi wpływ uwarunkowań klimatycznych na zróżnicowanie cech zmarzliny oraz warunków jej degradacji podczas późnego vistulianu (Kołodzyńska-Gawrysiak, Poesen 2017).

Zagłębienia bezodpływowe pełnią funkcję lokalnych bezodpływowych basenów sedymentacyjnych, stwarzając wyjątkowe warunki dla zachowania gleb i osadów koluwalnych wraz z zawartym w nich zapisem holocenijskiej ewolucji gleb i krajobrazu, dokonującej się pod wpływem zmian klimatu oraz działalności człowieka.

Są to zatem ważne archiwa przechowujące sedymentologiczny i paleopedologiczny zapis zarówno naturalnych, jak i antropogenicznych procesów oddziałujących w przeszłości. Badanie wypełnień zagłębien bezodpływowych odgrywa ważną rolę w rekonstrukcji zmian krajobrazu, ewolucji gleb oraz użytkowania terenu podczas holocenu, umożliwiając także lepsze poznanie i zrozumienie interakcji człowiek–środowisko.

Tereny lessowe wskutek długotrwałego użytkowania rolniczego oraz podatności na erozję wodną są silnie zagrożone erozją gleb. Liczne badania współczesnej i historycznej erozji gleb są prowadzone na terenie pokryw lessowych Europy (m.in.: Boardman, Poesen (red). 2006; Dreibrodt i in. 2010). Głównym problemem badań nad erozją gleb w przeszłości jest niekompletność sedymentologicznego zapisu będącego podstawą analiz, podczas gdy gromadzące się w zagłębieniach bezodpływowych koluwia nie podlegają odprowadzeniu, dając kompletny zapis sedymentologiczny. Dzięki temu stanowią one dobrą podstawę ilościowej oceny tempa erozji gleb w holocenie dla poszczególnych faz użytkowania terenu i mogą być przesłanką do formułowania prognoz rozwoju erozji gleb w przyszłości.

Osady koluwalne zgromadzone w zagłębieniach bezodpływowych stanowią także naturalne „zbiorniki” węgla organicznego oraz substancji odżywczych, jak również metali ciężkich i innych substancji mineralnych, różnicując tym samym warunki siedliskowe na terenach leśnych oraz użytkowanych rolniczo. Ponadto w obszarach użytkowanych rolniczo zagłębienia bezodpływowe silnie wpływają na zróżnicowanie stosunków wodnych, co w kontekście wysokości plonów może powodować zarówno pozytywne, jak i negatywne skutki (Kołodzyńska-Gawrysiak, Chabudziński 2014). Obecność zagłębien bezodpływowych rzutuje zatem na urodzajność gleb oraz produktywność przestrzeni rolniczej. Potrzebne są dalsze szczegółowe badania wpływu zagłębien bezodpływowych na przestrzenne zróżnicowanie jakości gleb oraz wysokości plonów. Rozwój prac badawczych w tym kierunku może mieć znaczenie dla planowania przestrzennego, rolnictwa i leśnictwa. Wydaje się, że ważnym aspektem badań zagłębien bezodpływowych byłby także kierunek związany z od-

działaniem procesów erozji na obieg węgla organicznego oraz jego wpływ na zmiany środowiska.

Podsumowanie

Analiza stanu dotychczasowych badań dotyczących zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych Polski pozwala na sformułowanie następujących wniosków:

1. Dotychczasowe badania zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych Polski zaoocowały rozpoznaniem: cech morfometrycznych form, prawidłowości dotyczących ich rozmieszczenia w skali regionalnej, wieku i genezy sekwencji osadowo-glebowych wypełniających zagłębienia.

2. Istniejące dotychczas koncepcje genetyczne zakładały, że zagłębienia bezodpływowe powstawały przy udziale takich procesów jak nierównomierna akumulacja lessu, deflacja, wyciskanie poziomów kurzawkowych oraz sufozja.

3. Wyniki nowszych badań przeprowadzonych na Płaskowyżu Nałęczowskim sugerujące termokrasowe pochodzenie niektórych form, skłaniają do ponownego podjęcia dyskusji nad genezą zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych.

4. Badania zagłębień bezodpływowych mogą dostarczyć danych dotyczących: ilościowej oceny tempa erozji gleb, wpływu erozji gleb na obieg węgla, przestrzennego zróżnicowania jakości gleb.

5. Dalsze badania genezy zagłębień bezodpływowych są ważne dla lepszego poznania postglacjalnej morfogenezy obszarów lessowych.

Badania były finansowane ze środków Narodowego Centrum Nauki przeznaczonych na realizację grantu 2012/07/B/ST10/04164, PB-B-12-287-00-13 pt. „Geneza i ewolucja zagłębień bezodpływowych obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej oraz ich znaczenie dla rekonstrukcji postglacjalnej morfogenezy obszarów lessowych”.

Literatura

Boardman J., Poesen J. (red.) 2006. Soil Erosion in Europe. John Wiley&Sons: Chichester.
Czarnecki R. 1969. Z badań krajobrazu fizyczno-geograficznego w dorzeczu Opatówki. *Przegląd Geograficzny* XLI(1): 35-59.

Czarnecki R. 2005. Wyżyna Sandomierska, część wschodnia. Struktura krajobrazu geograficznego. Warszawa: 1-251.
Czarnecki R., Lewartowska-Urbańska M. 1987. Wymoki okolic Sandomierza. *Przegląd Geograficzny* LIX(3): 385-397.
Czarnecki R., Solnceva N.P. 1992. Wymoki okolic Sandomierza (part II.). *Przegląd Geograficzny* LXIII(1-2): 143-149.
Dreibrodt S., Lubos C., Terhorst B., Damm B., Bork H.R. 2010. Historical Soil Erosion by Water in Germany: Scales and Archives, Chronology, Research Perspectives. *Quaternary International* 222: 80-95.
Ewartowski M., Kijowski A., Szuman I., Tomczyk A., Kasprzak L. 2016. Low-altitude remote sensing and GIS-based analysis of cropmarks: classification of past thermal-contraction crack polygons in central western Poland. *Geomorphology* (in press).
Gillijns K., Poesen J., Deckers J. 2005. On the characteristics and origin of closed depression in loess-derived soils in Europe – a case study from central Belgium. *Catena* 60: 43-58.
Hardcastle J. 1908. Notes on the Geology of South Canterbury. Timaru Herald.
Kalniet A. 1954. O oczkach lodowcowych i zagłębieniach bezodpływowych. *Czasopismo Geograficzne* 25: 1-2.
Klatkowa H. 1997. Zagłębienia bezodpływowe w Polsce Środkowej i przydatność analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych. *Acta Universitatis Lodzianis, Folia Geographica Physica* 1: 23-45.
Kołodyńska-Gawrysiak R. 2015. Tło geograficzne. Środowiskowe uwarunkowania lokalizacji osadnictwa. W: T. Chmielewski, E. Mitrus (red.) *Pliszczyn. Eneolityczny kompleks osadniczy na Lubelszczyźnie*. Wydawnictwo i Pracownia Archeologiczna Profil-Archeo: 19-28.
Kołodyńska-Gawrysiak R., Bienia M. 2010. Conditioning and development of the Holocene denudation in regions of multiculture archaeological site in Panieńszczyzna near Lublin. *Prace i Studia Geograficzne* 45: 89-104.
Kołodyńska-Gawrysiak R., Chabudziński Ł. 2012. Morphometric features and distribution of closed depressions on the Nałęczów Plateau (Lublin Upland, SE Poland). *Annales UMCS LXVII* (1): 45-61.
Kołodyńska-Gawrysiak R., Chabudziński Ł. 2014. The types and function of closed depressions in modern loess landscape of Nałęczów Plateau (Lublin Upland, E Poland). *Annales UMCS* 69 (1): 61-77.
Kołodyńska-Gawrysiak R., Poesen J. 2017. Closed depressions in the European loess belt – natural or anthropogenic origin? *Geomorphology* 288:111-128.

- Kołodźńska-Gawrysiak R., Chodorowski J., Mroczek P., Plak A., Kiebała A., Zgłobicki W., Trzciniński J., Standzikowski K. 2017. The impact of natural and anthropogenic processes on the evolution of closed depressions in loess areas. A multi-proxy case study from Nałęczów Plateau, Eastern Poland. *Catena* 149(1): 1-18.
- Kołodźńska-Gawrysiak R., Harasimiuk M., Chabudziński Ł., Jezierski W., Telecka M. 2015a. Geological conditions of the distribution of closed depressions in the Nałęczów Plateau (Lublin Upland, E Poland): are they an origin determinant? *Landform Analysis* 29: 9-18.
- Kołodźńska-Gawrysiak R., Mroczek P., Chabudziński Ł., Harasimiuk M., Chodorowski J., Zgłobicki W., Plak A., Kiebała A. 2015b. Zagłębienia bezodpływowe obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej – rozmieszczenie, cechy morfologiczne i znaczenie dla rekonstrukcji postglacjalnej ewolucji środowiska i działalności człowieka. Kongres Geografów Polskich „Granice Geografii”, 17-21 czerwca 2015 r., Lublin.
- Kołodźńska-Gawrysiak R., Mroczek P., Chodorowski J., Plak A., Kiebała A., Zgłobicki W. 2015c. Human induced landscape evolution in the loess areas of Lublin Upland, E Poland: evidence from pedosedimentary archives in closed depressions. *Zeitschrift für Geomorphologie* 59, SI 2: 155-175.
- Kołodźńska-Gawrysiak R., Mroczek P., Chabudziński Ł. 2013a. Cechy osadów i rozwój sedymentacji w zagłębieniach bezodpływowych obszarów lessowych na przykładzie stanowiska Snopków (Płaskowyż Nałęczowski, E Polska). *Prace i Studia Geograficzne UW* 51: 29-44.
- Kołodźńska-Gawrysiak R., Mroczek P., Chabudziński Ł. 2013b. Closed depressions in the Prehistoric loess landscape and their influence on settlement location in the light of selected examples from the Nałęczów Plateau (Lublin Upland, E Poland). *Archaeologia Polona* 49: 37-54.
- Kołodźńska-Gawrysiak R., Poesen J., Gawrysiak L. 2017. Assessment of long-term Holocene soil erosion rates in Polish loess areas using sedimentary archives from closed depressions. *Earth Surface Processes and Landforms* (DOI: 10.1002/esp.4296).
- Konecka-Betley K., Maruszczak H. 1993. Rozwój holocenijskiej pedogenezy w wymokach obszarów lessowych okolic Lublina. *Roczniki Gleboznawcze* 34(1): 153-163.
- Криштафович Н.И. 1896. Поспетретичныя образования в окрестностях Н. Александрии. Эписки Н. Александрійского Института Сельского Хозяйства и Лесоводства. т. IX, вып. 3: 149-216.
- Криштафович Н.И. 1902. Гидро-геологическое описание территории города Люблина и его окрестностей. Типография Варшавскаго Учебнаго Округа, Варшава.
- Malicki A. 1946. Kras lessowy. The karst phenomena in the beds of loess. *Annales UMCS* 1 (4): 1-155.
- Maruszczak H. 1954. Warteby obszarów lessowych Wyżyny Lubelskiej. *Annales UMCS* 8: 123-237.
- Maruszczak H., Uziak S. 1978. Wpływ mikrorzeźby obszarów lessowych na zróżnicowanie procesów glebotwórczych. *Roczniki Gleboznawcze* 29(3):159-173.
- Norton L.D. 1986. Erosion–sedimentation in a closed drainage basin in Northwest Indiana. *Soil Science Society of American Journal* 50: 209-213.
- Rafalska-Przysucha A., Rejman J. 2015. Assessment of soil erosion in the catchment of two combined closed depressions in the Nałęczów Plateau (Lublin Upland). *Acta Agrophisica* 22(1): 91-101.
- Rogers C.D.F., Dijkstra T.A., Smalley I.J. 1994. Hydroconsolidation and subsidence of loess: Studies from China, Russia, North America and Europe: In memory of Jan Sajgalik. *Engineering Geology* 37: 83-113.
- Smalley I.J., Markovic S.B. 2014. Loessification and hydroconsolidation: There is a connection. *Catena* 117: 94-99.
- Smalley I.J., Mavlyanova N.G., Rakhmatullaev Kh.L., Shermatov M,Sh., Machalet B., O'Hara Dhand K., Jefferson I.F. 2006. The formation of loess deposits in the Tashkent region and parts of Central Asia; and problems with irrigation, hydrocollapse and soil erosion. *Quaternary International* 152-153: 59-69.
- Stankowski W. 2012. Transformation from natural (thermal contraction) to anthropogenic (resource exploitation) depressions in the Krotoszyn-Koźmin-Raszków area (Polish Lowland). *Geologos* 18(1): 43-50.
- Vanwalleghem T., Poesen J., Vitse I., Bork H. R., Dotterweich M., Schmidtchen G., Deckers J., Lang A., Mauz B. 2007. Origin and evolution of closed depression in central Belgium, European loess belt. *Earth Surface Processes and Landforms* 32: 574-586.
- Wojtanowicz J. 1997. Geneza i wiek jeziorok grodziskich. W: M. Łanczont (red.) Seminarium „Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat w okolicy Przemyśla”. Materiały konferencyjne, UMCS: 118.
- Wojtanowicz J., Józwiakowska E. 1997. Jezioroka okolic Grodziska - występowanie, charakterystyka. W: M. Łanczont (red.) Seminarium „Glacja i peryglacja Kotliny Sandomierskiej i Przedgórze Karpat w okolicy Przemyśla”. Materiały konferencyjne, UMCS: 113-117.

Summary

Closed depressions (CDs) are typical geomorphological features of the loess belts in Europe. This paper presents the current state of the research on CDs in the loess belts in Poland and the scope of further research. A review was conducted of several studies describing CDs and discussing their origin and evolution in the loess areas of Poland. These studies have contributed to the identification of a) morphometric features of CDs, b) regularity of the distribution of CDs on the regional scale, c) age and origin of soil-sediment sequences infilling the CDs. Detailed studies of CDs in Poland suggest that CDs are natural landforms: uneven loess deposition, deflation, suffusion, extrusion of strongly saturated layers and thermokarst formation are reported as possible genetic processes. The results of a new study in the Nałęczów Plateau suggest the con-

tribution of thermokarst processes to the morphogenesis of some forms. Therefore, the discussion on the origin and evolution of closed depressions in Poland's loess areas should be reopened. Closed depressions can be used in diverse studies including: a) quantification of soil erosion rates, b) the impact of soil erosion on carbon flux, c) spatial diversity of soil quality. More studies on the genesis and evolution of CDs are needed to improve our understanding of the postglacial morphogenesis of the loess areas in Poland.

This research was financially supported by the National Center of Science Grant 2012/07/B/ST10/04164, PB-B-12-287-00-13: The origin and evolution of closed depressions in the loess areas in the Lublin Upland and their importance for the reconstruction of postglacial morphogenesis of the loess cover.

PRZYDATNOŚĆ ZBIORU DAT RADIOWĘGLOWYCH DO REKONSTRUKCJI ZMIAN W ŚRODOWISKU SCHYLKU VISTULIANU POLSKI ŚRODKOWEJ

Usefulness of a set of radiocarbon dates for the reconstruction of changes in the environment of the Vistulian decline in Central Poland

DANUTA DZIEDUSZYŃSKA*

Zarys treści. W artykule zaprezentowano wykorzystanie zbioru dat radiowęglowych w celu identyfikowania tempa zmian w paleośrodowisku przyrodniczym regionu łódzkiego (Polska Środkowa). Na podstawie 175 datowań z przedziału czasu około 18–11,5 ka cal BP skonstruowana została krzywa rozkładu gęstości prawdopodobieństwa, której fluktuacje odpowiadają chronologii procesów morfogenetycznych. Wydzielono trzy zasadnicze etapy rozwoju w późnovistuliańskiej historii regionu łódzkiego i ustalono wiek ich granic. Potwierdzono początek ocieplenia postglacjalnego na około 18 ka cal BP. Zaproponowany podział chronostratygraficzny został porównany z niezależnymi danymi środowiskowymi – stratygrafią opartą na grenlandzkich rdzeniach lodowych oraz na interdyscyplinarnych badaniach osadów jeziornych. Korelacja zapisów wskazuje na przydatność zastosowanej metody jako pomocniczego narzędzia w rekonstrukcjach paleogeograficznych.

Słowa kluczowe: geochronometria, paleośrodowisko, późny glacjał, chronostratygrafia, region łódzki

Abstract. The article presents the use of a set of radiocarbon dates for the identification of the pace of changes in the natural palaeoenvironment of the Łódź region (Central Poland). Based on 175 dates covering a time interval between 18–11.5 ka cal BP, the probability density function was constructed, the fluctuations of which correspond to the chronology of morphogenetic processes. Three stages in the Late Vistulian history of the Łódź region were distinguished and the age of their boundaries was established. The onset of postglacial warming at ca. 18 ka cal BP has been confirmed. The proposed chronostratigraphic division was compared with independent environmental data – stratigraphy based on Greenland ice cores and interdisciplinary studies of lake sediments. The correlation of records indicates the usefulness of the method as a supplementary tool in palaeogeographical reconstructions.

Key words: geochronometry, palaeoenvironment, Late Glacial, chronostratigraphy, Łódź region

Wprowadzenie

Warunki klimatyczne po ustąpieniu ostatniego lądolodu skandynawskiego cechowały się występowaniem naprzemiennych fal ciepła i chłodu, przy zachowaniu ogólnej tendencji w kierunku ocieplenia. Rekonstrukcje paleośrodowiskowe tego okresu opierają się na analizach typu *multiproxy* sekwencji osadowych z różnych środowisk sedymentacyjnych. Dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych najcenniejsze dane uzyskuje się ze stanowisk, w których zachowane są osady o dużej rozdzielczości, a szczególnie długie, rocznie laminowane sekwencje jeziorne (np. Jezioro Gościąg – Ralska-Jasiewiczowa i in. 1998; Jezioro Czechowskie – Słowiński i in. 2017; Meerfelder Maar – Litt i in. 2001; Rehwise – Neugebauer i in.

2012). Odtwarzanie krótkotrwałych zdarzeń, którymi odznacza się schyłek vistulianu, jest bardziej złożone dla obszarów ekstraglacialnych ostatniego zlodowacenia. Archiwa, na podstawie których dokonuje się tutaj rekonstrukcji przemian biotycznych i abiotycznych elementów środowiska dostosowującego się do globalnych tendencji klimatycznych, pochodzą ze środowisk akumulacji mineralnej oraz akumulacji biogenicznej, które z reguły nie pozwalają na zastosowanie metod chronologii warwowej.

Narzędziem, które w ostatnim czasie stosuje się w rekonstrukcjach jakościowych i czasowych zmienności warunków środowiskowych, są zbiory dat radiowęglowych. Komputerowe systemy do kalibrowania i kompleksowego opracowywania dat (CalPal, OxCal, Calib) wyposażone są

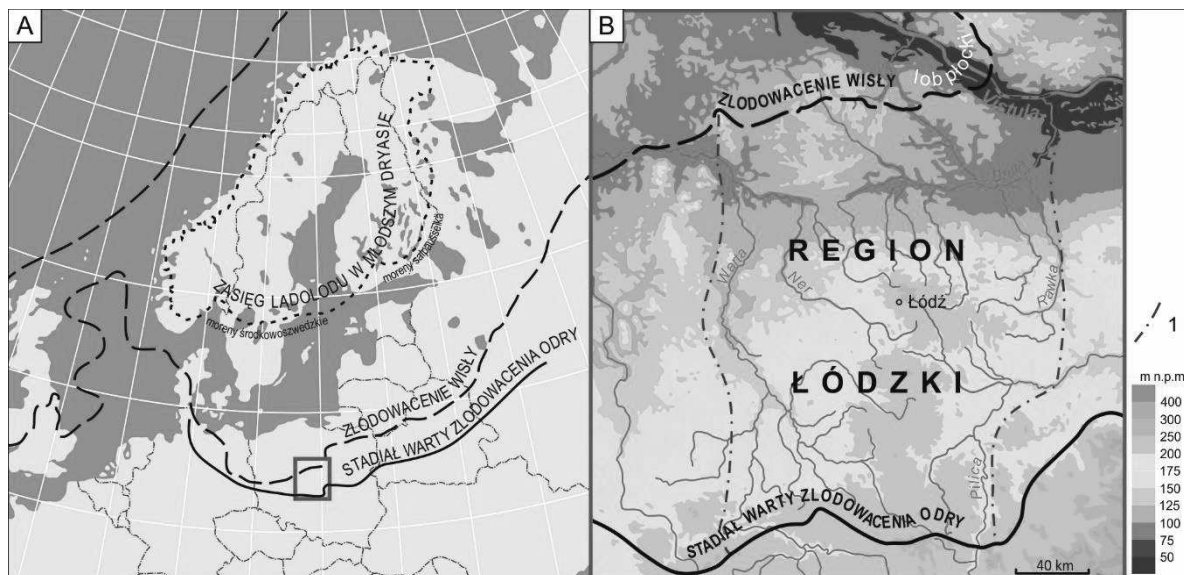
* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: danuta.dzieduszynska@geo.uni.lodz.pl

w dodatkowe opcje ułatwiające interpretację wyników, np. dają możliwość sumowania gęstości rozkładów prawdopodobieństwa pojedynczych dat radiowęglowych. W efekcie powstaje funkcja rozkładu prawdopodobieństwa dla całego zespołu dat, w literaturze oznaczana skrótem PDF (*probability density function*) lub CPDF (*cumulative probability density function*). Coraz częściej pojawiają się publikacje, w których podejmowane są próby powiązania kształtu uzyskanej krzywej ze zmiennością zjawisk badanych przez paleogeografów i archeologów. W badaniach paleogeograficznych ideą interpretacji jest przekonanie, że dla dostatecznie dużego zbioru dat radiowęglowych częstości ich występowania, odzwierciedlone jej wysokimi lub niskimi wartościami, są skutkiem występowania lub braku tych zjawisk, czyli zależą od warunków środowiskowych (np. Geyh 1980; Goździk, Pazdur 1987; Stolk i in. 1994). Wynika to z oczywistego faktu, że w okresach ciepłych powstaje więcej biomasy, w chłodnych mniej, a na obszarach objętych zlodowaceniem lub w warunkach pustyni arktycznej w ogóle brak materiału nadającego się do datowania. Zgodność pików i obniżen na krzywej PDF ze zmianami klimatycznymi (maksima – ciepło, minima – zimno) i z intensywnością zjawisk przyrodniczych została wykorzystana w opracowaniach paleośrodowiskowych m.in. przez: Pazdur, Paz-

dura (1986), Goździka, Pazdura (1987), Michczyńską, Pazdur (2004), Michczyńską i in. (2004, 2008a, b), Michczyńskiego, Michczyńską (2006), Starkla i in. (2013), Gębicę i in. (2015), Dzieduszyńską (w druku).

Obszar badań

Prezentowany artykuł odnosi się do staroglaacialnego wycinka Polski Środkowej określanego i zdefiniowanego przez Turkowską (2006) jako region łódzki. Obszar ograniczony jest doliną środkowej Warty na zachodzie, dolinami Pilicy i Rawki na wschodzie, maksymalnym zasięgiem lądolodu stadiału warty zlodowacenia odry na południu i maksymalnym zasięgiem zlodowacenia wisły na północy (rys. 1). W obszarze regionu, charakteryzującego się złożoną rzeźbą, wyróżnia się mniejsze jednostki morfograficzne, takie jak: Wyżyna Łódzka, Kotlina Szczercowska, Kotlina Sieradzka, Kotlina Kolska, Pradolina Warszawsko-Berlińska, Równina Kutnowska. Największa – Wyżyna Łódzka – zajmuje centralną, a jednocześnie wysoczyznową powierzchnię leżącą pomiędzy 150 a 250 m n.p.m. Jej najbardziej hipsometrycznie urozmaicona część, obejmująca prawostronne dorzecze Bzury, jest znana w literaturze geomorfologicznej jako strefa krawędziowa Wyżyny Łódzkiej.



Rys. 1. Położenie regionu łódzkiego na tle zasięgów wybranych lądolodów (A) oraz hipsometria i granice obszaru (B)

1 – W i E granica regionu

Location of the Łódź region in relation to selected glacial limits (A) and hypsometric features (B)

1 – west and east boundaries of the Łódź region

Rys paleogeograficzny

Obszar regionu łódzkiego był kształtowany podczas stadiału warty kompleksu zlodowaceń środkowopolskich i następnie przemodelowany pod wpływem warunków peryglacjalnych w vistulianie (rys. 1). Schyłek vistulianu, będący okresem przejścia od warunków pustyni arktycznej do holocenu, był czasem dynamicznych przekształceń środowiska dostosowującego się do globalnych zmian klimatycznych oraz uwarunkowań regionalnych związanych z oddziaływaniem zanikającej czasy lodowej. W tym czasie czoło lądolodu zmieniło swoje położenie od maksymalnego zasięgu w lobie płockim do linii moren południowoszwedzkich i moren salpausselkä (rys. 1).

Za początek poprawy warunków środowiska w trakcie ostatnich kilku tysięcy lat vistulianu przyjmuje się tzw. fazę kamion – ocieplenie udokumentowane przez Manikowską (1985), w osadach terasy wysokiej Wisły koło Wyszogrodu. Wahania klimatyczne tego okresu wyrażone są w postaci trzech ochłodzeń: najstarszy dryas, starszy dryas i młodszy dryas, oraz dwu faz ciepłych: bølling i allerød. W licznych stanowiskach udokumentowano intensyfikację procesów fluwialnych, eolicznych i stokowych (Klatkova 1984; Manikowska 1985, 1995; Turkowska 1988; 2006; Dzieduszyńska 2011; Dzieduszyńska i in. 2014; Roman i in. 2014; Petera-Zganiacz i in. 2015). Wiedzę o reakcji paleośrodowiska na niestabilność klimatyczną uzupełniają torfowiska, stanowiące bogate archiwa akumulacji biogenicznej (Forysiak 2012).

Cel, materiały i metody

Celem artykułu jest wskazanie, na przykładzie regionu łódzkiego, możliwości wykorzystania metody analizy dużych zbiorów dat radiowęglowych w rekonstrukcjach późnovistulianskiej zmienności środowiskowej. Do zastosowania statystycznego podejścia w badaniach paleogeograficznych skłonił autorkę fakt nieprecyzyjnego określania w literaturze regionalnej granic chronostratygraficznych poszczególnych ciepłych i zimnych faz ostatnich kilku tysięcy lat vistulianu, a co za tym idzie czasu ich trwania, dla obszaru, który posiada dobrze udokumentowane zdarzenia środowiskowe. Postanowiono sprawdzić, w jakim stopniu metodycznie przydatne jest użycie do takiej analizy zbioru składającego się z dat radiowęglowych, pozyskanych

z próbek pochodzących ze wszystkich środowisk sedimentacyjnych badanego obszaru.

Zbiór, który posłużył do konstrukcji funkcji rozkładu prawdopodobieństwa, jest zbiorem danych losowych. Składa się ze 175 datowań próbek geologicznych z 55 stanowisk regionu łódzkiego, odznaczających się zgodnością z pozycją stratygraficzną (por. Dzieduszyńska w druku, tamże rys. 1 i tab. 1). Baza danych obejmuje daty zawierające się w przedziale pomiędzy $14,85 \pm 0,25$ ka ^{14}C BP (18,64–17,5 ka cal BP; prob. 95%; Lod 309) a $9,78 \pm 0,11$ ka ^{14}C BP (11,6–10,76 ka cal BP; prob. 95%; MKL 1077). Liczebność próbek w poszczególnych rodzajach osadów prezentuje tab. 1. W tab. 2 przedstawiono rozkład zebranych dat radiowęglowych (przed kalibracją) w poszczególnych interwałach czasowych, z pominięciem wartości niepewności. Ponieważ daty uzyskiwano w ciągu kilkudziesięciu lat i w różnych laboratoriach (Łódź, Skąta, Poznań, Gliwice, Groningen), niektóre z nich są obciążone niepewnością pomiarową rzędu kilkudziesięciu (min. 50 lat) a inne kilkuset lat (maks. 585 lat), przy czym wielkość przedziału niepewności nie zależy od wieku próbki.

Tabela 1

Rozkład datowań ^{14}C w poszczególnych rodzajach osadów organicznych

Distribution of ^{14}C dates in organic material

Datowany materiał <i>Dated material</i>	Liczba próbek <i>Number of samples</i>	%
Muł organiczny	42	25
Torf	40	24
Gytia	39	20
Drewno	19	11
Gleba kopalna	18	10
Makroszczałki roślinne	11	6,5
Węgle drzewne	6	3,5

Tabela 2

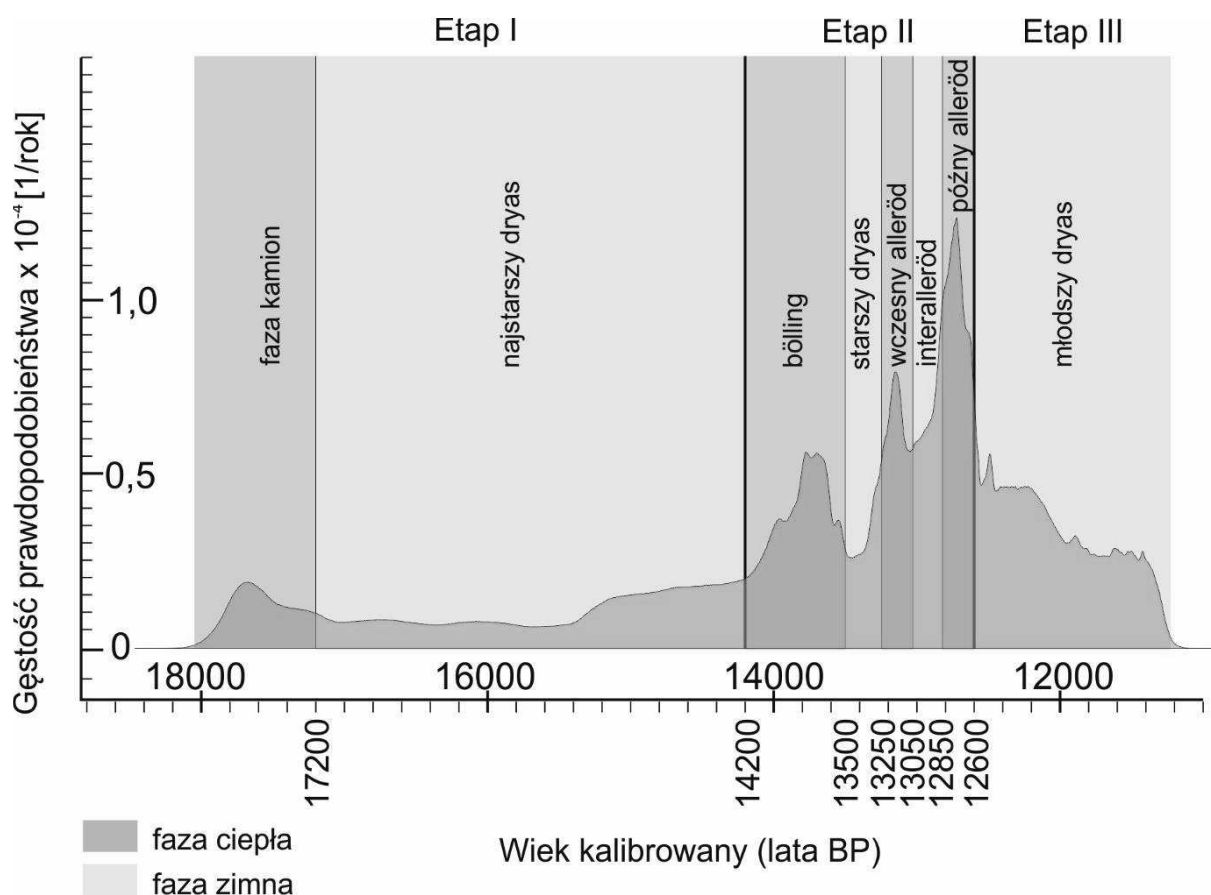
Rozkład datowań ^{14}C w przedziałach czasowych

Distribution of ^{14}C dates in time intervals

Interwał czasowy [lata konw. BP] <i>Time interval</i> [conv. years BP]	Liczba dat radiowęglowych <i>Number of radiocarbon dates</i>	%
> 10 000	7	4,0
10 000 – 11 000	72	41
11 000 – 12 000	48	28
12 000 – 13 000	27	15
13 000 – 14 000	10	5,7
< 14 000	11	6,3

Przeanalizowana została krzywa rozkładu gęstości prawdopodobieństwa (PDF) skonstruowana na podstawie zebranych danych (rys. 2). Dany ^{14}C poddano kalibracji przy użyciu programu OxCal v. 4.2.4 (Bronk Ramsey 2009), dostępnego poprzez stronę internetową <https://c14.arch.ox.ac.uk/oxcal/Oxcal.html>, oraz krzywej kalibracyjnej IntCal 13 (Reimer i in. 2013). Procedura badawcza polegała na rozmieszczeniu rozkładów gęstości pojedynczych dat na osi czasu i ich zsumowaniu. Kształt krzywej rozkładu gęstości prawdopodobieństwa zależy od (1) kształtu krzywej kalibracyjnej, przy pomocy której przeprowadza się zamianę dat konwencjonalnych na lata kalendarzowe; w krzywej konstruowanej na podstawie pomiarów ^{14}C obiektów posiadających własną skalę wieku kalendarzowego pośrednio zarejestrowane są globalne zmiany klimatu oraz (2) metodologii opróbowywania preferującej pobieranie materiału do analiz chronometrycznych w miejscach

zmian sedymentacyjnych, co pozwala na interpretowanie związków maksimów i minimów rozkładu gęstości z intensywnością zmian w środowisku (Michczyński, Michczyńska 2006; Michczyńska i in. 2008a, b). Fluktuacje funkcji rozkładu gęstości prawdopodobieństwa korelują się tym samym z chronologią procesów morfogenetycznych, znaną z rekonstrukcji paleogeograficznych regionu (Dzieduszyńska w druku). Interpretację oparto na danych o procesach morfogenetycznych schyłku wistulianu, charakterystycznych przede wszystkim dla zimnych interwałów (m.in: Dylkowa 1967; Manikowska 1985, 1995; Turkowska 1988, 1995; Klatkova 1984, 1989; Goździk 1995; Turkowska i in. 2004; Dzieduszyńska 2011; Forsyś 2012; Petera-Zganiacz, Dzieduszyńska 2017), oraz dotyczących jakościowych i ilościowych wniosków z badań *multiproxy* osadów biogenicznych (Wasylkowa 1964; Forsyś 2012; Dzieduszyńska, Forsyś 2013, 2015).



Rys. 2. Krzywa rozkładu gęstości prawdopodobieństwa (PDF) dla datowań z regionu łódzkiego z zaznaczonymi granicami stratygraficznymi (za Dzieduszyńską w druku, zmienione)

Probability density function (PDF) for the datings from the Łódź region with the proposed stratigraphic boundaries (after Dzieduszyńska in press, changed)

Cechy rozkładu gęstości prawdopodobieństwa

Przedział czasowy objęty analizą charakteryzował się występowaniem okresów chłodu, niesprzyjających zachowaniu szczątków organicznych nadających się do datowania radiowęglowego, naprzemiennie z ociepleniami, korzystnymi dla gromadzenia materii organicznej. Niemniej jednak skonstruowana krzywa PDF dla 175 dat ^{14}C dla okresu 18–11,5 ka cal BP z regionu łódzkiego jest ciągła (rys. 2), co wynika z ogólnego trendu w kierunku ocieplenia i obecności w osadach chłodnych interwałów materiału, który dał możliwość datowania oraz z ząbienia się wartości niepewności pomiarowych dat.

Pierwsze zgrupowanie dat, wskazujące na poprawę warunków klimatycznych po fazie panowania środowiska pustyni arktycznej na przedpolu ostatniego lądolodu i pojawienie się osadów organicznych na obszarze badań, przypada na okres od 18 ka cal BP do 17,2 ka cal BP. W okresie pomiędzy 17,2 ka cal BP a 15,3 ka cal BP wartości PDF są niższe, bez lokalnych ekstremów, oparte na niewielkiej liczbie datowań (daty starsze od 13 ka BP w tab. 2). Po 15,3 ka cal BP krzywa rośnie, najpierw jednostajnie do około 14,2 ka cal BP, następnie jej przebieg jest bardziej zróżnicowany, z gwałtownymi wzrostami i spadkami. Przedział pomiędzy 14,2 ka cal BP a 12,6 ka cal BP charakteryzują trzy wyraźne wąskie piki, z maksimum około 13,7 ka cal BP, 13,1 ka cal BP i 12,7 ka cal BP. W powtarzających się wzrostach i spadkach PDF odnotowane są nagłe zmiany warunków klimatycznych. Ugięcia (ochłodzenia) w obrębie tego przedziału nie są fragmentami drastycznego obniżenia się krzywej rozkładu gęstości prawdopodobieństwa i każde kolejne wykazują coraz to większe wartości. Po 12,6 ka cal BP zanotowany jest nagły spadek i następnie powolne jednostajne obniżanie przebiegu funkcji, z minimalnymi lokalnymi załamaniem, przy stosunkowo wysokich wartościach funkcji PDF, pochodzących od dużej liczby datowań (daty młodsze od 11 ka BP w tab. 2).

Biorąc pod uwagę przebieg krzywej rozkładu gęstości prawdopodobieństwa, zaproponowano wydzielenie 3 zasadniczych etapów w późnowistuliańskiej historii regionu łódzkiego (Dzieduszyńska w druku). Podjęto próbę ustalenia wieku granic chronostratigraficznych (rys. 2), mając na uwadze fakt, że niezależnie od stoso-

wanych metod badawczych brak jest jednoznacznych kryteriów określających granice jednostek stratygraficznych, które pozostają umowne. Etap I – od 18 ka cal BP do 14,2 ka cal BP, jest dwudzielny. Część starszą skorelowano z poprawą warunków środowiskowych tzw. fazy kamion (za Manikowską 1985), określaną także ogólnie jako ocieplenie poprzedzające najstarszy dryas (*pre-Oldest Dryas* za Dzieduszyńską, Forysiakiem 2015), mieszczącą się pomiędzy 18 ka cal BP a 17,2 ka cal BP. Część młodsza obejmuje najstarszy dryas z granicami wyznaczonymi na 17,2 ka cal BP i 14,2 ka cal BP. Etap II, od 14,2 ka cal BP do 12,6 ka cal BP, połączono z późnoglacialnym kompleksem bølling-allerød. Urozmaicony przebieg PDF ma wyraz w dopasowaniu poszczególnych odcinków z: bøllingiem (14,2–13,5 ka cal BP), starszym dryasem (13,5–13,25 ka cal BP), wczesnym allerødem (13,25–13,05 ka cal BP), oscylacją interallerødzką (13,05–12,85 ka cal BP), późnym allerødem (12,85–12,6 ka cal BP). Etap III rozpoczyna się najczytelniej wyrażonym spadkiem PDF na 12,6 ka cal BP i przypada na młodszy dryas.

Zapis tempa zmian środowiska przyrodniczego w przebiegu krzywej rozkładu gęstości prawdopodobieństwa dat ^{14}C

Naprzemiennie okresy zimne i ciepłe schyłku wistulianu charakteryzujące przejście pomiędzy dziedziną peryglacialną a umiarkowanymi warunkami klimatycznymi holocenu, z właściwymi dla siebie procesami morfogenetycznymi i biogenicznymi, zostały dla analizowanego terenu opisywane w wielu pracach (por. Dzieduszyńska 2013). Urozmaicenie krzywej gęstości prawdopodobieństwa dat radiowęglowych można uznać za potwierdzenie zróżnicowania warunków środowiska regionu (Dzieduszyńska w druku). Dotychczasowa chronostratygrafia regionu (Manikowska 1995) oparta była na badaniach aktywności w środowisku eolicznym i wynikach datowania radiowęglowego obecnych w tym środowisku gleb kopalnych. W kontekście wzrastającej liczby danych z grenlandzkich archiwów lodowych (*event stratigraphy*) oraz laminowanych osadów jeziornych coraz częściej pojawia się pytanie o faktyczny, wyrażony w skali lat kalendarzowych, czas trwania poszczególnych faz analizowanego okresu.

Zmiana warunków klimatycznych w kierunku ocieplenia zaznaczyła się na badanym

obszarze około 18 ka cal BP i trwała 400–1000 lat (rys. 2). Początek ocieplenia potwierdza również niewielki pik na krzywej rozkładu gęstości prawdopodobieństwa dla osadów okresu 50–10 ka cal BP z Bełchatowa, lokując początek tego etapu około tysiąc lat wcześniej, na około 19 ka cal BP (Wieczorek i in. 2017). Wówczas pojawiają się też ciepłolubne gatunki Cladocera i Chironomidae w archiwach torfowych (Płóciennik i in. 2011; por. Dzieduszyńska, Forsyśiak 2015). Obie daty są generalnie w zgodzie z początkiem wycofywania się czoła lądolodu vistuliańskiego z lobu płockiego datowanym na 18,7 ka (Roman i in. 2014). W paleogeografii regionu łódzkiego ocieplenie 18 ka cal BP wiąże się ze stabilizacją warunków w środowisku fluwialnym, a następnie zapoczątkowaniem fazy silnej erozji (Turkowska 1988, 2006; Petera-Zganiacz i in. 2015).

Pozycja stratygraficzna ochłodzenia najstarszego dryasu, jako poprzedzającego wyraźne późnoglacialne ocieplenie *bølling-allerød*, jest w paleogeografii regionu łódzkiego ustalona. Wiązane są z nim procesy fluwialno-eoliczne rozpoznane w stanowisku Kamion koło Wyszogrodu na terasie Wisły (Cichosz-Kostecka i in. 1991), które miały miejsce przed formowaniem inicjalnych pokryw piasków eolicznych (Manikowska 1985, 1995). Przebieg PDF wskazuje, że najstarszy dryas trwał około 3000 lat (rys. 2). Taka sama długość najstarszego dryasu została ustalona w profilu Gerzensee w Szwajcarii na podstawie badań *multiproxy* osadów jeziornych (van Raden i in. 2013). Słabe rozpoznanie tego okresu powoduje, że bywa on niewyróżniany albo różnie lokowany w podziałach stratygraficznych (por. de Klerk 2004).

Wyraźne w przebiegu funkcji PDF ocieplenie charakteryzujące etap II koreluje się z chronozoną *bølling-allerød* i jednostką GI-1 (Greenland Interstadial 1), którego początek zaznaczył się gwałtowną zwyżką zawartości izotopu tlenu ^{18}O (van Raden i in. 2013; Rasmussen i in. 2014). Nagła zmiana warunków widoczna jest również w przebiegu rozkładu prawdopodobieństwa (rys. 2). Styl dużej niestabilności środowiska cechuje cały etap, w którym dominowały okresy cieplejsze. Pierwszy z nich, *bølling*, trwał około 700 lat, wtedy na teren regionu wkroczyły formacje leśne z luźnym lasem brzoźowym i uaktywniło się środowisko pedogenetyczne (Manikowska 1985, 1995; Dzieduszyńska, Forsyśiak 2015). Następnym 250-letnim okresem, zsynchronizowanym ze starszym dryasem, jest z punktu widzenia procesów morfogenetycznych najbardziej spektakularny, ze względu na główną fazę

rozwoju wydm śródlądowych (Dylikowa 1967; Manikowska 1985, 1995). Ocieplenie *allerød* występujące przez około 650 lat, czyli podobnie jak *bølling*, przyczyniło się do rozwoju zwartej szaty roślinnej i procesów glebowych (Manikowska 1985, 1995; Dzieduszyńska, Forsyśiak 2015). Na podstawie analizy rozkładu gęstości prawdopodobieństwa widoczna jest niejednorodność tego ocieplenia, która pozwoliła na wydzielenie chłodnego wahnięcia o długości ok. 200 lat, będącego odpowiednikiem oscylacji Gerzensee rozpoznanej w szwajcarskich stanowiskach osadów jeziornych (Lotter i in. 2000) i zaburzenia krzywej tlenowej w rdzeniach grenlandzkich GI-1b (*event stratigraphy*; Rasmussen i in. 2014). Brak dowodów na reakcję abiotycznych komponentów środowiska na obszarze badań powoduje, że ochłodzenie to nie jest uwzględniane w regionalnych rekonstrukcjach paleogeograficznych. Przesłankę rozluźnienia szaty roślinnej i aktywacji procesów eolicznych może stanowić obecność cienkich przewarstwień piaszczystych w obrębie pedolitu *allerød*skiego (Manikowska 1985). Spadek temperatury o 2°C pomiędzy 13,13 a 12,81 ka cal BP w regionie łódzkim, a więc czasowo podobnie jak w przebiegu analizowanej funkcji, był sygnalizowany ze stanowiska Żabieniec na podstawie analizy zmian frekwencji subfosalnych Chironomidae (Płóciennik i in. 2011; por. Dzieduszyńska, Forsyśiak 2015).

Przejście od *allerød* do młodszego dryasu około 12,6 ka cal BP (etap III) dokonało się w regionie łódzkim tak samo gwałtowne, jak wskazują zapisy o wysokiej rozdzielczości czasowej, dla których szacuje się spadek średnich temperatur powietrza o kilka stopni Celsjusza w ciągu kilkudziesięciu lat (np. Alley 2000; Litt i in. 2001). Przebieg krzywej PDF (rys. 2) nie odzwierciedla dostatecznie skali ochłodzenia ani zróżnicowania klimatycznego i nasilonej aktywności morfogenetycznej podczas trwania młodszego dryasu, wskazywanych w rekonstrukcjach paleogeograficznych (Wasylikowa 1999; Turkowska 2006; Dzieduszyńska 2011; Forsyśiak 2012; Dzieduszyńska i in. 2014; Dzieduszyńska, Forsyśiak 2015; Petera-Zganiacz i in. 2015). Za główną przyczynę uznano nadreprezentację w zbiorze datowań z jednego stanowiska (próbki drewna *in situ* ze stanowiska Koźmin Las – Dzieduszyńska i in. 2014) oraz cechy przebiegu krzywej kalibracyjnej (*plateau*) w przedziale 11–10 ka ^{14}C BP (por. Dzieduszyńska w druku).

Podsumowanie i wnioski

Zaproponowane granice chronostratygraficzne okresu schyłku vistulianu w regionie łódzkim zestawiono z danymi dla wybranych kluczowych stanowisk późnoglacialnych Europy, ze stratyografią opartą na przebiegu izotopów tlenu z grenlandzkich rdzeni lodowych oraz na tempie deglacjacji ostatniego lądolodu skandynawskiego (tab. 3). Rozbieżności w długości poszczególnych okresów oraz datowaniu ich granic wydają się zjawiskiem oczywistym. Pro-

blemy z korelacją chronostratygraficzną jednostek w opisywanym czasie są często dyskutowane w literaturze. Zasadniczo wynikają ze zróżnicowanego tempa reakcji środowisk na zmiany klimatyczne, a ponadto z nieścisłości terminologicznych i interpretacyjnych (Walanus, Nalepka 2010; de Klerk 2004; Brauer i in. 2014; Rasmussen i in. 2014). Niemniej jednak czas trwania poszczególnych okresów, wykazany na podstawie analizy zbioru dat radiowęglowych i geoarchiwów, w których można dokonać analizy *high resolution*, jest porównywalny (tab. 3).

Tabela 3

Chronostratygrafia regionu łódzkiego na tle wybranych podziałów
Chronostratigraphy of the Łódź region against some stratigraphic divisions

Deglacjacja lądolodu skandynawskiego (Rinterknecht i in. 2006)	Eifelmaar Region, N Niemcy (Litt i in. 2001)	Jezioro Gerzensee, Szwajcaria (van Raden i in. 2013)	Rdzenie grenlandzkie (Rasmussen i in. 2014)	Polska Środkowa
[lata cal BP]	laminowane osady jeziorne (<i>multiproxy</i>)	osady jeziorne (zapis $\delta^{18}\text{O}$)	<i>event stratigraphy</i>	rozkład gęstości prawdopodobieństwa dat radiowęglowych
<i>Deglaciation of Scandinavian ice-sheet (Rinterknecht et al. 2006)</i>	[lata cal BP]	[lata cal BP]	[lata cal BP]	[lata cal BP]
[cal years BP]	<i>Eifelmaar Region, N Germany (Litt et al. 2001)</i>	<i>Gerzensee Lake, Switzerland (van Raden et al. 2013)</i>	<i>Greenland record (Rasmussen et al. 2014)</i>	Central Poland
	<i>laminated lake sediments (multiproxy)</i>	<i>lake sediments ($\delta^{18}\text{O}$ record)</i>	<i>event stratigraphy</i>	distribution of probability density function [cal years BP]
	[cal years BP]	[cal years BP]	[cal years BP]	
Younger Dryas 12 500 →	Younger Dryas 12 680 – 11 590	Younger Dryas 12 872 →	GS – 1 12 850 – 11 650	młodszy dryas 12 600 →
Allerød – Bølling 14 600 – 12 500	Late Allerød	Late Allerød 12 989 – 12 872	GI – 1a 13 050 – 12 850	późny allerød 12 850 – 12 600
	Gerzensee Oscillation	Gerzensee Oscillation 13 274 – 12 989	GI – 1b 13 300 – 13 050	oscylacja interallerødzka 13 050 – 12 850
	Early Allerød	Allerød 13 908 – 13 274	GI – 1c 13 950 – 13 300	wczesny allerød 13 250 – 13 050
	Older Dryas 13 540 – 13 350			
	Bølling 13 670 – 13 540			
	Oldest Dryas 13 800 – 13 670	Aegelsee Oscillation 14 044 – 13 908	GI – 1d 14 050 – 13 950	starszy dryas 13 500 – 13 250
Meiendorf 14 450 – 13 800	Bølling 14 686 – 14 044	GI – 1e 14 550 – 14 050	bølling 14 200 – 13 500	
Oldest Dryas 17 500 – 16 500	Pleniglacial	Oldest Dryas <14 686	GS – 2.1a 17 500 – 14 550	najstarszy dryas 17 200 – 14 200
			GS – 2.1b <17 500	faza kamion <17 200

Możliwości interpretacyjne metody PDF sporządzonej dla zbioru dat ^{14}C ze wszystkich środowisk sedymentacyjnych łącznie (tab. 1) ograniczają natomiast jej przydatność do wnioskowania o aktywności poszczególnych środowisk, w szczególności geosystemu rzeczno-ego. Wynika to z faktu, że czas odpowiedzi systemów rzecznych na globalne zmiany klimatyczne jest opóźniony i kilkusetletnie okresy o przeciwnych tendencjach, którymi charakteryzował się schyłek wistulianu, nie są wystarczające do transformacji układu koryta oraz ustabilizowania bilansu erozja/akumulacja. W przypadku regionu łódzkiego, na przestrzeni analizowanego czasu zmiany w dolinach pozostawały pod wpływem pozaklimatycznych warunków lokalnych (Turkowska 1988, 2006; Turkowska, Dzieduszyńska 2011). Maksyma krzywej skonstruowanej na podstawie dat radiowęglowych z dolin rzecznych były jedną ze zmiennych wykorzystanych do rekonstrukcji warunków depozycji w dolinach rzecznych w wistulianie i holocenie przez m.in. Michczyńską i in. 2008a, Starkla i in. 2013, Gębicę i in. 2015, Wieczorka i in. 2017.

Analiza krzywej rozkładu prawdopodobieństwa i kontekst paleogeograficzny omawianego okresu skłaniają do sformułowania następujących wniosków:

- Kształt krzywej rozkładu gęstości prawdopodobieństwa dla regionu łódzkiego odzwierciedla specyfikę diskutowanego okresu, taką jak nieliniowy charakter ocieplenia u schyłku wistulianu oraz dużą dynamikę okresu późnoglacialnego. Zidentyfikowane zmiany regionalne są zgodne z globalnymi tendencjami paleoklimatycznymi i paleośrodowiskowymi.

- Zgrupowania dat radiowęglowych potwierdziły hipotezę o początku ocieplenia i akumulacji materii organicznej około 18 ka cal BP.

- W kontekście czasowej oceny efektywności procesów morfogenetycznych, do istotnych rezultatów przeprowadzonych badań należy określenie długości późnowistuliańskich jednostek zimnych, przede wszystkim najstarszego dryasu. Najstarszy dryas, który zajął niemalże połowę analizowanego przedziału czasu, jest na obecnym etapie rozpoznania geomorfologicznej historii regionu łódzkiego okresem słabo udokumentowanym i powinien stać się przedmiotem szczegółowych studiów.

- Potwierdzony został krótki okres głównej fazy rozwoju wydmy w starszym dryasie. Przebieg krzywej PDF dostarczył regionalnego świadectwa istnienia ochłodzenia śródalleródzkiego, co także musi zostać zweryfikowane

w toku potencjalnych interdyscyplinarnych badań paleośrodowiskowych.

- Przedstawiony w artykule sposób interpretacji wyników datowań radiowęglowych wskazuje na przydatność narzędzi statystycznych w chronostratygrafii. Odpowiednio liczny i zweryfikowany zbiór dat radiowęglowych określa czas trwania etapów i zdarzeń paleośrodowiskowych w skali całego analizowanego obszaru. W rekonstrukcjach paleogeograficznych kształt krzywej rozkładu gęstości prawdopodobieństwa może być narzędziem pomocniczym, szczególnie dla obszarów staroglacjalnych, gdzie brak osadów o zachowanej rocznej laminacji ogranicza możliwości precyzyjnych podziałów stratygraficznych.

Podziękowania

Autorka dziękuje Recenzentom, profesorowi Adamowi Walanusowi i doktorowi Tomaszowi Karasiewiczowi, za wszelkie uwagi i sugestie, które przyczyniły się do powstania ostatecznej wersji artykułu.

Literatura

- Alley R.B. 2000. The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews* 19: 213-226.
- Brauer A., Hajdas I., Blockley S.P.E., Bronk Ramsey Ch., Christl M., Ivy-Ochs S., Moseley G.E., Nowaczyk N.N., Rasmussen S.O., Roberts H.M., Spötl Ch., Staff R.A., Svensson A. 2014. The importance of independent chronology in integrating records of past climate change for the 60-8 ka INTIMATE time interval. *Quaternary Science Reviews* 106: 47-66.
- Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51,1: 337-360.
- Cichosz-Kostecka A., Mycielska-Dowgiałło E., Manikowska B. 1991. Late Glacial aeolian processes in the light of sediment analysis from Kamion profile near Wyszogród. *Zeitschrift für Geomorphologie, Suppl.-Bd.* 90: 45-50.
- de Klerk P. 2004. Confusing concepts in Lateglacial stratigraphy and geochronology: origin, consequences, conclusions (with special emphasis on the type locality Bøllingø). *Review of Palaeobotany and Palynology* 129(4): 265-298.
- Dylikowa A. 1967. Wydmy śródlądowe i ich znaczenie dla stratygrafii schyłkowego plejstocenu. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 353-371.
- Dzieduszyńska D. 2011. Ochłodzenie młodszego dryasu i jego efekty morfogenetyczne w regionie łódzkim. *Acta Geographica Lodziensia* 98: 1-104.

- Dzieduszyńska D. 2013. Stan wiedzy o późnym vistulianie w regionie łódzkim. *Acta Geographica Lodziensia* 101: 25-36.
- Dzieduszyńska D.A. w druku. Timing of environmental changes of the Weichselian decline (18.0-11.5 ka cal BP) using frequency distribution of ¹⁴C dates for the Łódź region, Central Poland. *Quaternary International* (2017), <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.012>.
- Dzieduszyńska D., Forsyś J. 2013. Sygnały zmian klimatycznych późnego vistulianu w archiwach biogenicznych region łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 101: 37-48.
- Dzieduszyńska D., Forsyś J. 2015. Late Glacial organic sediments in palaeogeographical reconstructions (cases from the Łódź region). *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 8: 47-57.
- Dzieduszyńska D.A., Kittel P., Petera-Zganiacz J., Brooks S.J., Korzeń K., Krąpiec M., Pawłowski D., Płaza D.K., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Twardy J. 2014. Environmental influence on forest development and decline in the Warta River valley (Central Poland) during the Late Weichselian. *Quaternary International* 324: 99-114.
- Forsyś J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 99: 1-164.
- Geyh M.A. 1980. Holocene sea-level history: case study of the statistical evaluation of ¹⁴C dates. *Radiocarbon* 22,3: 695-704.
- Gębica P., Michczyńska D.J., Starkel L. 2015. Fluvial history of the Sub-Carpatian Basins (Poland) during the last cold stage (60-8 ka cal BP). *Quaternary International* 388: 119-141.
- Goździk J. 1995. A permafrost evolution and its impact on some depositional conditions between 20 and 10 ka in Poland. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 53-72.
- Goździk J., Pazdur M.F. 1987. Frequency distribution of ¹⁴C dates from Poland in the time interval 12-15 kyr BP and its paleogeographical implications. *Geochronometria* 1: 27-42.
- Klatkowska H. 1984. Osady depozycji naśnieżnej późnego vistulianu. *Acta Geographica Lodziensia* 50: 51-72.
- Klatkowska H. 1989. Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 59: 61-74.
- Litt T., Brauer A., Goslar T., Merkt J., Bałaga K., Müller H., Ralska-Jasiewiczowa M., Stebich M., Nagendank J.F.W. 2001 Correlation and synchronisation of Lateglacial continental sequences in northern central Europe based on annually laminated lacustrine sediments. *Quaternary Science Review* 20: 1233-1249.
- Lotter A.F., Birks H.J.B., Eicher U., Hofmann W., Schwander J., Wick L. 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159: 349-361.
- Manikowska B. 1985. O glebach kopalnych, stratygrafii i litologii wydmy Polski środkowej. *Acta Geographica Lodziensia* 52: 1-137.
- Manikowska B. 1995. Aeolian differentiation in the area of Poland during the period 20-8 BP. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 125-164.
- Michczyńska D.J., Pazdur A. 2004. A shape analysis of cumulative probability density function of radiocarbon dates set in the study of climate change in Late Glacial and Holocene. *Radiocarbon* 46,2: 733-744.
- Michczyńska D.J., Michczyński A., Pazdur A., Rotnicki K. 2004. Statistical analysis of radiocarbon dates as a tool for reconstruction of the environmental changes. *Polish Geological Institute Special Papers* 11: 109-112.
- Michczyńska D.J., Michczyński A., Pazdur A., Starkel L. 2008a. Możliwości rekonstrukcji zdarzeń ekstremalnych na podstawie dużych zbiorów dat ¹⁴C. *Landform Analysis* 8: 53-55.
- Michczyńska D.J., Michczyński A., Pazdur A., Starkel L. 2008b. Kalendarzowe wartości granic chronostratygraficznych dla terenu Polski oszacowane na podstawie dużych zbiorów dat ¹⁴C. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU*, VI: 163-171.
- Michczyński A., Michczyńska D.J. 2006. The effect of pds peaks' height increase during calibration of radiocarbon date sets. *Geochronometria* 25: 1-4.
- Neugebauer I., Brauer A., Dräger N., Dulski P., Wulf S., Plessen B., Mingram J., Herzschuh U., Brande A. 2012. A Younger Dryas varve chronology from the Rehwiess palaeolake record in NE-Germany. *Quaternary Science Reviews* 39: 91-102.
- Pazdur A., Pazdur M.F. 1986. Radiocarbon chronology of the Late Glacial period in Poland. *Acta Interdisciplinaria Archaeologica* IV: 61-71.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A. 2017. Palaeoenvironmental Proxies for Permafrost Presence During the Younger Dryas, Central Poland. *Permafrost and Periglacial Processes*, 28: 726-740.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A., Twardy J., Pawłowski D., Płóciennik M., Lutyńska M., Kittel P. 2015. Younger Dryas flood events. A case study from the middle Warta River Valley (Central Poland). *Quaternary International* 386: 55-69.
- Płóciennik M., Self A., Birks H.J.B., Brooks S.J. 2011. Chironomidae (Insecta: Diptera) succession in Żabieniec bog and its palaeo-lake (cen-

- tral Poland) through the Late Weichselian and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 307: 150-167.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Goslar T., Madeyska T., Starkel L. (red.) 1998. Lake Gościąg, Central Poland. A Monographic Study. Part 1. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Science, Kraków: 1-340.
- Rasmussen S.O., Bigler M., Blockey 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., Lowe J.J., Pedro J.B., Popp T., Seierstad I.K., Steffensen J.P., Svensson A.M., Vallelonga P., Vinther B., Walker M.J., Wheatley J.J., Winstrup M. 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 106: 14-28.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck W.J., Blackwell P.G., Bronk Ramsey Ch., Buck C.E., Cheng H., Edwards R.L., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Hafliðason H., Hajdas I., Hatté Ch., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen K.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney Ch.S.M., van der Plicht J. 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55,4: 1869-1887.
- Rinterknecht V.R., Clark P.U., Raisbeck G.M., Yiou F., Bitinas A., Brook E.J., Marks L., Zelcs V., Lunka J.P., Pavlovskaya I.E., Piotrowski J.A., Raukas A. 2006. The last deglaciation of the southern sector of the Scandinavian ice sheet. *Science* 311: 1449-1452.
- Roman M., Dzieduszyńska D., Petera-Zganiacz J. 2014. Łódź Region and its northern vicinity under Vistulian Glaciation conditions. *Quaestiones Geographicae* 54: 55-68.
- Słowiński M., Zawiska I., Ott F., Noryskiewicz A.M., Plessen B., Apolinarska K., Rzodkiewicz M., Michczyńska D.J., Wulf S., Skubała P., Kordowski J., Błaszkiweicz M., Brauer A. 2017. Differential proxy responses to late Allerød and early Younger Dryas climatic change recorded in varved sediments of the Trzechowskie palaeolake in Northern Poland. *Quaternary Science Reviews* 158: 94-106.
- Starkel L., Michczyńska D.J., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepka D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40(1): 1-21.
- Stolk A., Törnqvist T.E., Hekhuis K.P.V., Berendsen H.J.A., van der Plicht J. 1994. Calibration of ¹⁴C histograms: a comparison of methods. *Radiocarbon* 36,1: 1-10.
- Turkowska K. 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia* 57: 1-157.
- Turkowska K. 1995. Recognition of valley evolution during the Pleistocene-Holocene transition in non-glaciated regions of the Polish Lowland. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 209-227.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wydawnictwo UŁ, Łódź: 1-238.
- Turkowska K., Dzieduszyńska D. 2011. Local evidence of landform evolution vs. global changes – a case of Younger Dryas study in the upper Ner valley system, Central Poland. *Geographia Polonica* 88: 147-162.
- Turkowska K., Forsyśiak J., Petera J., Miotk-Szpiganowicz G. 2004. A Warta River system during the Younger Dryas in the Koło Basin (Middle Poland). *Quaestiones Geographicae* 23: 83-107.
- van Raden U.J., Colombaroli D., Gilli A., Schwander J., Bernasconi S.M., van Leeuwen J., Leuenberger M., Eicher U. 2013. High-resolution late-glacial chronology for the Gerzensee lake record (Switzerland): $\delta^{18}\text{O}$ correlation between a Gerzensee-stack and NGRIP. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 391: 13-24.
- Walanus A., Nalepka D. 2010. Calibration of Mangerud's boundaries. *Radiocarbon* 52: 1639-1644.
- Wasylikowa K. 1964. Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacjalny* 13: 261-417.
- Wasylikowa K. 1999. Przemiany roślinności jako odbicie procesów wydymotwórczych i osadniczych w młodszym dryasie i holocenie na stanowisku archeologicznym w Witowie koło Łęczycy. *Prace i Materiały Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi, Seria Archeologia* 41: 43-80.
- Wieczorek D., Michczyńska D.J., Michczyński A., Krzyszkowski D., Wachecka-Kotkowska L. 2017. Fazy akumulacji i erozji w okresie 10-50 ka cal BP zapisane w osadach formacji Piaski na podstawie analizy rozkładu gęstości prawdopodobieństwa dat radiowęglowych. XXVI Konferencja Naukowo-Szkoleniowa Stratygrafia plejstocenu Polski „Czwartorzęd pogranicza niżu i wyżyn w Polsce Środkowej”, 4-8 września 2017 r. Wawrzkowizna k/Belchatowa: 36-39.

Summary

In the present study, a set of radiocarbon dates of the Vistulian decline, from 14.85 ± 0.25 ka ^{14}C BP (18.64–17.5 ka cal BP) to 9.78 ± 0.11 ka ^{14}C BP (11.6–10.76 ka cal BP), for the old-morainic area of the Łódź region (Central Poland), was employed. On the basis of the collected dates, the probability density function (PDF) was constructed (Fig. 2). The aim of the article is to present the possibility of using the method of analysis of radiocarbon dates in the reconstruction of the Late Vistulian environmental variability of the study area. Attention was paid to the time scale of the distinguished warm and cold phases of the last few thousand years of Vistulian.

The main assumption of the analysis was that the shape of a probability density function results from a combination of the calibration curve properties and the location of sampling, thus it is the result of global climatic changes and local conditions of accumulation of organic material. Peaks and falls of the PDF are interpreted as changes in the environment, thus they reflect an alternation of warmer and cooler phases

and cast light on the duration and pace of the changes in the environment of the Vistulian decline. By comparing these fluctuations with the results of comprehensive palaeogeographical investigations of the area of the analysed time interval, a three-phase development of the Łódź region has been distinguished (Fig. 2) and compared with chronostratigraphic units. 1st stage, older than ca. 14.2 ka cal BP, encompasses warming at ca. 18 ka cal BP (Kamion phase) and 3000 years of the Older Dryas. 2nd stage, from ca. 14.2 to ca. 12.6 ka cal BP, includes the Bølling-Allerød chronozone. 3rd stage, from ca. 12.6 ka cal BP, refers to the Younger Dryas.

The obtained record was correlated with stratigraphy based on Greenland ice cores and interdisciplinary studies of lake sediments (Tab. 3). Divergences in the length of individual periods and their dating are obvious, nevertheless a quasisimultaneous occurrence of major changes makes the proposed division comparable with other independent environmental data. This correlation indicates the usefulness of the method as a supplementary tool in palaeogeographical reconstructions, especially in the old glacial areas where a high resolution record is unavailable.

BADANIA PALINOLOGICZNE W REGIONIE ŁÓDZKIM

Palynological studies in the Łódź region

ZOFIA BALWIERZ*

Zarys treści. Rozwijające się w XX wieku nowe metody badawcze pomocne w badaniach osadów i rekonstrukcjach paleogeograficznych stwarzały zapotrzebowanie na specjalistów w tych dziedzinach. Jedną z takich metod jest metoda analizy pyłkowej, której 100-lecie powstania obchodzono w 2016 roku. Zastosowanie jej w badaniach osadów czwartorzędowych zadecydowało o potrzebie zatrudnienia w Instytucie Geografii Uniwersytetu Łódzkiego osoby zajmującej się analizą pyłkową. Artykuł przybliża historię łódzkiej palinologii, która po dwóch krótkich epizodach, trwała nieprzerwanie od roku 1972 do roku 2006 oraz przedstawia w dużym skrócie problemy związane z organizowaniem pracowni i prezentuje najważniejsze osiągnięcia naukowe jej pracowników.

Słowa kluczowe: historia badań palinologicznych, osady biogeniczne młodszego czwartorzędu, ośrodek łódzki

Abstract. The new research methods that developed in the 20th century, useful for the studies of sediments and palaeogeographical reconstructions, have caused the need for specialists in these fields to arise. One of such methods is pollen analysis, whose centennial anniversary was celebrated in 2016. Its use in the studies of the sediments of the Quaternary was the decisive factor in employing a pollen analysis specialist by the Institute of Geography, University of Łódź. The article elucidates the history of palynology in Łódź, which, after two short episodes, lasted continuously, between the years 1972–2006 and to presents, very briefly, the problems connected with organizing the laboratory as well as to highlights the most important accomplishments of its employees.

Key words: history of pollen analysis, biogenic sediments of younger Quaternary, Łódź scientific centre

Wstęp

Palinologia jest nauką przyrodniczą o licznych powiązaniach z wieloma innymi dziedzinami wiedzy. Jej badania wspierają między innymi medycynę, archeologię, niektóre nauki rolnicze, melisopalinologię czy kryminalistykę. Najszerszej z wyników analizy palinologicznej korzystają nauki geologiczne i pokrewne. Rekonstrukcja zbiorowisk roślinnych, warunków środowiskowych w jakich powstawał osad, określanie sukcesji roślinnej i możliwość datowania osadów wnosi dodatkowe, bardzo cenne informacje do interpretacji procesów geologicznych i geomorfologicznych.

Potrzebę prowadzenia badań paleobotanicznych, w tym analizy pyłkowej rozumiał doskonale Profesor Jan Dylík, wybitny polski uczony geomorfolog, kierownik najpierw Zakładu Geografii, a następnie Zakładu Geomorfologii i Pa-

leogeografii Czwartorzędu Uniwersytetu Łódzkiego. Jego bardzo szerokie kontakty z wieloma zagranicznymi oraz krajowymi ośrodkami naukowymi i świadomość potrzeby stosowania nowych metod badawczych, zaowocowały współpracą naukową łódzkich geomorfologów z palinologami. Jedne z pierwszych analiz palinologicznych dla łódzkich geomorfologów wykonywane były przez palinologów z Europy Zachodniej i pracowników Instytutu Botaniki PAN w Krakowie.

Dr Maria Sobolewska wykonała analizę palinologiczną osadów eemskich z Piasków Starych, której wyniki zostały wykorzystane w pracy habilitacyjnej dr. Stefana Jewtuchowicza (Jewtuchowicz 1970). Sobolewska jest również autorką opracowania eemskich osadów z Józefowa (Sobolewska 1966). Leżące powyżej osady interstadialu amersfoort opracował Belg J. de Ploey (Dylík 1967, 1969), który wykonał także analizę pyłkową profilu ze stanowiska Skaratki (Chmie-

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: balwierzz@gmail.com

lewski 1961; Chmielewski, Kubiak 1962). O.K. Hulshof z Laboratorium Geografii Fizycznej w Amsterdamie opracował profil osadów eemskich i wczesnovistuliańskich z Jeziora Okręt (Klajnert, Piechocki 1972), a dzięki uprzejmości prof. G.C. Maarlevelda w laboratorium palinologicznym w Waageningen w Holandii wykonano dla dr. Jana Goździka analizę próbek z Łodzi-Teofilowa (Goździk 1980). Na potrzeby innych placówek naukowych badania palinologiczne prowadzono już od lat trzydziestych minionego wieku (Piech 1930; Borówko 1954; Janczyk-Kopikowa 1971). Z ich wyników zapewne korzystali łódzcy geomorfolodzy. Jak widać z powyższych przykładów, zapotrzebowanie na badania osadów metodą analizy pyłkowej było coraz większe, w związku z tym zdecydowano o przyjęciu i wyszkoleniu własnego pracownika.

Organizowanie pracowni

Pierwszym krokiem do rozpoczęcia badań palinologicznych w Łodzi było zatrudnienie w Instytucie Geografii w styczniu 1953 roku biologa, mgr. Józefa Jersaka, którego szkolenie miało być prowadzone przez Zakład Paleobotaniki Instytutu Botaniki Uniwersytetu Jagiellońskiego. Zakończyło się ono jednak dość szybko, ponieważ mgr Józef Jersak zmienił zainteresowania naukowe i zajął się geomorfologią, osiągając w tej dziedzinie duże sukcesy.

Drugim pracownikiem była, zatrudniona w październiku 1968 roku, mgr Zofia Antosiakówna, także absolwentka biologii Uniwersytetu Łódzkiego, która wiedzę z zakresu palinologii zdobywała również w Zakładzie Paleobotaniki Instytutu Botaniki, wówczas już należącym do Polskiej Akademii Nauk w Krakowie. Jej opiekunem naukowym była dr Krystyna Wasylińska. Obydwie panie były autorkami tłumaczenia z języka angielskiego klucza do oznaczania ziaren pyłku zamieszczonego w „*Textbook of Pollen Analysis*” (Faegri, Iversen 1964), z którego przez bardzo wiele lat korzystali liczni polscy palinolodzy. Zaś śladem analizy palinologicznej wykonanej przez Z. Antosiakównę jest diagram pyłkowy ze stanowiska „na Chropach” opublikowany w pracy prof. Haliny Klatkowej (Klatkowa 1990a). Mgr Zofia Antosiakówna przygotowała również niewielki, ale bardzo cenny zbiór preparatów porównawczych. Z powodów osobistych mgr Antosiakówna odeszła jednak z pracy w lutym 1972 roku i wyjechała za granicę.

W październiku 1972 roku została przyjęta do pracy w Zakładzie Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu kolejna absolwentka biologii Uniwersytetu Łódzkiego, autorka niniejszego artykułu. Szkolenie w zakresie palinologii rozpoczęła w grudniu tego samego roku tygodniowym pobytem w Zakładzie Paleobotaniki IB PAN w Krakowie, po którym nastąpiło jeszcze kilka wyjazdów mających na celu poznanie podstaw oznaczania ziaren pyłkowych. Opiekunem naukowym kolejnej adeptki palinologii została również dr Krystyna Wasylińska. W październiku 1974 roku mgr Zofia Balwierz rozpoczęła półroczny staż, w czasie którego opracowała profil pyłkowy holocenijskich osadów z torfowiska w Napoleonowie (Balwierz 1980). Równocześnie z pracą naukową organizowano pracownię palinologiczną. Dokonywano zakupów podstawowego sprzętu laboratoryjnego, począwszy od szkiełek mikroskopowych, odczynników chemicznych, a kończąc na wirówce laboratoryjnej i mikroskopach. Zbierano materiał zielnikowy gatunków polskiej flory, w oparciu o który poszerzano zbiór preparatów porównawczych.

Docelowo planowana pracownia palinologiczna miała liczyć kilka osób i być odrębną jednostką organizacyjną. W związku z tym w styczniu 1974 roku zatrudniono kolejną absolwentkę łódzkiej biologii mgr Małgorzatę Wnukową, pełniącą funkcję pracownika naukowo-technicznego. W listopadzie tego samego roku pracę na etacie naukowo-badawczym podjęła mgr Maria Jastrzębska-Mamelka, absolwentka Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, która podobnie jak autorka opracowania palinologiczne szlify zdobywała w Zakładzie Paleobotaniki PAN w Krakowie pod opieką dr Kazimiery Mamakowej.

Ze względu na wzrastające zainteresowanie analizami palinologicznymi zarówno ze strony geomorfologów, jak i archeologów z Katedry Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, na krótko pojawił się pomysł stworzenia międzywydziałowej pracowni paleobotanicznej jako samodzielnie funkcjonującej jednostki. Nigdy jednak nie został zrealizowany, a zatrudnieni pracownicy byli zawsze częścią zespołu – początkowo wspomnianego Zakładu Geomorfologii i Paleogeografii Czwartorzędu, a następnie Zakładu Geomorfologii.

Ograniczenia zatrudnienia w grupie pracowników naukowo-technicznych były przyczyną odejścia z pracy mgr Małgorzaty Wnukowej w grudniu 1979 roku. W 1994 roku na rentę przeszła dr Maria Jastrzębska-Mamelka. Nie pozostała spisu swoich publikacji. Możliwe jest zatem, że cytowane poniżej artykuły nie obejmują jej

całego naukowego dorobku. Dr Maria Jastrzębska-Mamełka zmarła 21 lutego 2002 roku.

Badania palinologiczne prowadzone przez ośrodek łódzki zakończyły się w 2006 roku wraz z przejściem na emeryturę Z. Balwierz. Nie oznacza to jednak, że badania palinologiczne w regionie łódzkim ustały. Inny sposób finansowania badań naukowych i powstające zespołowe projekty badawcze, angażujące do badań specjalistów z różnych dziedzin i ośrodków naukowych całej Polski, możliwość szybkiego porozumiewania się, wymiany opinii i poglądów sprawiają, że współpraca na odległość nie jest utrudnieniem ani przeszkodą. Najnowsze opracowania organicznych osadów torfowiskowych, które omówiono w pracy Forsyia (2012) zostały w większości wykonane przez palinologów z innych ośrodków w ramach grantów naukowych.

Opracowania palinologiczne

Do określenia obszaru badań użyto terminu „region łódzki”. Początkowo badania łódzkich geomorfologów koncentrowały się na terenie Wyżyny Łódzkiej. Termin ten współcześnie nie jest raczej używany (Turkowska 2006), a teren badań znacznie się rozszerzył poza granice dawnej Wyżyny Łódzkiej. Obejmuje on kilka jednostek fizycznogeograficznych (Kondracki 1998) i najbardziej jest zbliżony do granic obecnego województwa łódzkiego.

Badania palinologiczne prowadzone przez Uniwersytet Łódzki można rozpatrywać w kilku aspektach. Pierwszy odnosi się do stanowisk położonych w regionie łódzkim i opracowanych przez łódzkich palinologów, drugi zaś do stanowisk zlokalizowanych w regionie łódzkim, ale opracowanych przez palinologów spoza ośrodka łódzkiego. Trzecią grupę, najmniej liczną stanowią opracowania łódzkich palinologów dotyczące innych obszarów. Ze zrozumiałych względów najwięcej miejsc poświęcono pierwszej grupie stanowisk. Przedstawiono je w układzie chronologicznym, poczynając od najstarszych do najmłodszych. Omówiono tylko najistotniejsze stanowiska (rys. 1). Nie uwzględniono również doniesień konferencyjnych.

Osady najstarsze

Najstarszym analizowanym osadem jest limniczno-bagienny osad ze stanowiska Folwark 93K. Wyniki analizy pyłkowej pozwoliły określić jego wiek na interglacjał mazowiecki. Tę pozycję

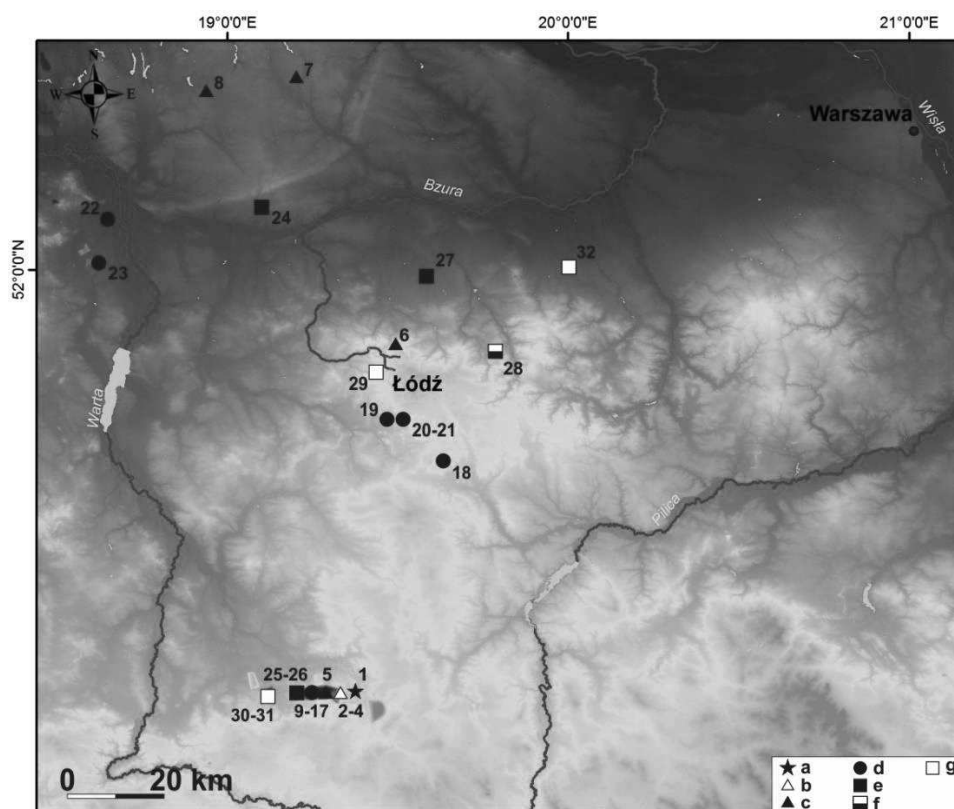
stratygraficzną osadu potwierdza analiza okręmek (Balwierz i in. 2008). Było to pierwsze stanowisko tego wieku opisane z odkrywki bełchatowskiej.

Okresy młodszego wieku niż interglacjał mazowiecki o randze interstadiałów zostały opisane ze stanowiska Rogowiec B (Goździk, Balwierz 1993), Folwark A (Balwierz, Goździk 2000) i Bełchatów XI A (Jastrzębska-Mamełka 1992). Ze względu na brak cech charakterystycznych dla interstadiałów, określenie ich pozycji stratygraficznej na przewarciańskie możliwe było wyłącznie na podstawie danych geologicznych.

Osady eemskie i wczesnovistuliańskie

Osady interglacjału eemskiego nawiercono na wielu stanowiskach regionu łódzkiego. Zbadane przed 1990 rokiem uwzględniono w tomie *Acta Geographica Lodziensia* „Kopalne zbiorniki z florą eemską w środkowej Polsce” redagowanym przez profesor Halinę Klatkową. W pierwszym artykule tego tomu (Klatkowa 1990b) podsumowującym kilkudziesięcioletni okres badań zaprezentowano łącznie 32 stanowiska (opublikowane i nieopublikowane wcześniej) w formie opisowej i graficznej. Wśród tych ostatnich stanowisko Dąbrowa (Klatkowa 1989) i dwa profile z Modłej analizowała Z. Balwierz (Klatkowa, Balwierz 1990), a wspomniane stanowisko na Chropach opracowała Z. Antosiakówna (Klatkowa 1990a). Pełne eemskie profile lub ich fragmenty z Ślądkowic (Klatkowa, Jastrzębska-Mamełka 1990), Raczkowa (Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990a), Zagajewa (Załoba, Jastrzębska-Mamełka 1990b), Ozorkowa (Wasiak 1977, 1979), Emilianowa (Klatkowa, Załoba 1991) i Maszewa (Klatkowa 1990b) opracowała M. Jastrzębska-Mamełka, która jest także autorką wcześniej opublikowanych stanowisk z Świątnik (Turkowska 1988), Róży (Klatkowa 1987, 1990b) i Zgierza-Rudunek (Jastrzębska-Mamełka 1985). Pozostałe stanowiska interglacjału eemskiego były opracowane przez palinologów z innych ośrodków naukowych (Klatkowa, Winter 1990).

Niektóre z wyżej wymienionych stanowisk oprócz osadów interglacjału eemskiego obejmują leżące powyżej w ciągłej sukcesji osady wczesnego vistulianu. Jednym z najważniejszych takich stanowisk w regionie łódzkim jest wspomniane wcześniej stanowisko Zgierz-Rudunki (Jastrzębska-Mamełka 1979, 1985). Akumulacja organiczna rozpoczęła się tu u schyłku zlodowacenia warty i trwała nieprzerwanie do końca wczesnego vistulianu. W połowie lat osiemdziesiątych było to



Rys. 1. Położenie wybranych stanowisk badawczych z osadami analizowanymi palinologicznie z regionu łódzkiego

a – interglacjał mazowiecki: 1. Folwark 93K; b – interstadiały prewarciańskie: 2. Rogowiec B, 3. Folwark A, 4. Bełchatów XI A; c – interglacjał eemski i wczesny vistulian: 5. Kuców z. II c, 6. Zgierz-Rudunki, 7. Łanięta, 8. Kubłowo; d – plenivistulian: 9. Bełchatów 1985 Ib, 10. Bełchatów II, 11. Bełchatów III, 12. Bełchatów IV, 13. Bełchatów V, 14. Bełchatów VI, 15. Bełchatów VII, 16. Kleszczów 2, 17. Wola Grzymalina 35, 18. Kalinko g, 19. Lublinek-oczyszczalnia ścieków, 20. Lublinek-stacja a, 21. Lublinek-stacja b, 22. Koźmin, 23. Aleksandrów; e – późny vistulian: 24. Rośle, 25. Bełchatów z. I, 26. Bełchatów z. III, 27. Witów; f – późny vistulian i holocen: 28. Żabieniec; g – holocen: 29. Rąbień, 30. Parchliny, 31. Chabielice, 32. Polesie, 33. Napoleonów

Location of selected sites with palinologically studied deposits in the Łódź Region

a – Masovian Interglacial; b – pre-Wartanian Interstadials; c – Eemian Interstadial and Early Vistulian; d – Plenivistulian; e – Late Vistulian; f – Late Vistulian and Holocene; g – Holocene

pierwsze w regionie łódzkim i jedno z nielicznych w Polsce stanowisk z tak długą eemsko-vistuliańską sukcesją pyłkową. Oprócz analizy pyłkowej autorka oznaczyła również makroszczałki, co bardzo podniosło wartość opracowania. „Interglacjał eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej” był tematem pracy doktorskiej Marii Jastrzębskiej-Mamełki.

Badania prowadzone przez geomorfologów w następnych latach pozwoliły na odkrycie kolejnych interesujących stanowisk z zapisem sukcesji eemsko-wczesnovistuliańskiej. Równie długi obraz sukcesji roślinnej, jak w Zgierzu-Rudunkach pochodzi ze stanowiska Łanięta położonego około 15 km na północ od Kutna, tuż na przedpolu maksymalnego zasięgu zlodowacenia wisły (Balwierz, Roman 2002; Balwierz 2003). Jeszcze

dłuższy zapis historii roślinności zarejestrowano w stanowisku Kubłowo, położonym około 15 km na zachód od Łanięt (Roman, Balwierz 2010). Akumulacja organiczna trwała tu jeszcze w dolnym plenivistulianie.

Najdłuższą sekwencję osadów, początkowo organiczną, a następnie mineralno-organiczną opisano ze stanowiska Kuców c II (Balwierz 2003). Nieistniejące już stanowisko Kuców położone było na terenie odkrywki KWB w Bełchatowie. Stwierdzono tam ciągły zapis historii roślinności od początku interglacjału eemskiego poprzez wczesny vistulian, dolny i najprawdopodobniej również środkowy plenivistulian. Dokładniejszego podziału chronostratygraficznego plenivistulianu nie dokonano ze względu na małą rozdzielczość próbek w tej części diagramu.

Druga trudność wynikała ze stosunkowo małych zmian roślinności, jakie wówczas miały miejsce. Zapis z Kucowa c II jest bardzo podobny do stanowiska Horoszki. Autor opracowania (Granoszewski 2003), mimo bardzo dokładnej analizy zarówno pyłkowej, makroszczałków roślinnych oraz daty radiowęglowej stropu osadów, przedstawia podwójną interpretację chronostratygraficzną tego odcinka diagramu pyłkowego.

Flory plenivistulianu

Kolejną liczną grupą stanowisk są stanowiska flor plenivistulianu. Określenie pozycji chronostratygraficznej stadiałów i interstadiałów wczesnego vistulianu leżących w ciągłej sekwencji z osadami eemskimi nie budzi wątpliwości. Sytuacja jest trudniejsza, gdy mamy do czynienia z osadami plenivistulianu, gdzie krótkie zapisy roślinności zawarte są w niezbyt mięjszych organicznych lub mineralno-organicznych warstwach, podścielanych oraz przykrytych osadem mineralnym. W takim przypadku bardzo pomocne są datowania radiowęglowe i konieczna jest ścisła współpraca z geomorfologami. Opracowania palinologiczne stanowisk plenivistuliankich, mapy z ich lokalizacją i wyniki datowań radiowęglowych zamieszczono w publikacjach Balwierz (1995, 2003, 2007) i we współautorstwie (Krzyszowski i in. 1993). Badane stanowiska były skupione na terenie odkrywki KWB w Bełchatowie (Bełchatów 1985 Ib, Bełchatów II, Bełchatów III, Bełchatów IV, Bełchatów V, Bełchatów VI, Bełchatów VII, Wola Grzymalina 35), w okolicach Łodzi (Kalinka g, Lublinek-oczyszczalnia ścieków, Lublinek-stacja a, Lublinek-stacja b) i na terenie odkrywki KWB „Adamów” (Kozmin, Aleksandrów). Flory z Bełchatowa 1985 Ib, Bełchatowa II, Bełchatowa III, Woli Grzymaliny 35 i Kalinka g zaliczono do środkowego plenivistulianu. Na górny plenivistulian określono wiek flor z Bełchatowa IV, Bełchatowa V, VI i VII, Kleszczowa 2, trzech stanowisk z Lublinka, Aleksandrowa i Kozmina.

Mówiąc o florach późnego vistulianu, nie można nie wspomnieć o stanowisku w Witowie, które było opracowane przez Wasylikową (1964). Profil z Witowa obejmuje osady pełnego późnego vistulianu. Dokładna analiza palinologiczna uzupełniona datowaniami radiowęglowymi i analizą makroszczałków sprawia, że stanowisko opracowane ponad pół wieku temu nadal jest profilem reperowym osadów późnego glacjału w Polsce Środkowej. Fragmenty późnego vistulianu zapisały się na stanowisku Bełchatów z. I i Bełchatów

z. III (Balwierz, Goździk 1997) a okres bøllingu w Roślu (Krajewski, Balwierz 1984). Z najnowszych późnovistuliankich stanowisk na uwagę zasługuje Kozmin-Las. Przeprowadzone tu interdyscyplinarne badania, w tym analiza pyłkowa i analiza makroszczałków roślin (Stachowicz-Rybka, Korzeń 2014) składają się na pełny obraz zmian paleoekologicznych przełomu allerød/młodszy dryas.

Osady holoceni

Stanowisk palinologicznych z osadami holoceni, opracowanych do końca minionego wieku, było w regionie łódzkim niezbyt dużo. Jednak na początku XXI wieku sytuacja uległa zmianie. W ramach zespołowych grantów badawczych opracowano wiele nowych profili. Ich autorami były w większości osoby spoza ośrodka łódzkiego. Pełna lista stanowisk z uwzględnieniem starszych, już publikowanych, zawarta jest w pracy Forysiaka (2012), gdzie autor zamieścił również mapy ich rozmieszczenia. Jednym z prezentowanych stanowisk jest profil jeziorno-torfo-wiskowy z Żabieńca (Balwierz 2010; Forysiak, Twardy 2010; Twardy 2010). Sedymentacja, początkowo mineralna z domieszką substancji organicznej, następnie w postaci gytyi, która przechodzi w torf, zaczęła się jeszcze w górnym plenivistulianie i trwała poprzez cały późny vistulian i holocen. W górnej części diagramu pyłkowego znajduje się zapis zmian szaty roślinnej wynikający z osadnictwa, które w okolicach Żabieńca zaczęło się dość późno. Jest to jedno z nielicznych takich stanowisk w Polsce i jedyne w regionie łódzkim z tak pełną vistulianko-holoceni sukcesją. Dodatkowym atutem stanowiska jest fakt, że w spągu jednego z wcześniejszych wierceń, stwierdzono występowanie osadów interglacjału eemskiego (Balwierz i in. 2002). Osady późnego glacjału warty i interglacjału eemskiego stwierdzono również w kilku mniejszych kopalnych zbiornikach w stanowisku Żabieniec Południowy (Majeczka 2014), położonych w niewielkiej odległości od Żabieńca (Forysiak, Twardy 2010). W stanowisku Żabieniec byłby więc ciągły zapis zmian od zlodowacenia warty po holocen (Forysiak, Twardy 2010). Wartość opracowania podnosi zastosowanie wielu innych metod badawczych, między innymi analizy makroszczałków (Kloss, Żurek 2010), okrzemek (Pawłowski 2010), muchówek (Płóciennik 2010) i wioślarek (Żelazna-Wieczorek 2010).

Kilka innych opisanych stanowisk osadów holoceni poza Żabieńcem i wspomnianym powyżej Napoleonowem było efektem współ-

pracy z archeologami. Należy do nich torfowisko Rąbień koło Aleksandrowa Łódzkiego, Parchliny i Chabielice znajdujące się na terenie Pola Szczerców KWB Bełchatów i dwa stanowiska w Polesiu, położonym na Równinie Łowicko-Błońskiej (Kondracki 1998), kilka kilometrów na południowy wschód od Łowicza.

W stanowisku Aleksandrów Łódzki 1 znajdującym się na wydmy archeolodzy z Muzeum Archeologicznego i Etnograficznego w Łodzi odkryli ślady obozowisk ze starszej i środkowej epoki kamienia (Niesiołowska-Śreniowska 2011). Analizie pyłkowej poddano osady z torfowiska przylegającego do wydmy i osady organiczne ze strefy ząbienia się wydmy z torfowiskiem i na jej podstawie zrekonstruowano środowisko przyrodnicze okolic Aleksandrowa Łódzkiego. Podjęto próbę korelacji niektórych epizodów osadniczych i faz wydymotwórczych z poziomami chronostratygraficznymi (Balwierz 2011a). W diagramie pyłkowym z Chabielic (Balwierz i in. 2005) wydzielono kilka faz osadniczych. Wykazano pewne odrębności w prowadzeniu gospodarki w czasie trwania kultury przeworskiej w porównaniu z innymi stanowiskami tej samej kultury. W stanowisku Polesie dostrzegamy obraz bardzo dynamicznych zmian spowodowanych ingerencją człowieka, który przejawia się zarówno w zmianach szaty roślinnej (Balwierz 2011b), jak i rzeźby terenu (Twardy, Forsyjak 2011). Powyższe przykłady świadczą o tym, jak wiele wnoszą do wiedzy na temat historii roślinności oraz jak znakomitym uzupełnieniem badań archeologicznych i geomorfologicznych są analizy pyłkowe.

Inne opracowania

Wśród analiz pyłkowych wykonanych w ośrodku łódzkim odrębną grupę stanowią ekspertyzy robione dla potrzeb Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000. Wśród nich jest między innymi eemsko-wczesnovistuliańskie stanowisko w Józefowie analizowane przez M. Jastrzębską (Jastrzębska-Mamełka 1989; Nowacki 1993), holocenię w Józefce (Balwierz 1997; Forsyjak 2012) i wczesnovistuliańskie w Żeroniczkach (Balwierz 1999).

W grupie stanowisk spoza regionu łódzkiego jest holocenię profil z Jeziora Maliszewskiego (Balwierz, Żurek 1987, 1989) opracowywany w ramach programu IGCP 158. Wyniki wielu analiz nie zostały opublikowane. Część z nich była jednak cytowana w opracowaniach innych osób (Turkowska 1988).

Na zakończenie należałoby wspomnieć o nieco innym niż badania środowiskowe zastosowaniu analizy pyłkowej. Od 2003 roku do chwili obecnej prowadzony jest we współpracy z Ośrodkiem Monitorowania Aeroalergenów, działającym przy Klinice Immunologii, Reumatologii i Alergii UM w Łodzi, monitoring aerobiologiczny, którego coroczne wyniki znajdują wyraz w publikacjach (Malkiewicz i in. 2005; Majkowska-Wojciechowska i in. 2008; Smith i in. 2008).

Wyniki własnych analiz pyłkowych prezentowane były również na licznych konferencjach, w których łódzcy palinolodzy brali udział. Podsumowując ten bez mała 40-letni „epizod” łódzkiej palinologii, można chyba powiedzieć, że czas ten nie został stracony. Opracowano wiele nowych stanowisk, wypełniając tym samym istniejącą wcześniej lukę w badaniach palinologicznych regionu łódzkiego.

Choć z różnych powodów w Zakładzie Geomorfologii nie wykształcono w tej dziedzinie nikogo z młodego pokolenia, to badania palinologiczne na tym obszarze prowadzone są dalej, co znajduje odzwierciedlenie w kolejnych publikacjach.

Literatura

- Balwierz Z. 1980. Analiza palinologiczna późnoglacialnych i holocenię osadów z torfowiska w Napoleonowie. *Acta Universitatis Lodzensis*, seria II, 22: 151-157.
- Balwierz Z. 1995. Vegetation of Upper Vistulian cold phases in central Poland. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 21-36.
- Balwierz Z. 1997. Ekspertyza palinologiczna osadów organicznych stanowiska Józefka. Maszynopis, CAG PIG, Warszawa.
- Balwierz Z. 1999. Wyniki analizy pyłkowej osadu ze stanowiska Dobra i Żeroniczki. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1: 50 000, ark. Dobra (587). CAG PIG, Warszawa.
- Balwierz Z. 2003. Roślinność vistulianu w Polsce Środkowej. W: E. Zastawniak (red.) *Paleobotanika na przełomie wieków*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków, *Botanical Guidebooks*, 26: 217-232.
- Balwierz Z. 2007. Roślinność i klimat środkowego i górnego plenivistulianu w regionie łódzkim. *Acta Geographica Lodzienia* 93: 9-28.
- Balwierz Z. 2010. Analiza pyłkowa osadów torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyjak (red.) *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 179-188.

- Balwierz Z. 2011a. Analiza palinologiczna osadów organogenicznych w Aleksandrowie Łódzkim. W: E. Niesiołowska-Śreniowska, K.D. Płaza, P. Marosik, Z. Balwierz (red.) *Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku I w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego*. Muzeum Archeologiczne w Łodzi, Łódź: 37-63.
- Balwierz Z. 2011b. Wyniki analizy pyłkowej osadu ze stanowiska Polesie-Zwierzynka i Polesie-Ruczaj. W: J. Górski, P. Makarowicz, A. Wawrusiewicz (red.) *Osady cmentarzyska społeczności trzcinickiego kręgu kulturowego w Polesiu, stanowisko I, woj. łódzkie*. Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, seria: Spatium Archeologicum, vol. 2: 251-267.
- Balwierz Z., Goździk J. 1997. Paleośrodowiskowe zmiany w świetle analiz palinologicznych późnovistulianских osadów węglanowych w zagłębieniach bezodpływowych w Bełchatowie. *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica* 1: 7-21.
- Balwierz Z., Goździk J. 2000. Jeziorno-bagienne osady organiczne interstadiu prewarciańskiego w odsłonięciach kopalni „Bełchatów”. *Przegląd Geologiczny* 48(4): 320-324.
- Balwierz Z., Roman M. 2002. A new Eemian Interglacial to Early Vistulian site at Łanięta, central Poland. *Geological Quarterly* 46(2): 207-217.
- Balwierz Z., Żurek S. 1987. The Late-glacial and Holocene vegetational history and paleohydrological changes at the Wizna site (Podlasie Lowland). *Acta Palaeobotanica* 27(1):121-136.
- Balwierz Z., Żurek S. 1989. Type region P-n: Masovia and Podlasie Lowlands, NE part: Podlasie Lowland. *Acta Palaeobotanica* 29: 65-68.
- Balwierz Z., Forysiak J., Twardy J. 2002. Cechy mineralnej i organicznej sedymentacji w zagłębieniach bezodpływowych w Polsce środkowej w świetle wstępnych wyników badań torfowiska „Żabieniec” k. Łodzi. Materiały Konferencji „Roślinność a procesy erozji, transportu i depozycji.” 21-22.03.2002, Sosnowiec, Uniw. Śl.
- Balwierz Z., Goździk J., Marciniak B. 2008. Palinologiczne i diatomologiczne badania osadów interglacjału mazowieckiego z odsłonięcia kopalni Bełchatów. *Przegląd Geologiczny* 54,1: 1-8.
- Balwierz Z., Marosik P., Muzolf B., Papiernik P., Siciński W. 2005. Osadnictwo społeczeństw rolniczych i zmiany środowiska naturalnego nad środkową Krasówką (Kotlina Szczercowska). Wstępna charakterystyka. W: K. Wasylkowa, M. Lityńska-Zajac, A. Bieniek (red.) *Botanical Guidebooks* 28, IB PAN Kraków: 53-86.
- Borówko Z. 1954. Wyniki ekspertyzy paleobotanicznej próbek z Łodzi i okolic. Arch. CAG PIG, Warszawa.
- Chmielewski W. 1961. Skaratki. INQUA VIth Congress. Guide-books of excursion C – The Łódź region. Łódź: 71-75.
- Chmielewski W., Kubiak H. 1962. The find of mammoth bones at Skaratki in the Łowicz district. *Folia Quaternaria* 9: 1-29.
- Dylik J. 1967. The main elements of Upper Pleistocene paleogeography in Central Poland. *Biuletyn Peryglacjalny* 16: 85-115.
- Dylik J. 1969. Najstarszy „interstadiu” ostatniego piętra zimnego w Polsce (amersfoort). *Kwartalnik Geologiczny* 13,2: 408-423.
- Faegri K., Iversen J. 1964. Textbook of Pollen Analysis. Munksgaard, Copenhagen.
- Forysiak J. 2012. Zapis zmian środowiska przyrodniczego późnego vistulianu i holocenu w osadach torfowisk regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodzianensis* 99: 1-164.
- Forysiak J., Twardy J. 2010. Budowa geologiczna i paleogeografia torfowiska Żabieniec i jego otoczenia. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 17-42.
- Goździk J. 1980. Würmskie osady peryglacjalne w Łodzi-Teofilowie. *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica* 22: 3-19.
- Goździk J., Balwierz Z. 1993. Utwory organiczne w spągu i stropie osadów uznawanych za warciańskie w kopalni Bełchatów. *Acta Geographica Lodzianensis* 65: 49-72.
- Goździk J., Balwierz Z. 2000. Jeziorno-bagienne osady organiczne interstadiu prewarciańskiego w odsłonięciach kopalni „Bełchatów”. *Przegląd Geologiczny* 48(4): 320-324.
- Granoszewski W. 2003. Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, eastern Poland: a palaeobotanical study. *Acta Palaeobotanica, Supplementum* 4: 1-95.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1971. Analiza pyłkowa nowych stanowisk interglacjału eemskiego z dorzecza Widawki. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 254: 65-88.
- Jastrzębska-Mamełka M. 1979. Eemian and early Vistulian organic sediments at Zgierz-Rudunki near Łódź. *Bulletin de la Société des Sciences et des Lettres de Łódź* XXIX,3: 1-6.
- Jastrzębska-Mamełka M. 1985. Interglacjał eemski i wczesny Vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geographica Lodzianensis* 53: 1-75.
- Jastrzębska-Mamełka M. 1989. Analiza palinologiczna 30 prób z Józefowa dla ark. Łyszkowice Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000. Centr. Arch. Geol. PIG, Warszawa.
- Jastrzębska-Mamełka M. 1992. Analiza palinologiczna interstadiu zlodowacenia środkowopolskiego z kopalni Bełchatów. *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica* 15: 147-151.

- Jewtuchowicz S. 1970. Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. *Prace Geograficzne IG PAN* 85: 7-64.
- Klajnert Z., Piechocki A. 1972. Górnoplejstocieńskie osady doliny Bobrówki koło Łowicza i ich zawartość malakologiczna. *Folia Quaternaria* 40: 2-36.
- Klatkowa H. 1987. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Pabianice (664). Inst. Geol., Warszawa.
- Klatkowa H. 1989. Postwarciańskie kształtowanie górnych odcinków dolin. Przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 59: 61-74.
- Klatkowa H. 1990a. Eemski i vistuliański rozwój osadów zbiornika jeziornego na Chropach koło Pabianic. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 19-38.
- Klatkowa H. 1990b. Występowanie eemskich osadów organogenicznych i uwagi o paleogeografii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 7-17.
- Klatkowa H., Balwierz Z. 1990. Bezodpływowy zbiornik z florą eemską w Modlnej koło Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 39-49.
- Klatkowa H., Jastrzębska-Mamełka M. 1990. Stanowisko eemskich osadów organicznych w Ślądkowicach koło Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 51-57.
- Klatkowa H., Winter H. 1990. Interglacja eemski w Ostrowie koło Grabicy. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 19-38.
- Klatkowa H., Załoba M. 1991. Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Wyd. Nauk. UAM: 33-44.
- Kloss M., Żurek S. 2010. Osady torfowiska Żabieniec i ich paleobotaniczna wymowa. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyśiak (red.) *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 115-128.
- Kondracki J. 1998. Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Krajewski K., Balwierz Z. 1984. Stanowisko Böllingu w osadach wydmy schyłku vistulianu w Roślu Nowym k/Dąbia. *Acta Geographica Lodziensia* 50: 93-112.
- Krzyszowski D., Balwierz Z., Pyszyński W. 1993. Aspects of Weichselian Middle Pleniglacial stratigraphy and vegetation in central Poland. *Geologie en Mijnbouw* 72: 131-142.
- Majecka A. 2014. The palynological record of the Eemian interglacial and Early Vistulian glaciation in deposits of the Żabieniec Południowy fossil basin (Łódź Plateau, central Poland), and its palaeogeographic significance. *Acta Palaeobotanica* 54(2): 279-302.
- Majkowska-Wojciechowska B., Balwierz Z., Kowalski M.L. 2008. Charakterystyka stężeń pyłku w powietrzu atmosferycznym Łodzi w sezonie 2008. *Alergia Astma Immunologia* 13(4), XXX: 1-11.
- Malkiewicz M., Balwierz Z., Chłopek K., Myszkowska D., Weryszko-Chmielewska E., Piotrowska K., Uruska A., Modrzyński M., Tarasewicz A., Lipiec A. 2005. Analiza stężenia pyłku ambrozji w wybranych miastach Polski w 2005 r. *Alergoprofil* 1,2: 55-59.
- Niesiołowska-Śreniowska E. 2011. Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku I w Aleksandrowie Łódzkim. W: E. Niesiołowska-Śreniowska, D.K. Płaza, P. Marosik, Z. Balwierz (red.) *Obozowiska ze starszej i środkowej epoki kamienia na stanowisku I w Aleksandrowie Łódzkim w kontekście analizy środowiska naturalnego*. Muzeum Archeologiczne w Łodzi, Łódź.
- Nowacki K. 1993. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Łyszkowice (592). Wyd. Geol., Warszawa.
- Pawłowski D. 2010. Analiza Cladocera z torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyśiak (red.) *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 129-139.
- Piech K. 1930. Badania nad dyluwium województwa łódzkiego. Cz. II. Flora warstw międzylodowcowych okolicy Szczercowa, Dzbanek Kościuszkowskich i niektórych innych miejscowości w dorzeczu środkowej Widawki. *Rocznik Pol. Tow. Geol.* 6: 393-399.
- Płóciennik M. 2010. Sukcesja zgrupowań Chironomidae torfowiska Żabieniec w późnym vistulianie i holocenie. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forsyśiak (red.) *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 141-150.
- Roman M., Balwierz Z. 2010. Eemian and Vistulian pollen sequence at Kubłowo (Central Poland): implications for the limit of the Last Glacial Maximum. *Geological Quarterly* 54,1: 55-68.
- Smith M., Skjøth C.A., Myszkowska D., Uruska A., Puc M., Stach A., Balwierz Z., Chłopek K., Piotrowska K., Kasprzyk I., Brandt J. 2008. Long-range transport of Ambrosia pollen to Poland. *Agricultural and Forest Meteorology* 148: 1402-1411.
- Sobolewska M. 1966. Wyniki badań palinologicznych nad eemskimi osadami z Józefowa na Wyżynie Łódzkiej. *Biuletyn Peryglacjalny* 15: 303-310.
- Stachowicz-Rybka R., Korzeń K. 2014. Rozwój roślinności w późnym vistulianie oraz funkcjonowanie i zanik ekosystemu leśnego w stanowisku Koźmin-Las. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 53-63.

- Turkowska K. 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia* 57: 1-157.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 1-237.
- Twardy J. 2010. Położenie i ogólna charakterystyka torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 11-16.
- Twardy J., Forysiak J. 2011. Charakterystyka środowiska geograficznego okolic stanowiska archeologicznego Polesie 1 oraz neoholocenijskiej zmiany jego budowy geologicznej i rzeźby. W: J. Górski, P. Makarowicz, A. Wawrusiewicz (red.) *Osady cmentarzyska społeczności trzcinieckiego kręgu kulturowego w Polesiu, stanowisko 1, woj. łódzkie*. Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, seria: *Spatium Archeologicum*, vol. 2: 227-250.
- Wasiak G. 1977. Kształtowanie północno-zachodniego przedpola Wyżyny Łódzkiej podczas zanikania lodowca warciańskiego. Maszynopis pracy doktorskiej. Uniwersytet Łódzki.
- Wasiak G. 1979. Północno-zachodnie przedpole Wyżyny Łódzkiej podczas zaniku lodowca warty. *Acta Geographica Lodziensia* 41: 1-82.
- Wasylikowa K. 1964. Roślinność i klimat późnego glacjału w środkowej Polsce na podstawie badań w Witowie koło Łęczycy. *Biuletyn Peryglacialny* 13: 261-417.
- Załoba M., Jastrzębska-Mamełka M. 1990a. Kopalny zbiornik eemski w Raczkowie koło Warty. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 69-74.
- Załoba M., Jastrzębska-Mamełka M. 1990b. Stanowisko interglacjału eemskiego w Zagajewie koło Warty. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 75-82.
- Żelazna-Wieczorek J. 2010. Zmiany warunków środowiska na podstawie okrzemek (Bacillariophyceae). W: J. Twardy, S. Żurek, J. Forysiak (red.) *Torfowisko Żabieniec. Warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 151-162.

Summary

Professor Jan Dylik, a world-renowned preeminent geomorphologist, the director of the Department of Geography established at the University of Łódź in 1945, noticed very early the need for conducting palynological studies and for the cooperation of geomorphologists and paleobotanists. In the 1950s and 60s, he employed the services of botanists twice and tasked them with the organization of a palynological laboratory.

Due to various reasons, such a lab was not created then. Palynological analyses were at that time outsourced to people from other research facilities, both in Poland and abroad.

Another attempt at creating a palynological lab was undertaken in the 1970s. Three people were employed. The laboratory was organized basically from scratch, starting with the purchase of microscopes and a centrifuge, up to the rudimentary laboratory equipment. The collection of the comparative specimens was also expanded using own herbarium materials. Simultaneously, a topical course was being carried out for the adepts of palynology. In the course, Zofia Balwierz, M.Sc., completed a half-year internship in IB PAN in Kraków under the supervision of Dr. Krystyna Wasylikowa, while Maria Jastrzębska-Mamełka, M.Sc., attended a course under the tutelage of Dr. Kazmimiera Mamakowa. The courses prepared the adepts of palynology for independent work. The laboratory, as a self-contained unit, was never formed. It has always been part of the Department of Geomorphology. Its employees, in various quantitative combinations, worked between the years 1972–2006.

Palynological studies were carried out mainly in the Łódź region in cooperation with the geomorphologists from the Department of Geomorphology and the Chair of Quaternary Studies. The majority of the results of the research was published. The oldest described site was the sediment of the Masovian Interglacial in Folwark (Balwierz *et al.* 2008) and the following younger ones – Pre-Wartanian interstadial floras (Jastrzębska-Mamełka 1992; Goździk, Balwierz 1993; Goździk, Balwierz 2000). One of the most important works concerning the Eemian is the site in Zgierz-Rudunki. “The Eemian Interglacial and the Early Vistulian in Zgierz-Rudunki in the Łódź Upland” was the topic of the doctoral dissertation of M. Jastrzębska Mamełka, M.Sc. (Jastrzębska-Mamełka 1985). From other sites of the same age described many years later, the sites of Łanięta (Balwierz, Roman 2002; Balwierz 2003) and Kubłowo (Roman, Balwierz 2010) deserve special attention. Sediments from the Early Vistulian (Łanięta) and in Kubłowo also, in part, from a small part of the Plenivistulian, rest there on top of the sediments of the Eemian Interstadial. At the site of Kuców c II (Balwierz 2003), the record of the floral history is longer and probably includes also the Middle Plenivistulian.

The flora of the Middle and Upper Plenivistulian (Balwierz 1995, 2003, 2007; Krzyszkowski *et al.* 1993) are recorded in mineral-organic layers

of low thickness, which are embedded within mineral sediments. Most of the sites were concentrated in the area of the Bełchatów Coal Mine and in the vicinity of Lublinek. All the study materials originated from outcrops, despite which their age was impossible to ascertain without the use of radiocarbon dating. In the case of such sediments, the cooperation of a palynologist and a geomorphologist is of an even greater importance.

In a few sites, the occurrence of the Late Vistulian sediments has been discovered (Krajewski, Balwierz 1984; Balwierz, Goździk 1997). As far as Holocene profiles are concerned, the most important one, not only for the Łódź region, is one that was studied at the beginning of the 21st century and which was collected at Żabieniec

(Balwierz 2010). The pollen diagram displays the record of changes in vegetation from the Upper Plenivistulian through Late Vistulian, up to the Holocene to the present time.

Other Holocene profiles, apart from Napoleonów (Balwierz 1980), were studied in cooperation with archeologists (Balwierz *et al.* 2005; Balwierz 2011).

The activity of the palynologists employed by the University of Łódź was focused mainly on the study of fossil flora. The use of palynology in the studies of contemporary pollen was expressed through the aerobiological monitoring conducted since 2003 in cooperation with the Department of Immunology, Rheumatology and Allergy, Medical University of Łódź.

PALINOKOMPLEKS POŁUDNIOWOPOLSKI JAKO DŁUGOTRWAŁY ZAPIS RÓŻNOSKALOWYCH ZMIAN KLIMATYCZNYCH WE WCZESNO-ŚRODKOWOPLEJSTOCENSKIM PRZEJŚCIU (MIS 22–13)

South-Polish palinocomplex as longlasting record of different scale climatic changes at the early Pleistocene transition (MIS 22–13)

HANNA WINTER*

Zarys treści. W artykule przedstawiono wydzielony, na podstawie danych palinologicznych wspartych badaniami paleomagnetycznymi i geologicznymi, palinokompleks południowopolski będący ekwiwalentem w ujęciu palinologicznym kompleksu południowopolskiego. Kompleks zawiera trzy sekwencje pyłkowe: augustowską, domuratowską i ferdynandowską z policyklicznym zapisem zmian roślinności. Zapis ten pozwala na rekonstrukcję wysokoamplitutowych zmian klimatycznych rangi glacjał/ozieźbienie/glacjał i niskoamplitudowych interstadiał/stadiał oscylacji i fluktuacji klimatycznych zachodzących zarówno w interglacjałach, jak i okresach zimnych. Na podstawie danych paleomagnetycznych oraz zmian roślinności i klimatu uznano, że sukcesję augustowską należy korelować z MIS 21–19, domuratowską z MIS 17, a ferdynandowską z MIS 15–13.

Słowa kluczowe: palinologia, MIS 22–13, zmiany roślinności i klimatu

Abstract. The South-Polish pollen complex, being an equivalent of the South-Polish complex in relation to its pollen content, was distinguished based on pollen data coupled with palaeomagnetic and geological investigations. The complex contains the Augustovian, Domuratovian and Ferdynandovian pollen sequences with a multicycle record of vegetation changes. The record of vegetation changes allows for the reconstruction of high-amplitude climate changes of a glacial/cooling/glacial rank and low-amplitude changes such as interstadial/stadial oscillations and climate fluctuations taking place both during interglacials and cool intervals. Based on palaeomagnetic data, vegetation and climate changes, the Augustovian succession should be correlated with MIS 21–19, the Domuratovian succession – with MIS 17, and the Ferdynandovian succession – with MIS 15–13.

Key words: palynology, MIS 22–13, vegetation and climatic changes

Wstęp

W ujęciu litostratygraficznym pojęcie kompleksu obejmuje zespół różnego typu i znacznej miąższości warstw skalnych o wspólnych cechach ujętych w regionalną jednostkę litostratygraficzną. W schemacie stratygraficznym plejstocenu Polski zostały wyróżnione cztery kompleksy: preglacjałny, południowopolski, środkowopolski i północnopolski (Ber i in. 2007), zawierające jednostki klimatostatygraficzne różnorodnej rangi: glacjał/interglacjał, ocieplenie/ochłodzenie, stadiał/interstadiał i interfaza/faza, wyrażone między innymi zapisem palinologicznym o różnorodnym charakterze: długich sekwencji pyłkowych, sekwencji interglacjałnych w ujęciu klasycznym (Janczyk-Kopi-

kowa 1987), poziomów osadów glacjałnych i fluwioglacjałnych oraz jednostek geomorfologicznych w ujęciu morfostratygraficznym.

W przypadku zapisu palinologicznego ciepłych jednostek plejstocenu można również wyróżnić wspólne cechy flory pyłkowej i podobieństwa w przebiegu sukcesji pyłkowej pozwalające na ich zgrupowanie w określone wiekowo zespoły – palinokompleksy będące odpowiednikiem kompleksów w ujęciu geologicznym. Już wcześniej autorka sugerowała wyodrębnienie czterech palinokompleksów: preglacjałnego, południowopolskiego, środkowopolskiego i północnopolskiego (Winter 2010), odpowiadających kompleksom wyróżnionym w podziale stratygraficznym plejstocenu Polski (Ber i in. 2007). Każdy z palinokompleksów ma swoisty zapis

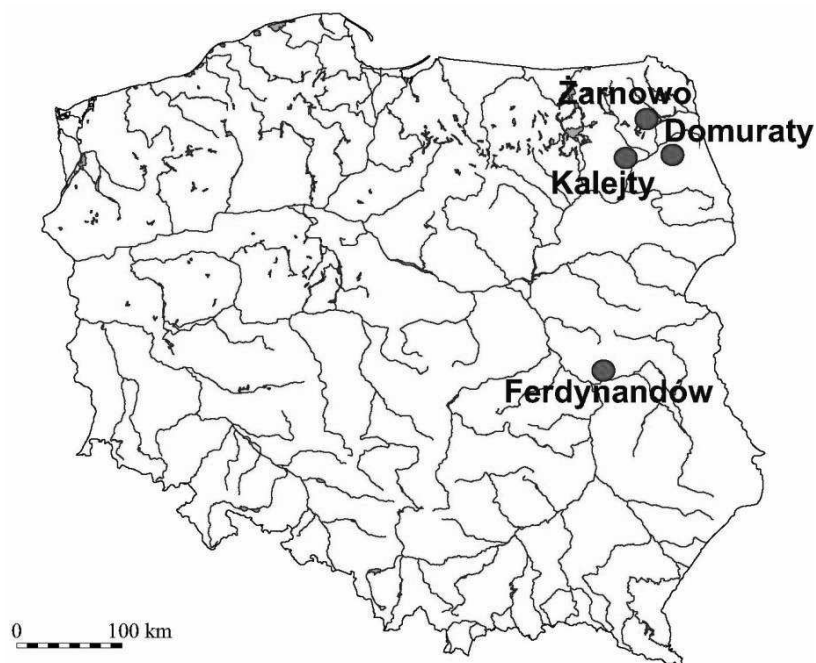
* ul. Puławska 109b m. 139; Warszawa; e-mail: hwin1@o2.pl

palinologiczny i klimatyczny, ale ich usytuowanie w podziale stratygraficznym plejstocenu Polski jest określone sytuacją geologiczną osadów zawierających ich zapis, wynikami badań magnetostratygraficznych oraz datowaniami wieku bezwzględnego.

Dzisiaj zapis palinologiczny najstarszego palinokompleksu preglacjalnego jest fragmentaryczny i słabo rozpoznany ze względu na rzeczony charakter osadów, w jakich go dokumentowano (Winter 2015). Precyzyjniej można scharakteryzować kompleks południowopolski, pomimo braku danych z całego obszaru Polski. Szczegółowe badania palinologiczne poparte analizą makroszczątków roślinnych, okrzemek i malakofauny umożliwiły rekonstrukcję zmian roślinności, środowisk oraz odtworzenie wielko-

amplitudowych zmian klimatu i uchwycenie oscylacji klimatycznych w ciepłych jednostkach kompleksu południowopolskiego (MIS 21–13). Porównanie uzyskanych danych palinologicznych oraz uwzględnienie wyników badań paleomagnetycznych pozwoliło na wyróżnienie trzech długotrwałych sekwencji zmian roślinności i klimatu. Istniejące między tymi sekwencjami podobieństwa dają możliwość połączenia ich w jeden palinokompleks południowopolski.

Celem artykułu jest przedstawienie, na podstawie zapisu palinologicznego uzyskanego z profili zlokalizowanych we wschodniej Polsce (rys. 1), zmian roślinności, jak również odtworzenie zmian klimatycznych kompleksu południowopolskiego, w czasie późnego dolnego i środkowego plejstocenu.



Rys. 1. Mapa lokalizacyjna wybranych stanowisk kompleksu południowopolskiego
Location map of selected sites of the South-Polish palinocomplex

Materiały i metoda

Podstawą charakterystyki palinokompleksu południowopolskiego jest dokumentacja palinologiczna zebrana z wielu wierceń opracowanych metodą analizy pyłkowej. Uzyskanie danych było, w dużej mierze, możliwe dzięki realizacji arkuszy Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000 oraz grantów przyznanych przez KBN pozwalających na wykonanie wierceń badawczych i wysokorozdzielczych badań metodą analizy pyłkowej. Charakterystyka zmian roślinności i klima-

tu w interglacjalach: augustowskim – profile Szczebra i Sucha Wieś (Janczyk-Kopikowa 1996, 2009) oraz Kalejty, Żarnowo, Czarnucha (Winter 2001, 2008, 2009) i domuratskim – profile Domuraty (Winter, Lisicki 2005; Winter i in. 2008), Leszczany, Gawrych Ruda, pomimo zapisu w osadach rzeczno-jeziornych, jest powtarzalna w różnych profilach. Uzyskanie sekwencji pyłkowych o bardzo zbliżonym, a nawet takim samym przebiegiem zmian florystycznych różnej rangi pozwoliło na odniesienie ich do globalnego cyklu zmian klimatycznych. Dało również możliwość

korelacji ze zmianami klimatu zapisanymi w rdzeniach głębokomorskich.

Zapis palinologiczny i korelacje chronostratygraficzne interglacjału ferdynandowskiego znane były znacznie wcześniej (Janczyk-Kopikowa 1975, 1991; Janczyk-Kopikowa i in. 1980), ale wysokorozdzielcze badania osadów z nawierconych powtórnie osadów ze stanowisk Łuków i Ferdynandów wniosły nowe dane (Pidek 2003, 2015; Pidek, Małek 2010; Stachowicz-Rybka i in. 2017).

Z powodu znaczącej miąższości osadów kompleksu południowopolskiego (Ber 1996, 2000; Rzechowski 1996; Lisicki, Winter 2004; Winter i in. 2008; Ber i in. 2009; Stachowicz-Rybka i in. 2017), a także istniejących nieciągłości w sekwencjach pyłkowych istotne było szczegółowe opracowanie profili z pełnym zapisem palinologicznym. Tak więc uzyskanie odpowiednich profili wiertniczych pozwoliło na precyzyjną rekonstrukcję zmian roślinności na przestrzeni około 500 ka (od około 1000 ka do 500 ka), a na ich bazie zmian i oscylacji klimatu (tab. 1).

Charakterystyka palinokompleksu południowopolskiego

Palinokompleks południowopolski obejmuje trzy długie sukcesje pyłkowe z długotrwałym zapisem zmian i oscylacji klimatycznych: augustowską, domuratowską i ferdynandowską.

Sukcesja augustowska

Sukcesja augustowska (Janczyk-Kopikowa 1996, 2009; Winter 2001, 2008, 2009; Khursevich i in. 2005) (rys. 2) zawiera zapis palinologiczny dwóch okresów ciepłych A-I i A-II w randze interglacjałów (Winter 2007). Starszy cechuje niestabilność klimatu udokumentowana dwukrotnym pojawieniem się chłodnych oscylacji klimatycznych wyrażonych spadkiem udziału dębu, wiązu, leszczyny i lipy oraz wzrostem wartości NAP i brzozy, a następnie sosny i świerka oraz częściowo modrzewia (Winter 2008).

Optimum termiczne interglacjału A-I wyróżnia stabilność warunków klimatycznych wyrażona rozwojem lasów szerokolistnych z dębem, wiązem, lipą i leszczyną zapisanych w osadach profili Żarnowo (Winter 2008) (rys. 2), Kalejty (Winter 2001) i Janówka (rys. 3). Klimat był już na tyle łagodny, że pojawił się bluszcz (*Hedera*) i winorośl (*Vitis*). Rozprzestrzenienie się świerka i zanik taksonów ciepłolubnych dokumentuje silne ochłodzenie postępujące wraz z ekspansją

sosny i brzozy. Okres względnie stabilnych warunków klimatycznych był prawdopodobnie długotrwały, ale cykliczne zanikanie i pojawianie się pyłku dębu, w mniejszym stopniu wiązu i leszczyny oraz ligustru wskazuje na występowanie niskoamplitudowych, krótkotrwałych i ciepłych oscylacji klimatycznych. W okresie chłodnym dzielącym interglacjał AI i AII pojawia się zapis ciepłej fluktuacji klimatu wyrażonej rozprzestrzenieniem się dębu, wiązu, lipy i leszczyny oraz olszy, a następnie świerka.

Młodszy interglacjał sukcesji augustowskiej AII ma wprawdzie bardziej stabilny charakter niż interglacjał A-I, a przebieg sukcesji pyłkowej jest charakterystyczny dla typowego interglacjału, lecz również widoczna jest oscylacja klimatyczna związana ze zmniejszoną wilgotnością, a wyrażona spadkiem udziału olszy oraz ekspansją początkowo wiązu, a następnie sosny w czasie optimum klimatycznego. U schyłku interglacjału A-II wyraźnie zaznacza się spadek graba, dębu i olszy, jak również leszczyny i wzrost udziału pyłku brzozy, sosny i roślin zielnych wskazujący na zmiany w zbiorowiskach roślinnych. Nastąpiło przeobrażenie lasów oraz zdecydowane otwarcie krajobrazu związane z ochłodzeniem i zwiększoną kontynentalizacją klimatu. Po tej chłodnej oscylacji warunki klimatyczne uległy polepszeniu i nastąpił powrót drzew o wyższych wymaganiach klimatycznych, chociaż już z ich niewielkim udziałem.

W okresie silnego pointerglacialnego ochłodzenia w zapisie zmian klimatycznych sukcesji augustowskiej pojawia się ciepła oscylacja klimatyczna wyrażona wzrostem wartości pyłku sosny, świerka, a nawet wiązu i dębu.

Sukcesja domuratowska

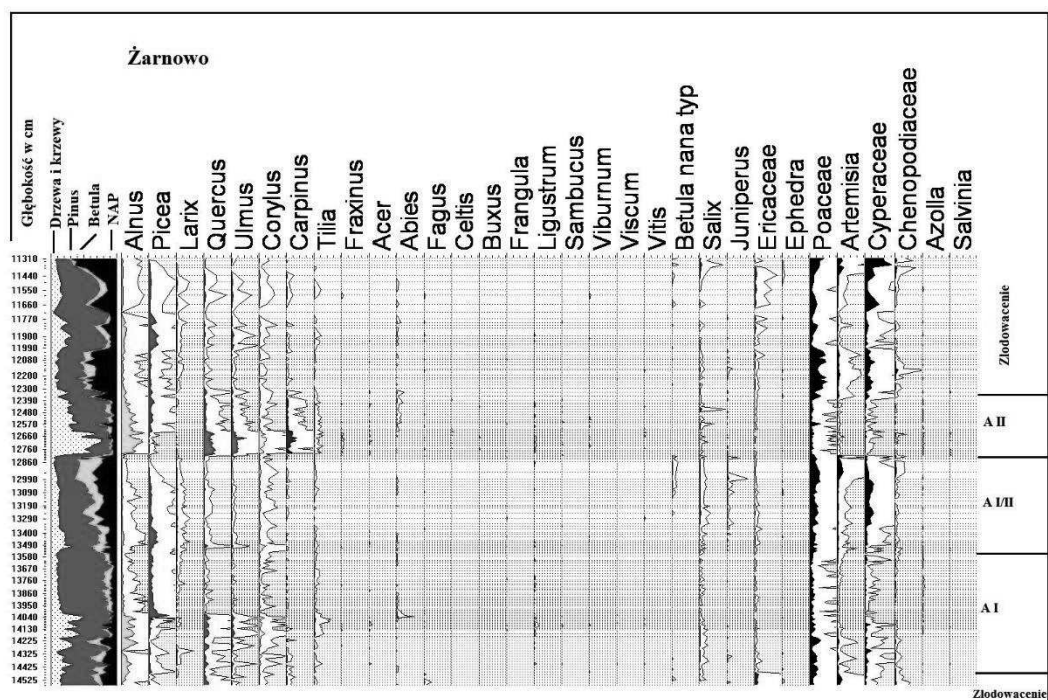
Zapis sukcesji domuratowskiej pojawia się w co najmniej trzech profilach: Domuraty (Lisicki, Winter 2004; Winter, Lisicki 2005; Winter i in. 2008), Leszczany i Gawrych Ruda, ale w żadnym nie ma pełnego zapisu sukcesji domuratowskiej. Dane osadów ze stanowisk: Domuraty i Domuraty 2 (Nieznany Bór) wskazują trójdzielność sukcesji domuratowskiej. Zapis palinologiczny najstarszego ciepłego okresu w profilu Domuraty Do-I, z niskim udziałem drzew o wyższych wymaganiach termicznych, może sugerować niezbyt ciepły charakter tej oscylacji klimatycznej (Winter, Lisicki 2005; Winter i in. 2008), ale niewykluczone jest występowanie luki sedymentacyjnej i brak osadów dokumentujących cieplejsze warunki klimatyczne.

Tabela korelacyjna magnetostratygrafii, palinostratygrafii, zmian klimatu i roślinności kompleksu południowopolskiego
Correlation table of magnetostratygraphy, palinostratygraphy, climatic and vegetation changes of the South-Polish palinocomplex

Magnetostratygrafia <i>Magnetostratigraphy</i>	MIS	Palinostratygrafia <i>Palinostratygraphy</i>		Roślinność <i>Vegetation</i>	Klimat <i>Climate</i>	
Bruhnes	13	F2	Interglacjał ferdynandowski	Rozwój lasów brzozowych z rosnącym udziałem sosny. Ekspansja dębu, wiązu i leszczyny, a następnie gwałtowne rozprzestrzenienie się olszy i graba drzew dominujących w lasach. Zmiany w lasach wyrażone są wycofywaniem się graba, olszy, dębu, leszczyny i wkraczaniem świerka wraz z jodłą, a ostatecznie w bory sosnowe.	Klimat umiarkowany, z wyraźną sezonowością, ciepłymi zimami i niezbyt ostrymi zimami.	
	14	F1/2		Rozwój różnorodnych zbiorowisk roślinnych stepowych i tundrowych związanych z otwarciem krajobrazu i luźnych zbiorowisk brzozowych i sosnowo-brzozowych w rytm zmian klimatycznych. Znacząca zmiana roślinności na początku ochłodzenia wyrażona utworzeniem się lasów sosnowo-dębowych z udziałem świerka i brzozy i domieszką wiązu, olszy, lipy i leszczyny.	Warunki klimatyczne zmienne: od umiarkowanych, umiarkowanie zimnych z silną sezonowością do subarktycznych. Silne wpływy klimatu kontynentalnego.	
	15	F1		Rozwój lasów brzozowych z wkraczającą sosną rozpoczyna sekwencję. W niestabilizowane borealne ekspanduje dąb, wiąz, lipa i wiązowiec (<i>Celtis</i>). Leszczyna wchodzi w skład lasów mezofilnych, ale mogła tworzyć samodzielne zbiorowiska. Dochodzi do powstania lasów łęgowych z olszą, jesionem. Po okresie stabilizacji ciepłolubne lasy liściaste ulegają przeobrażeniu w lasy mieszane z niskim udziałem leszczyny wzbogacone początkowo o cisa (<i>Taxus</i>), a później świerk i jodłę. Na koniec rozwijają się lasy sosnowe z brzozą.	Klimat umiarkowany ciepły, stopniowo przechodzący w umiarkowany o znaczącej sezonowości i zwiększonej wilgotności.	
	16	Okres zimny		Początek okresu zimnego to zanik zbiorowisk leśnych i ekspansja różnorodnych zbiorowisk otwartych związanych ze stepem i tundrą.	Klimat subarktyczny.	
	17	17.1	Do III	Interglacjał domuratowski	W fazie początkowej panowanie luźnych zbiorowisk leśnych z sosną i brzozą, które przeobrażają się w lasy ze znaczącym udziałem dębu. Po wycofaniu się dębu następu-	Początkowo klimat umiarkowany chłodny, później przechodzący w klimat umiarkowany ciepły z ciepłymi i su-
					Kompleks południowopolski	

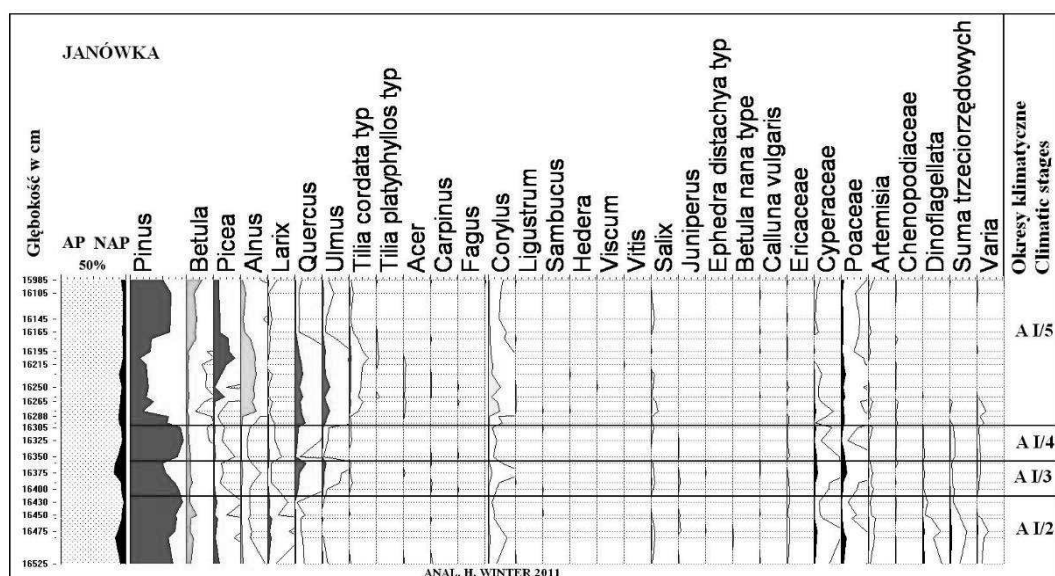
					je przebudowa zbiorowisk leśnych, w których dominuje sosna. Powtórna inwazja dębu świadczy o ponownym uformowaniu się lasów dębowych z rosnącym udziałem klonu, orzecha (<i>Juglans</i>), śliwy (<i>Prunus</i>) i graba. Z uformowaniem się łęgów należy wiązać obecność olchy i jesionu. Wkroczenie sosny i rozprzestrzenienie się zbiorowisk zielnych z udziałem wiechlinowatych i turzycowatych poprzedza uformowanie się lasu borealnego z sosną, modrzewiem i świerkiem wraz z brzozą.	chymi latami i łagodnymi zimami, ale ze znacznymi wpływami kontynentalnymi. Zmiana warunków klimatycznych wyrażona jest spadkiem temperatur i wzrostem wilgotności.
	17.2	Do II/III			Różnorodne zbiorowiska stepo-tundrowe ze zmiennym udziałem brzozy i jałowca.	Warunki klimatyczne surowe, ostre zimy i chłodne lata, z oscylacjami klimatu umiarkowanie chłodnego. Pod koniec wzrost kontynentalizacji.
	17.3	Do II			Rozwój lasów sosnowych w fazie początkowej. Stopniowe rozprzestrzenianie się dębu, wiązu, lipy i leszczyny, a także jesionu i klonu. Olsza zaczyna wypierać wiąz, a grab ze świerkiem dąb wskazując na przeobrażenie lasów mieszanych. Występuje ligustr, kalina i bez. W zbiorniku wodnym rośnie kotewka i azolla.	Klimat umiarkowany z ciepłymi, stabilnymi latami i chłodnymi zimami. Pod koniec przechodzi w klimat umiarkowany chłodny, wilgotny o znaczącej sezonowości.
	17.4	Do I/II			Panowanie zbiorowisk otwartych z przewagą wiechlinowatych wraz z turzycowatymi i bylicami. Rozwój lasów sosnowo-brzozowo-świerkowych ze zmiennym udziałem modrzewia. Leszczyna stanowi główny składnik podszycia, a na obrzeżach lasów pojawia się ligustr. Zbiornik wodny porasta azolla, obecna jest też kotewka wodna. Regres zbiorowisk leśnych i rozwój roślinności stepo-tundrowej początkowo z wierzbą i jałowcem, z rosnącym udziałem turzycowatych, bylic, wiechlinowatych, brzozy karłowatej i przęśli (<i>Ephedra</i>).	Oscylacyjne zmiany warunków klimatycznych od subarktycznych poprzez charakterystyczne dla klimatu umiarkowanie chłodnego do subarktycznych. W czasie panowania klimatu borealnego lata cechowały wysokie temperatury i znaczna stabilność. Występuje silny kontynentalizm.
	17.5	Do I			Rozwój lasów iglastych z przewagą sosny, ale znaczącym udziałem dębu, wiązu i leszczyny w optimum klimatycznym. Znaczący udział zbiorowisk lasu bagiennego z olszą. W końcowym etapie rozwój lasów ze świerkiem.	Panowanie klimatu umiarkowanego z niezbyt wysokimi temperaturami lata i zimnymi zimami. Pod koniec silny wzrost wilgotności warunków klimatycznych.
	18	Okres zimny			Uformowanie się różnorodnych zbiorowisk siedlisk otwartych: stepo-tundry, które ulegają regresji na korzyść lasu borealnego ze świerkiem, modrzewiem i jodłą oraz domieszką wiązu i dębu. Wielokrotne zmiany roślinności wyrażone rozwojem zbiorowisk stepowych i tundrowych	Po znaczącym ochłodzeniu wyznaczonym przez surowe zimy i chłodne lata powraca klimat umiarkowany chłodny. Powtarzają się chłodne i cieplejsze oscylacje klimatyczne.

	19	19.1	AII	Interglacjał augustowski	i powrotem lasów z dominacją sosny i brzozy z udziałem świerka i modrzewia.	
		19.2			Początek zaznacza szybka ekspansja sosny, dębu, wiązu i leszczyny wraz z lipą i klonem (<i>Acer</i>). Zaczynają się formować lasy łąkowe z wiązem, a później jesionem (<i>Fraxinus</i>). Szybko w lasach pojawia się grab (<i>Carpinus</i>) i olcha (<i>Alnus</i>). Na skraju lasów rośnie ligustr (<i>Ligustrum</i>), kalina (<i>Viburnum</i>), bez (<i>Sambucus</i>) i winorośl (<i>Vitis</i>), a w zbiornikach wodnych kotewka wodna (<i>Trapa natans</i>). Paprocie wodne azolla (<i>Azolla filiculoides</i>) i salwinia (<i>Salvinia natans</i>) pokrywają zbiorniki wodne. Gwałtownie wkracza wiąz wypierając grab i olchę. Ten krótkotrwały epizod kończy powrót graba i olszy. U schyłku optimum klimatycznego w lasy wkracza świerk z domieszką jodły (<i>Abies</i>) i następuje krótkotrwały rozwój zbiorowisk otwartych. Pod koniec panują lasy iglaste z sosną, świerkiem ze stopniowo malejącym udziałem drzew ciepłolubnych i olchy.	Panowanie klimatu umiarkowanego, w optimum umiarkowanie ciepłego z gorącymi i stabilnymi latami, z niezbyt dużą sezonowością. Znaczące ochłodzenie klimatu następuje pod koniec optimum, warunki klimatyczne są bardziej surowe, znacząco obniżają się temperatury lata i zimy. Lekkie ocieplenie klimatu następuje w fazie końcowej, chociaż panuje już klimat umiarkowany chłodny.
Matuyama	20		AI/II		Początkowo przeważają luźne lasy z brzozą, sosną, świerkiem i modrzewiem i znaczącym udziałem różnorodnych zbiorowisk otwartych z przewagą turzycowatych i wiechlinowatych. Brzoza wypiera ze zbiorowisk leśnych sosnę i świerk, rozwijają się zbiorowiska tundrowe z jałowcem i brzożą karłowatą. Po krótkotrwałym ociepleniu wyraźnym rozwojem lasów mieszanych z dębem, wiązem i lipą rozprzestrzeniły się zbiorowiska roślin zielnych. W młodszej części okresu ma miejsce ekspansja bylic (<i>Artemisia</i>) i Chenopodiaceae. U schyłku nastąpił krótkotrwały rozwój lasów sosnowych i powrót zbiorowisk otwartych.	Klimat cechują liczne fluktuacje, od klimatu umiarkowanego do klimatu umiarkowanie chłodnego z silną sezonowością i zimnymi zimami, a nawet subarktycznego o znacznej kontynentalizacji. Podczas cieplej oscylacji znacząco rosła temperatura zarówno zim jak i lat.
		21	21.1	AI	Dominacja lasów mieszanych z sosną, świerkiem i modrzewiem wraz z dębem, wiązem, lipą i leszczyną w podszyciu. W optimum klimatycznym pojawia się bluszcz. W czasie chłodnych oscylacji wkracza sosna z towarzyszeniem brzozy i rozwijają się zbiorowiska zielne z turzycowatymi (Cyperaceae) i wiechlinowatymi (Poaceae). U schyłku wkracza świerk i następuje ekspansja świerka w zbiorowiska leśne. U schyłku dominują luźne lasy iglaste z sosną, świerkiem i brzożą.	Warunki klimatyczne bardzo niestabilne, od klimatu umiarkowanego do klimatu umiarkowanie chłodnego z silną sezonowością i zimnymi zimami. W optimum zimy są cieplejsze, a lata ciepłe. Znaczący spadek temperatur zimy i lata i zwiększenie wilgotności nastąpiło po optimum klimatycznym. Stabilizacja klimatu cechuje schyłek okresu.
21.2						
21.3						
21.4						
		21.5				



Rys. 2. Syntetyczny diagram pyłkowy ze stanowiska Żarnowo

Synthetic pollen diagram from Żarnowo site



Rys. 3. Syntetyczny diagram pyłkowy ze stanowiska Janówka

Synthetic pollen diagram from Janówka site

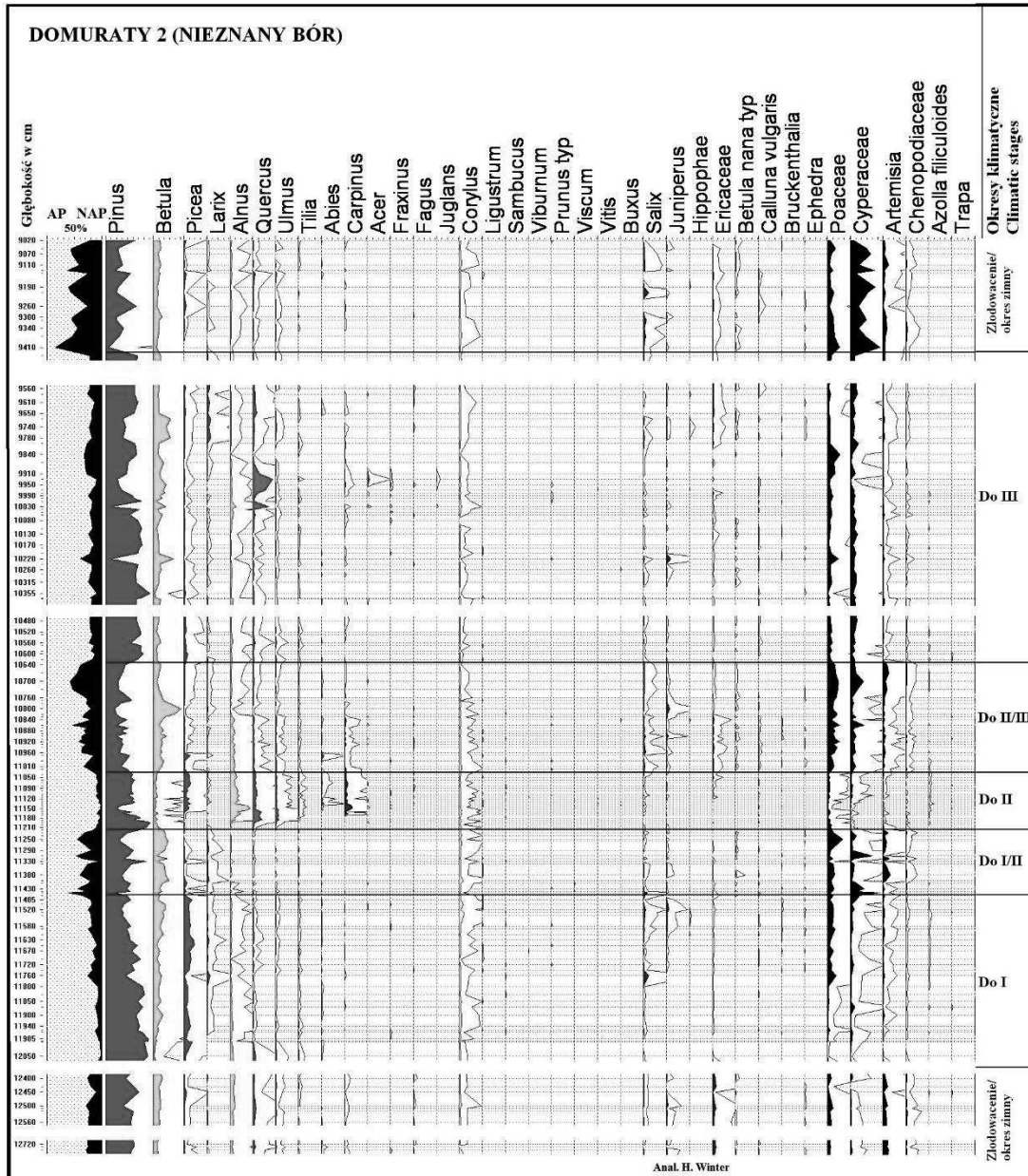
Następny okres jest cieplejszy, jednak dopiero opracowanie palinologiczne osadów z nowego wiercenia Domuraty 2 (Nieznany Bór) (rys. 4) wyraźnie świadczy o interglacjalnym charakterze tego ocieplenia i występowaniu luki sedymentacyjnej w profilu z Domurat. W sukcesji z Domurat 2 okres Do–II ma zdecydowanie cieplejszy charakter, a interglacjalny przebieg zmian roślinności wyraża się rozwojem zbioro-

wisk leśnych z dębem i wiązem, a następnie olszą, grabem, świerkiem i jodłą. Zapis następnego ciepłego okresu Do–III o charakterze interglacjalnym występuje już tylko w profilu z Domurat 2 (Nieznany Bór) (rys. 4). Długotrwały okres stabilnych warunków klimatycznych z zapisem niskoamplitudowych oscylacji klimatycznych jest dokumentowany wzrostem wartości sosny w przypadku ocieplenia klimatu lub

NAP i brzozy wskazujących na chłodną oscylację klimatyczną. Optimum klimatyczne tego okresu wiąże się z ekspansją dębu wraz z klonem i domieszką jesionu oraz graba w zbiorowiskach leśnych. O znaczącym ociepleniu świadczy pojawienie się pyłku orzecha (*Juglans*).

Postępujące ochłodzenie spowodowało wycofanie się drzew o wyższych wymaganiach

klimatycznych, jednak nadal główną rolę odgrywały luźne zbiorowiska leśne. W rezultacie silny impuls klimatyczny, czyli ochłodzenie o skali globalnej, przyczyniło się do ostatecznego odlesienia i otwarcia krajobrazu, a tym samym inwazji zbiorowisk roślinnych związanych z początkiem zlodowacenia.



Rys. 4 Syntetyczny diagram pyłkowy ze stanowiska Domuraty 2
Synthetic pollen diagram from Domuraty 2 site

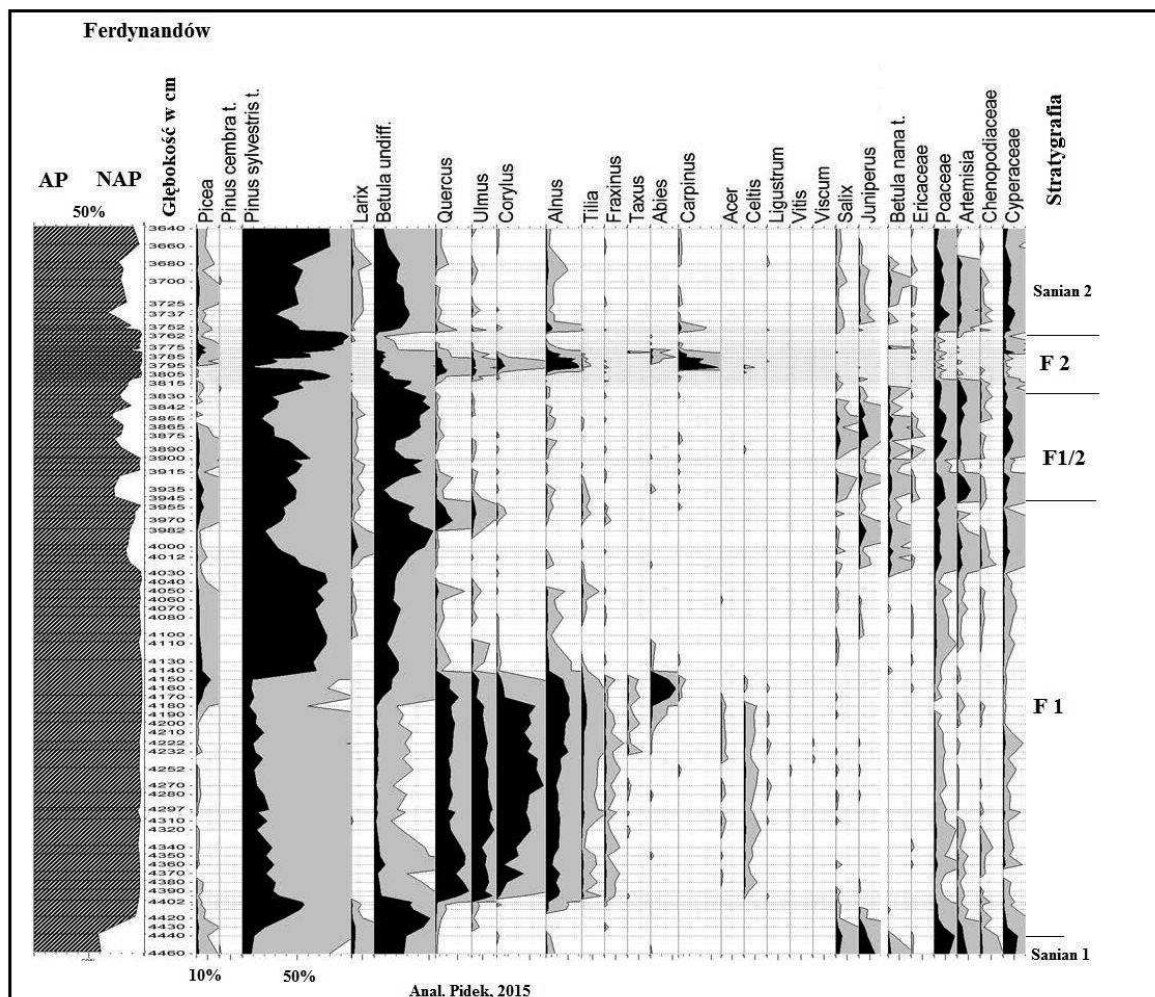
Sukcesja ferdynandowska

Sukcesja ferdynandowska podobnie jak augustowska ma charakter bimodalny (rys. 5), a zapis palinologiczny dwóch interglacjalów

wskazuje na zróżnicowane warunki klimatyczne (Janczyk-Kopikowa 1975, 1991; Winter 1992; Pidek 2000, 2003; Mamakowa 2003; Pidek, Małek 2010). Optimum klimatyczne starszego interglacjalu F 1 prezentuje zdecydowanie cie-

plejszy klimat niż optimum młodszego interglacjału F 2. Świadczy o tym rozwój lasów liściastych z dębem, wiązem, lipą, jesionem, klonem i leszczyną budującą podszycie. Obecność pyłku cisa, bluszczu, ligustru i bukszpanu należy wiązać zarówno z łagodnymi zimami, jak i ciepłymi latami oraz wyraźnym wpływem klimatu morskiego. W przebiegu sukcesji roślinności w F 1

w profilach z Ferdynandowa (Janczyk-Kopikowa 1975), Popioły (Winter 1992), Łuków (Pidek, Małek 2010) i Ferdynandów (Pidek 2015) widoczne jest załamanie krzywych dębu i leszczyny i wzrost wartości brzozy wraz z sośną, będące efektem chłodnej oscylacji klimatycznej.



Rys. 5. Uproszczony diagram pyłkowy ze stanowiska Ferdynandów (Pidek 2015)

Simplified pollen diagram from Ferdynandów site (Pidek 2015)

Liczne oscylacje klimatyczne dokumentowane ekspansją roślinności zielonej, związanej z otwartymi przestrzeniami i roślinności leśnej występują w chłodnym okresie rozdzielającym oba interglacjały. Podobnie jak w interglacjale augustowskim również w interglacjale ferdyndowskim obserwujemy znaczący wzrost udziału dębu i wiązu w okresie chłodnym F 1/F 2, świadczący o zdecydowanym polepszeniu warunków klimatycznych (Pidek, Małek 2010; Pidek 2015).

Młodszy interglacjał F 2 cechuje stabilność klimatyczna i rozwój sukcesji pyłkowej charakterystycznej dla klasycznych interglacjałów. Cechą wyróżniającą ten interglacjał są chłodniejsze zimy i znacząca sezonowość warunków klimatycznych wyrażone brakiem roślin związanych z cieplejszym klimatem, między innymi bluszczu, bukszpanu (*Buxus*) i ostrokrzewu (*Ilex*). Schyłek obu interglacjałów F 1 i F 2 ma zbliżony charakter i dokumentuje panowanie lasów sosnowych z brzozą i świerkiem.

Dyskusja i wnioski

Charakterystyka palinologiczna i klimatyczna palinokompleksu południowopolskiego

Porównanie trzech omawianych sekwencji pyłkowych wskazuje na istnienie podobieństw w składzie flory pyłkowej zbiorowisk roślinnych i pozwala na określenie wspólnych cech omawianych sukcesji:

1. Wszystkie omawiane sukcesje pyłkowe mają charakter policykliczny wyrażający się naprzemiennym występowaniem okresów z roślinnością leśną i siedlisk otwartych o różnej randze klimatycznej.

2. Wyróżnia je silna dynamika zmian roślinności wskazująca zarówno na wysokoamplitudowe zmiany klimatu, jak i niskoamplitudowe oscylacje klimatyczne zachodzące zarówno w czasie interglacjałów, jak i w okresach zimnych;

3. Cechą charakterystyczną wszystkich sukcesji jest:

- brak lub sporadyczne pojawianie się graba w zbiorowiskach leśnych starszego, ciepłego okresu,

- współwystępowanie pyłku dębu (*Quercus*) i wiązu (*Ulmus*) oraz wysokie wartości osiągnięte przez pyłek wiązu i bardzo niski udział jesionu,

- szybkie rozprzestrzenianie się olszy (*Alnus*) i wysoki jej udział w okresach ciepłych,

- niewielki udział cisa (*Taxus*) w zbiorowiskach leśnych,

- nikła rola jodły w zbiorowiskach leśnych z grabem.

4. Okresy chłodne cechuje obecność zbliżonych zbiorowisk roślinnych wiązanych z warunkami glacialnymi.

5. Wszystkie trzy sekwencje charakteryzują się oscylacją klimatyczną wyrażoną ociepleniem klimatu. W sekwencji augustowskiej i ferdynandowskiej jest ona zdecydowanie cieplejsza niż w domuratowskiej.

6. Niski jest udział roślin związanych z klimatem oceanicznym takich jak cis, bluszcz, bukszpan oraz roślin egzotycznych, a ich obecność wyraźnie wiąże się z jednym interglacjałem/okresem ciepłym.

7. Rozwój wielogatunkowych zbiorowisk leśnych z wysokim udziałem dębu, wiązu i leszczyny, a w młodszych okresach ciepłych graba świadczy o relatywnie wysokich temperaturach lata.

8. Wysokie temperatury lata potwierdzone występowaniem makroszczątków roślin ciepłolubnych (Stachowicz-Rybka 2009, 2011, 2015) i temperatury zim poniżej 0°C, w optimach klimatycznych szczególnie w okresach ciepłych z grabem, wskazują na wyraźny wpływ klimatu kontynentalnego.

Porównując zmiany roślinności i klimatu, można uznać, że sukcesję augustowską i domuratowską cechuje większe powinowactwo florystyczne i podobieństwo klimatyczne w porównaniu do sukcesji ferdynandowskiej, wyrażone wyższym udziałem świerka i modrzewia oraz wierzby, panowaniem luźnych lasów sosnowo-brzozowych ze świerkiem i modrzewiem i niewielką domieszką ciepłolubnych drzew, leszczyny i ligustru u schyłku pierwszego ciepłego okresu, ciągłym występowaniem w tym czasie mikrosporangiów azolli.

Największą dynamikę zmian klimatu obserwujemy w sukcesji domuratowskiej. Potwierdza ją obecność trzech bardzo wyraźnych okresów ciepłych, z których przynajmniej dwa są rangi interglacialnej w rozumieniu zasad analizy pyłkowej (Janczyk-Kopikowa 1987) oraz mniejszych oscylacji klimatycznych występujących zarówno w obrębie okresów ciepłych jak i chłodnych. Ocena parametrów klimatycznych, na podstawie składu i charakteru roślinności, pozwala na stwierdzenie, że sukcesję domuratowską cechuje sezonowość warunków klimatycznych z silnymi, oscylacyjnymi wpływami klimatu kontynentalnego, który szczególnie wyraźnie uwidacznia się w schyłkowej części pierwszego, starszego interglacjału Do-I poprzez obecność pyłku różnych gatunków przęśli (*Ephedra*) i wielosiła (*Polemonium*).

Palinostratygrafia i korelacje klimatostratygraficzne z rdzeniami głębokomorskimi (MIS)

Wyniki badań metodą paleomagnetyczną osadów z wiercenia Kalejty z zapisem sekwencji augustowskiej (Winter 2001) sugerowały istnienie granicy Bruhnes/Matuyama (Nawrocki 1995; Ber 2000). Wyniki powtórnych badań potwierdziły prawdopodobieństwo istnienia granicy Bruhnes/Matuyama w osadach z Kalejt (Gaździcka i in. 2010). Badania z profilu Czarnucha nie dały jednoznacznych wyników potwierdzających obecność paleomagnetycznego zapisu tej granicy (Nawrocki 2009), chociaż osady poniżej 112,8 m mogły być namagnesowane odwrotnie. Uwzględniając wyniki badań paleomagnetycz-

nych, należy korelować starszy interglacjał A–I z MIS 21, a młodszy AII z MIS 19.

Sukcesje domuratowska i ferdynandowska paleomagnetycznie zapisane są w chronozonie Bruhnes (Krzyszkowski i in. 1996; Lindner, Marks 2008; Lindner i in. 2013). W odniesieniu do stratygrafii izotopowej z rdzeni głębokomorskich sukcesja ferdynandowska korelowana jest jednoznacznie z MIS 15–13 (Zagwijn 1996). W takim kontekście sukcesję z Domurat należy odnieść do MIS 17. Sukcesję augustowską udokumentowano w osadach położonych na glinie zwałowej, która została uznana za ekwiwalent najstarszego zlodowacenia, zlodowacenia narwi (Ber 1996; Ber i in. 1998).

Uwzględniając wyniki badań paleomagnetycznych oraz analizy pyłkowej, jak również sytuacji geologicznej można uznać, że augustowska sukcesja pyłkowa stanowi odpowiedź na silny, globalny impuls klimatyczny związany z gwałtownym oziębieniem klimatu i wkroczeniem lądolodu na obszar Polski. Tak silne oziębienie klimatu spowodowało wyginięcie takich taksonów, jak *Eucommia* i *Tsuga* z terenu Europy i wyeliminowanie z szaty roślinnej Polski *Castanea* i *Ostrya* oraz na setki tysięcy lat buka jako ważnego składnika lasów. Roślinność cechująca sukcesję augustowską ma już typowy charakter „czwartorzędowy”.

Powszechnie uznaje się, że około 900 ka wystąpiły pierwsze gwałtowne zmiany w komponentach systemu klimatycznego sugerujące silny wpływ pokrywy lodowej i jej zmian na klimat w plejstocenie (Clark i in. 2006), które obejmowały MIS 24 i 22. Długotrwały zapis klimatyczny w augustowskiej sekwencji pyłkowej stanowi florystyczny i klimatyczny odpowiednik MIS 21–19 (tab. 1). Starszy interglacjał AI można korelować z MIS 21, a chłodne oscylacje klimatyczne występujące w jego obrębie przypisać do substadiałów 21.4 i 21.2. Odpowiednio – ocieplenia odpowiadają substadiąm 21.5 i 21.3, a zapis optimum klimatycznego AI zawarty jest w MIS 21.1 (Bassinot i in. 1994). Zapis palinologiczny MIS 20 odpowiadający ochłodzeniu A–I/II wskazuje na zdecydowanie zimny charakter roślinności, a dynamiczna zmiana klimatu powoduje pojawienie się otwartego krajobrazu.

Interglacjał A–II należy korelować z MIS 19, a niskoskalowe zmiany klimatu znajdują swój wyraz w obecności ciepłych substadiałów zapisanych w krzywej tlenowej (Bassinot i in. 1994). Optimum klimatyczne reprezentuje substadiał 19.1, a ciepłą, pooptymalną oscylację klimatycz-

ną należy prawdopodobnie utożsamiać z MIS 19.3.

Badania paleomagnetyczne osadów z zapisem sukcesji domuratowskiej jednoznacznie wskazują na jej usytuowanie w chronozonie Bruhnes. Trójdzielny charakter tej sukcesji wyrażający dynamiczne, wielkoskalowe zmiany klimatyczne doskonale odzwierciedla spadek wartości krzywej $\sigma^{18}\text{O}$ wskazujący na ocieplenie klimatu w czasie MIS 17.5, 17.3 i 17.1, a będących odpowiednikiem ciepłych okresów DoI/III. Wzrost tej wartości wiązany jest z ochłodzeniem klimatu w czasie substadiałów MIS 17.4 i 17.2 i rozprzestrzenieniem się roślinności związanej z otwartymi siedliskami.

Jednym ze znaczących epizodów w historii Ziemi jest wczesno-środkowoplejstocenijskie przejście (WŚPP) zwane inaczej „środkowoplejstocenijską rewolucją” (Head, Gibbard 2005), podczas której dominujący we wczesnym plejstocenie 40 ka cykl klimatyczny glacjał/interglacjał związany ze skośnością ziemskiego cyklu orbitalnego został stopniowo zastąpiony przez wysokoamplitudowy cykl ekscentryczny liczący ~100 ka. Silne zmiany klimatu występujące między MIS 36 (około 1,2 Ma) a MIS 13 (około 540–460 ka) obejmujące WŚPP wyraziły się w rozmaity sposób. W czasie MIS 24–22, a ściślej, około 900 ka miało miejsce wielkoskalowe ochłodzenie klimatu (Clark i in. 2006), które mogło być na tyle silne, że spowodowało rozwój zlodowaceń na półkuli północnej wyrażonych pojawieniem się lądolodu. Być może wówczas lądolód po raz pierwszy wkroczył na obszar Polski i pozostawił najstarszą glinę zwałową podścielającą osady interglacjału augustowskiego. W czasie MIS 21 do wczesnego MIS 19 (około 850–770 ka) (Head, Gibbard 2005) w północnej Eurazji nastąpiło rozprzestrzenienie się wielkich ssaków, wraz z mamutem stepowym (*Mammuthus trogontherii*) (Foronova 2005). Ekspansja zwierząt była odpowiedzią na uformowanie się odpowiednich zbiorowisk roślinnych zdolnych je wyżywić. W sukcesji augustowskiej podany okres odpowiada pooptymalnej części A–I, z luźnymi lasami ulegającymi przeobrażeniu w laso-stepo-tundrę.

Według Maslin i Ridgwell (2005) WŚPP miało dwustopniowy charakter. Pierwszy stopień rozpoczął się około 940–890 ka i charakteryzował się znaczącym, globalnym wzrostem pokrywy lodowej, przy stałej dominacji cyklu 41 ka. Drugi datowany na około 725–650 ka był wyrażony silną 100 ka cyklicznością i wysoką amplitudą zmian klimatycznych. Stan pośredni

między cyklami trwał od 0,92 Ma do 0,64 Ma (Wang i in. 2001) (MIS 24–16). WŚPP obejmuje swoim zasięgiem palinokompleks południowopolski, a przejście z cyklu 40 ka do 100 ka było prawdopodobnie przyczyną nieliniarnych zmian glacjał/interglacjał i policykliczności omawianych sukcesji związanych z długotrwałymi wielkoskalowymi i niskoamplitudowymi zmianami klimatycznymi. Według Mudelsee i Stattegger (1997) przejście między cyklem 40 ka i 100 ka miało miejsce 725–650 ka, obejmując MIS 18–16. W czasie tej zmiany deponowane były osady zawierające sukcesję domuratowską (MIS 17) z zapisem wysokoamplitudowych zmian klimatu, którą prawdopodobnie już można wiązać z cyklem 100 ka, ale cykl 40 ka być może wyrażony jest przejściem interglacjał/ochłodzenie (DoI/DoI/II, DoII/DoII/III, DoIII/DoIII/IV).

Przejście między cyklami było stopniowe, ale silny chłodny impuls klimatyczny wskazujący na rozwój i ekspansję lądolodów miał miejsce, oprócz MIS 24–22, także w czasie MIS 16 i przyczynił się do depozycji osadów lodowcowych rozdzielających sukcesję domuratowską i ferdynandowską. W przypadku MIS 18 ochłodzenie uznano za słaby impuls klimatyczny (Head, Gibbard 2005), który nie doprowadził do wkroczenia lądolodu na teren Europy Środkowej. Prawdopodobnie brak zlodowacenia na terenie Polski w tym czasie, przy jednoczesnym długotrwałym utrzymywaniu się czapy lodowcowej na północy kontynentu ujednolicił na tysiące lat warunki klimatyczne i stał się przyczyną podobieństwa sukcesji augustowskiej i domuratowskiej. Jednocześnie na bardziej kontynentalny charakter tej drugiej mógł mieć wpływ rozwój czapy lodowej na północy i obniżenie poziomu morza, które w niewielkim stopniu podniosło swój poziom podczas osadzania się osadów z zapisem sukcesji domuratowskiej. Powodem niepełnego zapisu sukcesji domuratowskiej w Domuratach i fragmentarycznego w innych profilach mógł być brak zbiorników jeziornych związanych z deglacją lądolodu, w których prawdopodobnie dochodziło do sedymentacji osadów jeziornych. Problemem pozostaje interpretacja osadów zimnych z początku sukcesji, które zostały określone jako osady fluwioglacjalne, a ich sedymentacja nastąpiła u schyłku najstarszego zlodowacenia. Mogą to być również osady, których depozycja nastąpiła tylko w strefie peryglacjalnej, w czasie globalnego ochłodzenia, ale bez wkroczenia lądolodu. Dylematem pozostaje rozdzielenie sukcesji augustowskiej i domuratowskiej. W przypadku

braku rozdzielenia obu sukcesji osadami lodowcowymi, a w kontekście słabo wyrażonego zimnego impulsu klimatycznego w MIS 18 zapisanego w rdzeniach głębokomorskich, istnieje możliwość, że oba interglacjały wraz z rozdzielającym je ochłodzeniem mogą stanowić jeden kompleks, z zapisem wielokrotnych zmian klimatu interglacjał/glacjał w ujęciu palinologicznym obejmujący MIS 21–17. W ujęciu klimatologicznym cały kompleks można określić jako megainterglacjał.

Według autorki odrębność palinologiczna sukcesji augustowskiej, domuratowskiej i ferdynandowskiej jest bezsprzeczna, a palinokompleks południowopolski z długotrwałym i ciągłym zapisem zmian i oscylacji klimatycznych w osadach lądowych stanowi wspaniałe archiwum do odtwarzania zmian i fluktuacji klimatu w czasie dolnego i środkowego plejstocenu w Europie.

Podziękowania

Autorka dziękuje bardzo za wnikliwe i pozytywne recenzje Małgorzacie Malkiewicz i Anonimowemu Recenzentowi. Dziękuję serdecznie również Bartoszowi Łuczakowi za tłumaczenie streszczenia.

Literatura

- Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E., Quidelleur X., Shackleton N.J., Lancelot Y. 1994. The astronomical theory of climate and age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letters* 126: 91-108.
- Ber A. 1996. Sytuacja geologiczna osadów jeziornych osadów piętra augustowskiego w Szczecinie koło Augustowa oraz osadów jeziornych interglacjału mazowieckiego w Krzyżewie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373: 35-48.
- Ber A. 2000. Plejstocen Polski północno-wschodniej w nawiązaniu do głębszego podłoża i obszarów sąsiednich. *Prace PIG* CLXX: 1-89.
- Ber A., Janczyk-Kopikowa Z., Krzyszkowski D. 1998. A new interglacial stage in Poland (Augustovian) and the problem of the age of the oldest Pleistocene till. *Quaternary Sciences Reviews* 17: 761-773.
- Ber A., Lindner L., Marks L. 2007. Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. *Przegląd Geologiczny* 55(2): 115-118.
- Ber A., Lisicki S., Winter H. 2009. Stratygrafia dolnego plejstocenu północno-wschodniej polski na podstawie badań osadów jeziornych z profili Sucha wieś (Pojezierze Elckie) i Czarnucha (Równina Augustowska) w nawiązaniu do

- obszarów Rosji, Litwy i Białorusi. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 435: 23-36.
- Clark P.U., Archer D., Pollard D., Blum J.D., Rial J.A., Brovkin V., Mix A.C., Pisias N.G., Roy M. 2006. The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂. *Quaternary Science Reviews* 25: 3150-3184.
- Foronova I.V. 2005. Large mammal faunas from southwestern Siberia of the Plio-Pleistocene boundary and Lower/Middle Pleistocene transition. *Quaternary International* 131: 95-99.
- Gaździcka E., Krzywicki T., Lisicki S., Nitychoruk J., Rosowiecka O., Winter H. 2010. W: Zintegrowany program płytkich wierceń badawczych dla rozwiązania istotnych problemów budowy geologicznej Polski. Dokumentacja geologiczna otworu badawczego Kalejty PIG-1 – Problem 17 - Zbadanie zapisu czwartorzędowych zmian klimatycznych w wybranych profilach z obszaru Polski. Arch. CAG PIG, Warszawa.
- Head M.J., Gibbard P.H.L. 2005. Early-Middle Pleistocene transitions: an overview and recommendation for the defining boundary. W: M.J. Head, P.L. Gibbard (red.) *Early-Middle Pleistocene Transitions: The Land-Ocean Evidence*. Geological Society, London, Special Publications 247: 1-18.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1975. Flora interglacjalna mazowieckiego w Ferdynandowie. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 290: 5-94.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1987. Uwagi na temat palinostratygrafii czwartorzędu. *Kwartalnik Geologiczny* 3: 155-162.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1991. The Ferdynandów Interglacial in Poland. *Geological Quarterly* 35: 71-80.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1996. Ciepłe okresy w mezoplejstocenie północno-wschodniej Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373: 49-66.
- Janczyk-Kopikowa Z. 2009. Analiza pyłkowa międzymorenowych osadów z profilu Sucha Wieś (Pojezierze Elckie, północno-wschodnia Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 435: 37-46.
- Janczyk-Kopikowa Z., Mojski J.E., Rzechowski J. 1980. Stratygrafia i zasięgi osadów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu między Wisłą i Bugiem. Symposium „Stratygrafia i chronologia lessów oraz utworów glacialnych dolnego i środkowego plejstocenu w Polsce SE”. Lublin: 35-36.
- Khursevich G., Nita M., Ber A., Sanko A., Fedenya S. 2005. Palaeoenvironmental and climatic changes during the Early Pleistocene recorded in the lacustrine-boggy-fluvial sediments at Komorniki, NE Poland. *PIG Special Papers* 16: 35-44.
- Krzyszowski D., Bötger T., Junge F., Kuszell T., Nawrocki J. 1996. Ferdynandovian Interglacial palaeoclimate reconstructions from pollen successions, isotope composition and palaeomagnetic susceptibility. *Boreas* 25: 283-296.
- Lindner L., Marks L. 2008. Pleistocene stratigraphy of Poland and its correlation with stratotype sections in the Volhynian upland (Ukraine). *Geochronometria* 31: 31-37. Doi 10.2478/v10003-008-0014-9.
- Lindner L., Marks L., Nita M. 2013. Climatostratigraphy of interglacials in Poland: Middle and Upper Pleistocene lower boundaries from a Polish perspective. *Quaternary International* 292: 113-123.
- Lisicki S., Winter H. 2004. Rewizja pozycji stratygraficznej osadów dolnego i środkowego plejstocenu północno-wschodniej Polski. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. T IV, Seria Geografia 68: 259-282.
- Mamakowa K. 2003. Plejstocen. W: S. Dybowa-Jachowicz, A. Sadowska (red.) *Palinologia*. Inst. Botaniki im. W. Szafera, PAN, Kraków: 235-273.
- Maslin M.A., Ridgwell A.J. 2005. Mid-Pleistocene Revolution and the ‘eccentricity myth’. http://www.seao2.info/pubs/manuscript_maslin_and_ridgwell.pdf: 1-39.
- Mudelsee M., Statterger K. 1997. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advance methods of time-series analysis. *Geologische Rundschau* 86: 499-511.
- Nawrocki J. 1995. Wyniki badań paleomagnetycznych 5 prób z profilu Kalejty (Równina Augustowska). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Nawrocki J. 2009. Wyniki badań paleomagnetycznych osadów jeziornych z profilu Czarnucha (Równina Augustowska, północno-wschodnia Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 435: 109-118.
- Pidek I.A. 2000. Interpretacja palinostratygraficzna zimnej jednostki pomiędzy dwiema ciepłymi w ferdynandowskiej sukcesji Zdan (Polska E). *Przegląd Geologiczny* 11(48): 1035-1037.
- Pidek I.A. 2003. Mesopleistocene vegetation history in the northern foreland of the Lublin Upland based on palaeobotanical studies of the profiles from Zdan and Brus sites. Maria Curie-Skłodowska University Press. Lublin: 1-96.
- Pidek I.A. 2015. Palynostratigraphy and vegetation changes during the early Middle Pleistocene, based on new studies of deposits from Ferdynandów (central eastern Poland). *Acta Palaeobotanica* 55(1): 253-266. Doi 10.1515/acpa-2015-0002.

- Pidek I.A., Małek M. 2010. A bi-partite Ferdynandovian succession from Łuków, Eastern Poland: a new palynostratigraphic approach. *Geological Quarterly* 54(1): 69-85.
- Rosowiecka O., Winter H., Granoszewski W. 2010. Climate changes during the Quaternary in north Poland based on paleomagnetic and plant indicators analyses. *Travaux Geophysiques XXXIX. Abstracts of the 12 Castle Meeting. New trends in geomagnetism. Palaeo, rock and environmental magnetism. Castle of Nove Hrad, Czech Republic, August 29-September 10 2010*: 74.
- Rzechowski J. 1996. The Ferdynandivian Interglacial and its stratigraphical position in the Middle Pleistocene of Europe. W: Ch. Turner (red.) *The early Middle Pleistocene in Europe*. A.A.Balkema/Rotterdam/Brookfield: 279-293.
- Stachowicz-Rybka R. 2009. Stratygrafia szczątków roślin ze stanowiska Czarnucha (Równina Augustowska, północno-wschodnia Polska). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 435: 97-104.
- Stachowicz-Rybka R. 2011. Flora and vegetation changes on the basis of plant macroremains analysis from an early Pleistocene lake of the Augustów Plain, NE Poland. *Acta Palaeobotanica* 51(1): 39-103.
- Stachowicz-Rybka R. 2015. Environmental and climate changes of the Domuraty 2 section (NE Poland) based on analysis of plant macroremains. *Acta Palaeobotanica* 55(2): 213-231.
- Stachowicz-Rybka R., Pidek I.A., Żarski M. 2017. New palaeoclimate reconstructions based on multidisciplinary investigation in the Ferdynandów 2011 stratotype site (eastern Poland). *Geological Quarterly* 61(2): 276-290. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.10.7306/gq.1353>.
- Wang P., Tian J., Cheng X. 2001. Transition of Quaternary glacial cyclicality in deep-sea records at Nansha, the South China Sea. *Sciences in China, series D* 10(44): 926-933.
- Winter H. 1992. Ferdynandowska sukcesja pyłkowa z profilu Popioły – Kotlina Toruńska. *Kwartalnik Geologiczny* 36(3): 387-392.
- Winter H. 2001. Nowe stanowisko interglacjału augustowskiego w północno-wschodniej Polsce. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Wydawnictwo Naukowe UAM, Poznań: 439-450.
- Winter H. 2008. Zapis palinologiczny zmian roślinności i klimatu interglacjału augustowskiego w profilu Żarnowo (Równina Augustowska, północno-wschodnia Polska). *Przegląd Geologiczny* 56(11): 1011-1118.
- Winter H. 2009. Sukcesja pyłkowa z profilu Czarnucha i jej znaczenie dla stratygrafii dolnego plejstocenu północno-wschodniej Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 435: 109-118.
- Winter H. 2010. Palinokompleksy północno-wschodniej Polski. XVII Konferencja Stratygrafia Plejstocenu Polski, Jeziorowskie, 6-10. 2010: 112.
- Winter H. 2015. Dynamika zmian klimatycznych w pliocenie i plejstocenie dolnym oraz granica neogen/czwartorzęd w osadach południowego Mazowsza (Polska środkowa) na podstawie danych palinologicznych. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 202: 53-106.
- Winter H., Lisicki S. 2005. Sukcesja pyłkowa z Domuraty (Wzgórza Sokólskie) i jej znaczenie dla plejstocenu Polski północno-wschodniej. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 416: 115-131.
- Winter H., Khursevich G., Fedenya S. 2008. Pollen and diatom stratigraphy of the lacustrine-fluvial-swamp deposits from the profile Domuraty. *Geological Quarterly* 52(3): 269-280.
- Zagwijn W.H. 1996. The Cromerian Complex Stage of the Netherlands and correlation with other areas in Europe. W: Ch. Turner (red.) *The Early Middle Pleistocene in Europe*. A.A. Balkema/Rotterdam/Brookfield: 145-172.

Summary

Four complexes have been distinguished in the stratigraphic outline of the Pleistocene in Poland: pre-glacial, South-Polish, Middle-Polish, and North-Polish (Ber et al. 2007). They contain climatostratigraphic units of varying rank: glacial/interglacial, warming/cooling, stadial/interstadial, and phase/interphase, expressed, among others, in a palynological record of a diverse character: long pollen successions and interglacial sequences in the classic perspective (Janczyk-Kopikowa 1987).

In the case of the palynological record of the warm units of the Pleistocene, common characteristics of the pollen flora and the similarities in the course of plant successions may be distinguished as well, which allows to group them in age-specific assemblages – palynocomplexes – which are the equivalent of complexes in the geologic perspective. The South-Polish palynocomplex includes three long plant successions with an extensive record of the climatic changes and oscillations: Augustovian, Domuratovian, and Ferdynandovian.

Two warm periods have been recognized in the Augustovian sequence, in the rank of interglacial AI and AII. In the period of AI, mixed forests with pine, oak, elm, linden, alder, as well

as hazel and spruce, developed. Because of the instability of the climate at that time, however, a regression of the mixed forests and a development of spruce-birch forests with larch, as well as open assemblages occurred. The forests that dominated at first in the younger interglacial A–II were forests with oak, elm and linden, with the admixture of hornbeam with alder, spruce with an admixture of fir. In the cold period of AI/AII assemblages developed in which herbaceous plants and tundra, and even pine-birch forests with an admixture of oak, elm and linden dominated. Such changes in the plant cover provide evidence of considerable climatic oscillations, and the occurrence of warm, short events.

A development of vegetation similar to the one in the Augustovian Interglacial appeared in the two older warm periods DoI and DoII during the Domuratovian Interglacial, but the contribution of thermophilic trees, such as oak, elm, and linden, was much lower. The plant cover developed in a markedly different fashion in the youngest warm period Do–III. An extended period of stable climate conditions with a record of low-amplitude climatic oscillations is documented by the increase in the contribution of pine in the case of a climatic warming, and NAP and birch indicating a cold climatic oscillation. The climatic optimum of this period is connected with the expansion of oak and maple, with an admixture of ash and hornbeam into forest assemblages. A significant warming is indicated by the appearance of the walnut pollen (*Juglans*).

The Ferdynandovian succession is of a bimodal character. The climatic optimum of the older F 1 interglacial presents a much warmer climate than the optimum of the younger F 2 interglacial. It is indicated by the development of deciduous forests with oak, elm, linden, ash, maple, and hazel building the underwood. The presence of the pollen of yew, ivy, privet, and boxwood, should be connected with mild winters and warm summers, as well as visible influence of maritime climate. The course of plant succession in many profiles displays a drop in the curve of the oak and hazel population and an increase in the level of birch with pine, which is the effect of a cold climatic oscillation.

Numerous climatic fluctuations documented by the expansion of herbaceous vegetation connected with open spaces and forest vegetation appear in the cold period separating both interglacials. Similarly to the Augustovian Interglacial, a significant increase in the contribution of

oak and elm appeared also in the cold period of F 1/F 2, which indicates a marked improvement of the climate conditions (Pidek, Małek 2010; Pidek 2015).

The younger interglacial of F 2 is characterised by climatic instability and the development of a pollen succession typical of classic interglacials. The distinctive property of this interglacial is the colder and notably seasonal nature of climate conditions expressed in the scarcity of elements associated with warmer climate conditions, among others: ivy, boxwood (*Buxus*) and holly (*Ilex*).

The comparison of the three discussed pollen sequences allows to determine the similarities between the discussed successions:

- all of the discussed pollen successions are of a polycycle character, which is expressed by alternating periods with sylvan vegetation and open assemblages of varying climatic rank;
- they are characterized by significant dynamics of the changes in vegetation, indicating both high-amplitude climate changes that suggest interglacial changes in vegetation separated with intense cooling, and low-amplitude climatic oscillations appearing during interglacials, as well as cold periods;
- the characteristic feature of all the successions is the lack or rare appearance of hornbeam in sylvan assemblages of the older, warmer period;
- the co-occurrence of the pollen of oak (*Quercus*) and elm (*Ulmus*) and high concentrations of the elm pollen with a very low contribution of ash;
- rapid spread of alder (*Alnus*) and its high contribution in warm periods;
- low contribution of yew (*Taxus*) in assemblages;
- minimal role of fir in forest assemblages with hornbeam;
- cold periods are characterized by the presence of related plant assemblages connected with glacial conditions; a climatic oscillation expressed in a climate warming is characteristic of all three sequences;
- a low contribution of plants connected with the oceanic climate, expressed in warm winters and the lack of spring ground frost, such as yew, ivy, boxwood and exotic plants, while their appearance is clearly connected with one interglacial/warm period;
- the development of multi-species forest assemblages with a high contribution of oak, elm, and hazel, and in younger periods also

hornbeam, which indicates relatively high summer temperatures;

- elevated summer temperatures are confirmed by the presence of macroremains of plants with high temperature requirement (Stachowicz-Rybka 2004, 2010, 2012), but winter temperatures in climatic optima, particularly in warm periods with hornbeam, reached below 0°C. Such a set of properties indicates a strong influence of continental climate;

- while comparing the changes in the plant cover and climate, one can conclude that the Augustovian and Domuratovian successions are characterized by a stronger floristic affinity and climatic similarity in comparison with the Ferdynandovian succession.

The results of the studies of the sediments from the Kalejty drilling with the records of the Augustovian sequence (Winter 2001) with the paleomagnetic method suggested the existence of the Bruhnes/Matuyama boundary (Ber 2000). Considering the results of the paleomagnetic studies, the older interglacial A I should be correlated with MIS 21, and the younger one with MIS 19. The Domuratovian and Ferdynandovian successions are paleomagnetically recorded in the Bruhnes chronozone (Krzyszowski et al. 1996). In relation to the isotopic stratigraphy from the deep sea cores, the Ferdynandovian succession is unambiguously correlated with MIS 15–13 (Zagwijn 1996). In this context, the succession from Domurat should be related to MIS 17.

It is commonly accepted that approximately at 900 ka first rapid changes began to occur in the components of the climate system that sug-

gest a strong influence of the ice sheet and its changes on the climate of the Pleistocene (Clark et al. 2005), which included MIS 24 and 22. The extended climatic record contained within the Augustovian pollen succession constitutes a floristic and climatic equivalent of MIS 21–19 (Tab. 1). The older interglacial A–I may be correlated with MIS 21, while the cold climatic oscillations occurring in this interglacial may be ascribed to the sub-stadials 21.4 and 21.2. Respectively, the warming periods correspond to the sub-stadials 21.5 and 21.3, and the record of the climatic optimum A–I is contained within MIS 21.1 (Bassinot et al. 1994). The palynological record of MIS 20 corresponding with the cooling A–I/II suggests a definitely cold character of the vegetation and the dynamic climate change is expressed in the appearance of a new open landscape. The A–II Interglacial should be correlated with MIS 19, and the low-scale climate changes are expressed in the presence of warm sub-stadials recorded in the oxygen curve (Bassinot et al. 1994). The climatic optimum represents sub-stadial 19.1, and the warm, post-optimal climatic oscillation should probably be identified as connected with MIS 19.3.

The threefold character of this succession expressing dynamic, large-scale climatic changes perfectly reflects the drop in the $\sigma^{18}\text{O}$ curve, indicating a warming of the climate during MIS 17.5, 17.3 and 17.1 being the equivalent of the warm periods DoI/III. The increase in this value is connected with the cooling of the climate during the sub-stadials MIS 17.4 and 17.2 and the spread of vegetation connected with open habitats.

ZNACZENIE METOD LITOLOGICZNYCH W REKONSTRUKCJACH PROCESÓW GLACIGENICZNYCH NA PRZYKŁADACH Z OBSZARU STAROGLACJALNEGO POLSKI ŚRODKOWEJ

The importance of lithological methods in the reconstruction of glacial processes of the old glacial area with examples from Central Poland

ZBIGNIEW RDZANY*, MAŁGORZATA FRYDRYCH*

Zarys treści. W artykule przedstawiono ewolucję stosowanych metod litologicznych w rekonstrukcjach paleogeograficznych procesów glacialnych w Polsce Środkowej. Zaproponowano szersze stosowanie metody litofacjalnej i litogenetycznej w powiązaniu z określeniem zapisu poziomu energii w środowisku sedymentacji. Stwierdzono, że wyróżniane na podstawie poziomu energii litotypy wykazują powiązania zarówno z określonymi rodzajami środowisk sedymentacyjnych, jak i grupami genetycznymi form rzeźby. Stosując metodę zapisu litologicznego z uwzględnieniem ustalenia poziomu energii środowiska, autorzy przyjęli wydzielenie czterech głównych litotypów: 1) bardzo wysokiej, 2) wysokiej, 3) średniej, i 4) niskiej energii. Autorzy przedstawili wnioski z zastosowania tej typologii w różnych odsłonięciach, dostrzegając przede wszystkim jej przydatność w zakresie wnioskowania paleogeograficznego.

Słowa kluczowe: zlodowacenie odry, litogeneza, środowisko wysokoenergetyczne, region łódzki

Abstract. The article presents an evolution of the experience in the application of lithological methods for palaeogeographic reconstructions of glacial processes in Central Poland as well as a proposal for a wider use of the lithofacies and lithogenetic analyses in connection with determining the energy level record in sedimentation environments. It was found that the lithotypes distinguished on the basis of energy level show connections both with specific sedimentation environment types and with genetic groups of relief forms. By applying the method of lithological record with determining the environment energy level, the authors assumed the distinction of four main lithotypes: 1) very high, 2) high, 3) medium, and 4) low energy. The authors analysed the positive and negative conclusions from the application of this typology in different outcrops, noticing a number of advantages for palaeogeographic inference.

Keywords: Odra glaciation, lithogenesis, high-energy environment, Łódź region

Wprowadzenie

Rekonstrukcje paleogeograficzne i badania z zakresu stratygrafii są możliwe dzięki świadectwom procesów zapisanych w cechach osadów, w tym także śladom życia organicznego. W utworach plejstoceniowych, w porównaniu z osadami starszymi, występuje ubóstwo, a nawet często zupełny brak zapisów życia organicznego. Mówi się o tych utworach, zwłaszcza pochodzących ze środowisk sedymentacji w klimatach zimnych, że są „nieme paleontologicznie”. Osady biogeniczne, zawierające cenne w badaniach szczątki organizmów występują w tych utworach tylko lokalnie, a ich nagromadzenia reprezentują stosunkowo krótkie interwa-

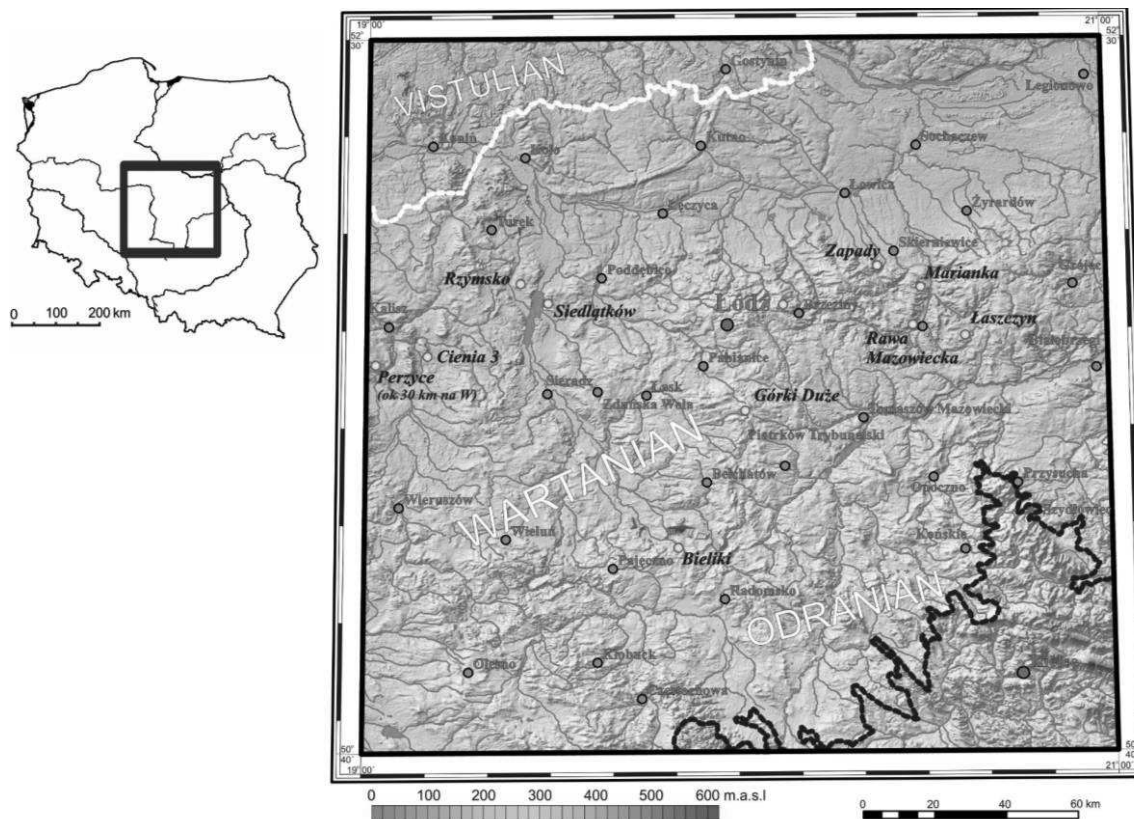
ły czasowe. W związku z tym, wykorzystanie różnych właściwości osadów mineralnych dla celów rozwiązywania problemów paleogeografii i stratygrafii plejstocenu jest bardzo powszechne i różnorodne. Poza tym każdy region, w którym występują osady plejstoceniowe, odznacza się specyfiką ich typów litologicznych, zróżnicowaniem wiekowym oraz różnym stopniem przekształcenia czynnikami postsedymentacyjnymi. W niniejszym artykule wzięto pod uwagę obszar Polski Środkowej, stanowiący pas rzeźby staroglacjalnej (tzw. warciańskiej i odrzańskiej) między Wysoczyzną Kaliską a Rawską. Jest on wewnętrznie, lokalnie zróżnicowany w sensie zarówno morfometryczno-morfograficznym, jak i genetycznym (różne środowiska morfogenezy glacialnej, zróżnicowane

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geografii Fizycznej, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: zbigniew.rdzany@geo.uni.lodz.pl; malgorzata.frydrych@geo.uni.lodz.pl

nałożenie morfogenezy peryglacialnej na formy glacialne itd.).

Jako główne cele artykułu przyjęto przedstawienie ewolucji doświadczeń w stosowaniu metod litologicznych w rekonstrukcjach paleogeograficznych kompleksu środkowopolskiego (pięter warty

i odry) na przykładach z Polski Środkowej (rys. 1) oraz analizę przydatności metod litofacjalnej i litogenetycznej w ujęciu, które uwzględnia ustalenie poziomu energii środowiska.



Rys. 1. Położenie prezentowanych stanowisk na tle zasięgu maksymalnego zlodowacenia wisły (linia czarna) i odry (linia białą) (wg Marksa 2005, zmienione)

nazwy stanowisk opisano kursywą

Location of the presented sites in relation to the maximum extent of the Wartanian (black line) and Odranian (white line) glaciations (after Marks 2005, modified)

site names are written in italic

W niniejszej pracy dokonano przeglądu metod litologicznych, z którego wynika, że ich spektrum tematyczne i stopień przydatności do celów paleogeograficznych zmieniały się okresowo (np. Dylkowa 1952; Klatkova 1982; Goździk 1995a; Jaks 2006; Rdzany 2009; Frydrych 2016). Szukając nowych możliwości wnioskowania paleogeograficznego, przeanalizowano także przykłady zastosowania metod łączonych. Autorzy proponują w szczególności stosowanie metody litofacjalnej z metodą litogenetyczną. Jest to przydatne do rekonstrukcji środowisk, cechujących się charakterystycznymi śladami zapisu poziomu energii w środowisku. Przedstawiono tezę, że owe ślady (struktury, tekstury), skoncentrowane

na danym terenie zawierają ważne informacje paleogeograficzne dotyczące zarówno środowiska sedimentacji, jak i stanu dynamicznego części lądolodu (lobu).

Przykłady zastosowań metod litologicznych w badaniach osadów glacialnych kompleksu środkowopolskiego w Polsce Środkowej

Postęp wiedzy o litologii i litostratygrafii utworów kompleksu środkowopolskiego, w szczególności piętra warty w Polsce Środkowej, nie licząc

pojedynczych prac z międzywojnia, ma historię sięgającą pierwszych lat po II wojnie światowej. Rozpoczęto wówczas opracowywanie map geologicznych oraz terenowe badania rzeźby. Początkowo jednak były to badania ukierunkowane głównie na rekonstrukcje środowiska peryglacialnego, a w mniejszym stopniu – glacialnego. Od lat 60. nastąpił jednak szybki wzrost zainteresowania osadami glacialnymi w tym regionie. Powstały kolejne monografie z zakresu geomorfologii glacialnej i geologii czwartorzędu, w znacznej części lub całkowicie poświęcone poszczególnym typom form i osadów warciańskich (m.in.: Krzemieński 1965; Klajnert 1966; Klatkova 1972). Jeszcze większą aktywność badań odnotować można w latach 80. ubiegłego stulecia. Wśród badaczy regionu, stosujących szeroko różne metody litologiczne, miejsce szczególne zajmuje profesor Halina Klatkova.

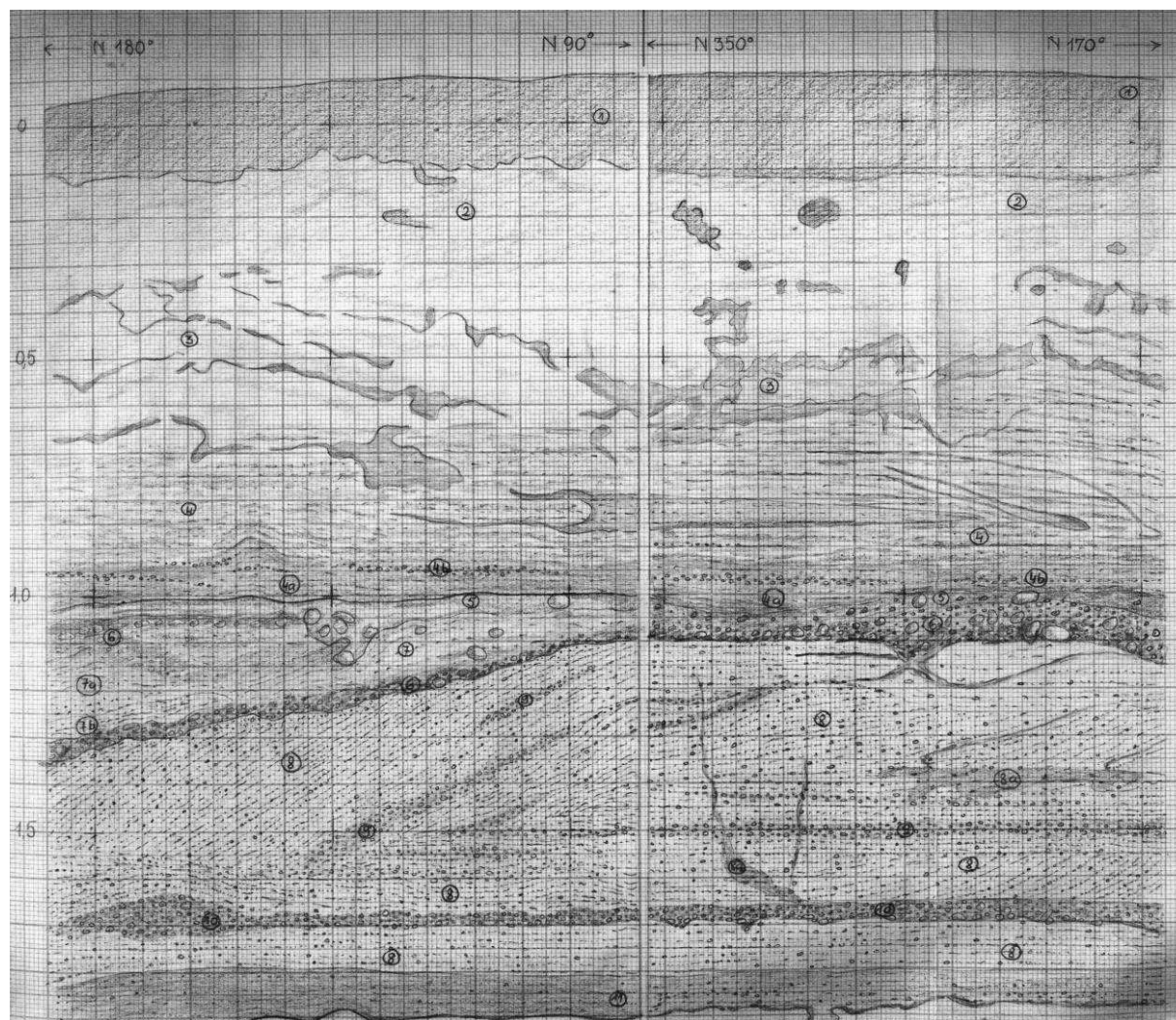
W 1982 r. Klatkova przedstawiła tezę o powszechnym występowaniu w regionie łódzkim serii ablacyjnej o miąższości 2–4 m, która tworzy górną część utworów zlodowacenia warty. Poziom ten, występujący na pagórkach kemowych, na stokach form morenowych i na równinach glacialnych, powiązała wiekowo z deglacją lodolodu warty. Seria ta zawiera powszechnie występujące różnorodne struktury deformacyjne. Z punktu widzenia tekstury najczęściej tworzą ją gliny piaszczyste, piaski gliniaste i muły. Na podstawie tych cech Klatkova (1982) wydzieliła pięć typów facjalnych, którym można przyporządkować określony sposób powstania w warunkach deglacacji. Utwory te znane i badane były już wcześniej, m.in. przez Klajnerta (1966) na obszarze kemowych Wzgórz Domaniewickich. Autor interpretował je jako serię jednorodną pod względem genezy, będącą wynikiem przemieszczania się „błota ablacyjnego” z nieaktywnego lodu lodowcowego na osady glacialne. Badania Klatkovej (1982) umożliwiły rozpoznanie w ich obrębie pięciu głównych litofacji. Są to: a) glina ablacyjna, powstała *in situ* w wyniku powolnego parowania i wytapiania lodu, b) piaski gliniaste masywne, powstałe przy dużym nasyceniu wodą, c) mułki ablacyjne, powstałe w płytkich zbiornikach z rzadkiego „błota ablacyjnego”, d) osady różnoziarniste o charakterze pakietów, odkładane przy dużym udziale pogrzebanych brył martwego lodu, oraz: e) osady, deponowane przez wody ablacyjne, a następnie deformowane na nachylonych powierzchniach. Seria ablacyjna przykryta jest często utworami vistulianu, niekiedy

bezpośrednio – holocenu, o genezie stokowej, fluwialnej lub eolicznej. W pozycji przypowierzchniowej nosi także liczne znamiona przekształceń w wyniku ruchów gruntu, procesów wietrzenia i innych procesów glebotwórczych okresu postwarciańskiego.

Warto zwrócić uwagę na charakterystyczną metodę dokumentowania cech osadów, stosowaną przez Klatkova (np. 1982) (rys. 2). Metoda nawiązywała do zasad dokumentowania obiektów w archeologii i wcześniej była używana również przez Dylika (np. 1952), Dylikową (np. 1956) i innych badaczy ośrodka łódzkiego w pracach nad rekonstrukcjami środowiska peryglacialnego. Polegała na bardzo dokładnym, wręcz drobiazgowym odrysowaniu elementów tekstury i struktury osadów, a także ich barwy. Chociaż czasochłonna, okazała się szczególnie przydatna. Obecnie, w dobie wysokorozdzielczej fotografii cyfrowej, straciła na znaczeniu, choć nie ma przeciwwskazań do jej stosowania. Należy zauważyć, że na podstawie tak dokładnych rysunków można dokonywać zaawansowanych analiz lub przekształcić w inny rodzaj dokumentacji, np. sporządzając zapis za pomocą kodu litofacjalnego Mialla (1978).

W tym samym czasie próbę uchwycenia cech litofacjalnych w glinach lodowcowych deponowanych przez lodolód warciański w lobie Widawki przeprowadził także Nalewajko (1982), poddając je badaniom strukturalnym (makro- i mezostrukturalnym) w odsłonięciach oraz badaniom teksturalnym (uziarnienie, morfoscopia, uproszczony skład mineralny i in.). Pozwoliło to na wyodrębnienie litofacji, kompleksów i subkompleksów litofacjalnych, a także na odnotowanie prawidłowości regionalnego występowania zespołów o podobnych cechach litofacjalnych. Autor nie przedstawił jednak bardziej zdecydowanych i szerszych wniosków paleogeograficznych, uznając, że ma zbyt małą liczbę danych (Nalewajko 1982).

W ramach prac nad Szczegółową mapą geologiczną Polski (SMGP) przez wiele lat były prowadzone w Polsce Środkowej badania glin lodowcowych, ukierunkowane na doprecyzowanie wieku i stratygrafii poszczególnych ich poziomów, za sprawą oznaczeń petrograficznych frakcji drobnych żwirów (5–10 mm). Badania te, mimo znacznej liczby dokonanych oznaczeń a także różnych modyfikacji i udoskonaleń metodycznych, nie pozwoliły jednak na rozstrzygnięcie szeregu problemów stratygraficznych (Kenig 1999; Lisicki 2003).



Rys. 2. Rysunek ścian szurfu w Jabłonowie H. Klatkowej z 1957 r. (mat. arch. autorki)
– przykład szczegółowej dokumentacji rysunkowej cech litologicznych osadu

A drawing of trenching walls in Jabłonów by H. Klatkova of 1957 (archive materials of the author)
– an example of detailed drawing documentation of lithological features of the sediment

Większe nadzieje na postęp w stratygrafii plejstocenu wzbudziły badania eratyków frakcji średnich i grubych żwirów występujących w glinach lodowcowych, podjęte dla Polski Środkowej przez Czubłą (2001). Autor następnie poszerzył zasięg regionalny badań (od Dolnego Śląska po Podlasie) i udoskonalił metodologię, m.in. co do odniesień wyników analiz eratyków przewodnich do nowych modeli dynamiki lądolodu (Czubła 2015).

W ostatnich latach podjęte zostały także badania petrograficzne średniej i grubej frakcji żwirowej w utworach glacyfluwalnych na obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Przedborzem a Radomskiem (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2015). Wyniki tych badań wsparły wcześniejszą hipotezę Turkowskiej (2006) o zróż-

nicowaniu łobów lądolodu warty na tym obszarze. Prace te dowiodły przede wszystkim niewielkiego zróżnicowania petrograficznego żwirów. Mimo że na ich podstawie podjęto nawet próbę ustalenia TCG (teoretycznego centrum gwałowego), nawiązując do metody Lüttiga (1958), należy zauważyć, że nie powinny być traktowane jako równoważne z badaniami petrografii żwirów w glinach lodowcowych. Do zastosowanej metodologii badań petrografii żwirów glacyfluwalnych (Górska-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2015) krytycznie odniósł się Czubła (2015), zwracając uwagę na występowanie szerszego spektrum petrograficznego w żwirach glacyfluwalnych w porównaniu do żwirów z glin lodowcowych. Również obserwacje autorów, przeprowadzone w kilku ozach i wypełnieniach rynien subglacialnych Polski Środkowej,

wskazują na zdecydowanie zwiększony udział klastów z lokalnych skał mezozoicznych w stosunku do eratyków pochodzenia północnego w porównaniu z glinami. W skrajnym przypadku udział eratyków lokalnych w materiale ozu osiągał blisko 90% (Rdzany 2009; Frydrych 2016).

Metoda petrograficzna w modyfikacji zastosowanej przez Czublę (2001, 2015) w odniesieniu do glin lodowcowych przynosi pozytywne rezultaty – może w pewnych przypadkach wręcz rozstrzygać poważne wątpliwości stratygraficzne. Przykładem jest stanowisko Besiekierz, gdzie analiza petrograficzna diamiktonu o cechach warciańskiej gliny lodowcowej, leżącego na organicznych osadach eemskich pozwoliła wyjaśnić genezę (wtórne przemieszczenia i zmiany wietrzeniowe) oraz wiek tego osadu (Czubla i in. 2013). Należy jednak zauważyć, że pracochłonność metody, konieczność żmudnych prac przygotowawczych i słaba dostępność w Polsce Środkowej odpowiednich odsłoneń stwarza znaczne ograniczenie jej stosowania.

Biorąc pod uwagę wykształcenie litofacjalne osadów warciańskich analizowane w kontekście typów genetycznych warciańskich form glacialnych, najbardziej precyzyjny obraz uzyskano dla kemów, które należą do pospolitych form rzeźby regionu. Badania kemów dostarczyły danych wskazujących na powtarzające się zespoły struktur zarówno wertykalnie, jak i lateralnie. Charakterystyczne układy struktur w przekrojach form udokumentował Klajnert (1978) we wschodniej części Wzniesień Łódzkich. Zaobserwował regularną obecność niezaburzonych utworów glacialnych we wnętrzu kemów oraz występowanie po obydwu ich stronach – w brzeźnych częściach form – zaburzonych utworów kontaktu lodowego. Deformacje te mają z reguły charakter grawitacyjny, związany z kurczeniem się mas lodu martwego lub stagnującego. Ponadto autor stwierdził w zewnętrznych częściach kemów pokrywy ablastyczne, które stanowią także dowód na kurczenie się martwych lodów i gromadzenie się materiału mineralnego z ich topnienia. W profilach badanych kemów odnotował częste występowanie tzw. „układu wstępującego”, wyrażającego się wzrostem średniej średnicy ziaren ku górze profilu, na przykład od mułów, poprzez piaski do żwirów. Taki układ osadów pozwala zrekonstruować warunki i przebieg sedymentacji wodnolodowcowej oraz proces powstawania kemów w trakcie degradacji łądolodu. Późniejsze badania nad zróżnicowaniem litofacjalnym kemów, także podjęte przez innych autorów, poszerzyły wiedzę o szereg kolejnych wniosków dotyczących środowisk ich sedy-

mentacji (m.in.: Krzemiński 1974; Klajnert 1984; Rdzany 1997; Jaksza 2006).

W Polsce Środkowej badano też ozy, sandry, moreny czołowe, rynny subglacialne, formy przejściowe (np. ozowo-kemowe), a także formy o budowie złożonej.

Ozy Polski Środkowej poddane zostały analizie jako poszczególne formy (Zaborski 1926; Baraniecka, Sarnacka 1971; Turkowska 1984; Jaksza, Rdzany 2002; Jaksza 2003; Frydrych 2016) oraz w związku z pracami kartograficznymi nad SMGP (np. Czyż i in. 2008). W starszej literaturze profile ich osadów były dokumentowane głównie pod względem cech teksturalnych. Wykazywano duży udział słabo wysortowanych utworów żwirowo-piaszczystych. Obecnie prowadzone badania nad ozami na obszarze Polski Środkowej z zastosowaniem analizy litofacjalnej ukazują znaczne zróżnicowanie pod kątem zapisu dynamiki transportu osadów i ich sedymentacji. Udokumentowano przepływy od bardzo wysokoenergetycznych, nawet typu katastrofalnego do niskoenergetycznych – charakterystycznych dla form pośrednich ozowo-kemowych (Jaksza, Rdzany 2002; Jaksza 2006; Frydrych 2016).

Problematyka zróżnicowania utworów moren czołowych uzyskała częściowe rozwiązanie, tym bardziej że istnieje w Polsce Środkowej niewiele przykładów form zgodnie zaliczanych do tej kategorii. Według pierwszych badaczy rzeźby glacialnej regionu, formy tej genezy były uznawane za liczne (Lencewicz 1927; Balińska-Wuttke 1960; Różycki 1961). Jednakże Dylak (1953), zgodnie z koncepcją denudacji peryglacialnej, nawet największe z nich określił jako ostańce peryglacialne, choć brał pod uwagę taką właśnie genezę pierwotną. Z kolei według Klajnerta (1966, 1978), zarówno stwierdzone cechy strukturalne, jak i teksturalne, są wystarczającą podstawą uznania wielu tych form (np. Wzgórz Domaniewickich) za kemy i wiązania ich powstania z procesem deglacjacji arealnej.

Również wiedza o sandrach regionu nie jest satysfakcjonująca. Podobnie jak w przypadku ozów, istotne informacje wnoszą wyniki szczegółowego kartowania geologicznego. Z map tych, a także niektórych monografii i artykułów (np. Klatkowska 1972; Rdzany 2006, 2009; Wachecka-Kotkowska 2015) wynika, że sandry mają często charakter form nieregularnie rozmieszczonych, z reguły niezwiązanych w sposób czytelny ani morfologicznie, ani litologicznie z wyraźnymi strefami marginalnymi.

Duże znaczenie w rekonstrukcjach paleogeograficznych mają także glacictektoniczne struktury

deformacyjne, występujące w osadach kompleksu środkowopolskiego, w szczególności piętra warciańskiego (m.in.: Klatkowa 1993, 1996; Załoba, Czubla 1995; Załoba 1996; Ber 2006). Cechą charakterystyczną wielkoskalowych zaburzeń, obejmujących osady zlodowacenia warty jest ich strefowe występowanie i zdecydowana przewaga struktur plastycznych nad kruchymi. W przypadku zaburzeń o dużej amplitudzie nie zawsze jest jednak jasne, kiedy powstały. Istnieje bowiem prawdopodobieństwo wyeksponowania przez procesy niszczące starszych struktur plejstocenijskich. Najmniej kontrowersyjnie co do wieku budzą struktury deformacyjne typu diapirów i dajek klastycznych występujące w formach z ostatniej deglacjacji, często całkowicie przebijające osady form warciańskich (Rdzany i in. 2015).

Geneza struktur glacitektonicznych może być bardzo złożona i wyjaśniana różnymi teoriami. Na przykład udokumentowany w okolicach Pabianic i Kudrowic zespół form zwany glacitektonoparą (Klatkowa 1996), czy zaburzenia glacitektoniczne wnętrza Wzgórz Ostrzeszowskich (Rotnicki 1967, 1976) mogą służyć jako przykłady statyki i dynamiki frontalnej. Obserwowane przez autorów dajki i diapiry na krawędzi doliny dolnej Pokrzywnicy na południe od Opatówka oraz na krawędzi doliny Miazgi wzdłuż ozu (a jednocześnie rynny subglacjalnej) Łaznowskiej Woli – to z kolei przykłady struktur, które mogą być interpretowane zarówno jako wynik glacitektoniki krawędziowej, jak i tzw. hydroglacitektoniki (Dadlez, Jaroszewki 1994).

Oprócz samego zróżnicowania typów strukturalnych i genetycznych zaburzeń glacitektonicznych w opisywanych osadach glacialnych występuje szereg innych struktur deformacyjnych, których geneza może być trudna do ustalenia, a wiek zróżnicowany. Dość dobrze zostały poznane struktury zaburzeń peryglacjalnych, które powstały postsedymencie, znacznie później – głównie w vistulianie. Istnieją także struktury peryglacjalne, np. mrozowe, powstałe synchronicznie z osadami glacialnymi (m.in.: Goździk 1995b; Wachecka-Kotkowska 2015).

Odrębnym problemem jest zagadnienie deformacji związanych z procesami paraglacjalnymi, które miały miejsce u schyłku deglacjacji lądolodu warciańskiego i później, ale przed bujnym rozwojem roślinności w interglacjale eemskim. Na istnienie takich struktur (np. związanych z procesami stokowymi) w Polsce Środkowej dopiero od kilku lat zwraca się uwagę (Rdzany 2015). Słabe rozpoznanie zapisu procesów paraglacjalnych przelomu pięter warta/eem stanowi niewątpliwą lukę w badaniach osadów warciańskich tego obszaru.

Podsumowując, należy stwierdzić, że w miarę postępu prac badawczych od międzywojnia do czasów nam współczesnych oraz rozwoju wiedzy o osadach i paleogeografii pięter zimnych kompleksu środkowopolskiego, zmieniały się i modyfikowały zarówno metody badań, jak i ich cele. W ciągu ostatnich kilkunastu lat nabrała znaczenia metoda litofacjalna, która znacząco poprawiła możliwości wnioskowania paleogeograficznego. Ustalenie cech litologicznych osadów pomaga zrekonstruować genezę danej formy glacialnej, choć często najlepszy efekt daje połączenie jej z innymi metodami. Autorzy uważają, że pozytywne rezultaty przynosi poszerzenie metody litofacjalnej o metody litogenetyczne, zwłaszcza jeśli wyniki tych analiz będą pogrupowane w kontekście zapisu dynamiki procesów glacialnych oraz w odniesieniu do typów genetycznych form.

Metody

W niniejszej pracy głównym obiektem badań były odsłonięcia osadów glacialnych, które zostały opisane za pomocą kodu litofacjalnego. Na podstawie wyników analizy litofacjalnej opracowywano interpretację litogenetyczną. Zastosowanie kodu litofacjalnego i litogenetycznego odpowiadało zasadom przedstawionym przez Mialla (1978, 1985) w modyfikacji Zielińskiego (2014). Opis symboli zastosowanych w artykule przedstawia tab. 1.

Następnie badane profile pogrupowano zarówno według poziomu energii procesów zapisanych w cechach osadów, jak i według kategorii genetycznych form rzeźby, w których występowały. Poziom energii był określany opisowo, głównie nawiązując do mocy strumienia, reprezentowanego przez określone zestawy litofacji. Szeroki zakres zmian według poziomu energii autorzy sprowadzili do czterech głównych typów litologicznych (litotypów): 1) bardzo wysokiej, 2) wysokiej, 3) średniej i 4) niskiej energii.

Litotypy bardzo wysokiej energii (1) wyróżniano w przypadku m.in.: zapisu rozległych powierzchni erozyjnych (rynien), litofacji świadczących o warunkach nadkrytycznych, wielkiej skali warstwowań, o wysokim wskaźniku MPS (*Maximum Particle Size*; parametr obliczany jako średnia z 10 największych ziaren), złym wysortowaniu oraz z innymi cechami, które mogą świadczyć np. o dnie antywydmowym, czy poprzecznych pręgach zwirowych. Litotypy wysokiej energii (2) to litofacje powstałe głównie w warunkach górnego płaskiego dna, często akumulowane z przesłony

Kod litofacjalny i litogenetyczny (za Miallem 1985 i Zielińskim 2014)

Lithofacies and lithogenetic code (after Miall 1985 and Zieliński 2014)

Symbole teksturalne <i>Textural symbols</i>	Symbole strukturalne <i>Structural symbols</i>	Kod litogenetyczny <i>Lithogenetic code</i>
B – głązy <i>boulders</i>	m – struktura masywna <i>massive structure</i>	DE – delta <i>delta</i>
G – żwiry <i>gravels</i>	h – warstwowanie horyzontalne <i>horizontal bedding</i>	FM – odsyp przyrostu zaprądowego <i>foreset macroform</i>
S – piaski <i>sands</i>	p – przekątne warstwowanie płaskie <i>planar cross-bedding</i>	GL – depozycja glacialna <i>glacial deposition</i>
F – muły i ily <i>silts and clays</i>	i – przekątne warstwowanie nachylone wielkiej skali <i>large-scale inclined cross-bedding</i>	GM – żwirowy odsyp przyrostu pionowego <i>gravel macroform</i>
	t – przekątne warstwowanie rynnowe <i>trough cross-bedding</i>	GS – pokrywa żwirowa <i>gravelly sheet</i>
	l – przekątne warstwowanie małokątowe <i>low angle cross-bedding</i>	MR – megariplemarki <i>megaripples</i>
	r – przekątna laminacja riplemarkowa <i>ripplemark cross-lamination</i>	RM – riplemarki <i>ripplemarks</i>
	e – wypełnienie rozmycia erozyjnego <i>erosional scour fill</i>	SP – wypełnienie rozmycia <i>scour pool</i>
	d – struktura zaburzona <i>deformed structure</i>	SS – drobnoziarnista depozycja zawieszinowa <i>suspension settling</i>
		SU – pokrywa piaszczysta (piaszczyste górne płaskie dno) <i>sandy upper plain bed</i>

trakcyjnej. W profilach mogły się pojawiać litofacje o niewielkim udziale przepływu podkrytycznego (struktury związane z megariplemarkami). Do litotypów średniej energii (3) zaliczono głównie litofacje będące zapisem odsypów żwirowych i piaszczystych oraz megariplemarków. Litotypy niskiej energii (4) to zapis dolnego reżimu przepływu, w którym tworzyły się głównie riplemarki, ewentualnie piaszczyste megariplemarki, odsypy foresetowe i inne człony delt oraz następowała akumulacja bez przepływu – opadanie z zawiesziny w stojącej wodzie.

Oprócz zbadania profili osadów kompleksu środkowopolskiego (głównie zlodowacenia warty) w czynnych odsłonięciach, wykorzystano także w celach porównawczych różnorodne materiały archiwalne i profile litologiczne, zawarte w publikacjach.

Wyniki analiz litologiczno-litogenetycznych i ich interpretacja paleogeograficzna

Zbadane profile osadów w różnych typach form glacygenicznych pozwoliły na ich pogrupowanie zarówno w odniesieniu do kategorii genetycznych form, jak i w odniesieniu do przyjętych kryteriów wyróżniania poziomu energii. Przeanalizowane profile osadów z powodu ograniczeń wynikających z głębokości i dostępności odsłoneń z reguły nie obejmowały pełnego profilu stratygraficznego piętra środkowopolskiego. Niższy przegląd zawiera charakterystyczne przykłady i ich interpretacje paleogeograficzne.

Litotypy bardzo wysokiej energii

Litotypy te stwierdzono w odsłonięciu klifu zbiornika Jeziorsko w Siedlankowie w osadach powodzi glacialnej (*jökulhlaup*), rozcinających wysoczyznę morenową oraz w pobliskim ozie Rzymiska.

Najwyższa energia środowiska miała miejsce podczas powodzi glacialnych, do których dochodziło zarówno na przedpolu lodowca, jak i w tunelach subglacialnych. Zapis osadowy takiego zdarzenia różni się w zależności od miejsca występowania. Udokumentowane powodzie glacialne, występujące na przedpolu lądolodu zapisały się jako kilkumetrowej miąższości osady żwirowo-głazowe o strukturze masywnej i przeważnie rozproszonym szkielecie ziarnowym, mające rozciągłość poziomą do kilkuset metrów. W osadach tych występuje często w dolnej części profilu uziarnienie frakcjonalne odwrócone, a w górnej części – uziarnienie normalne (rys. 3A i B). Taka sekwencja osadów uznawana jest za typową dla osadów powodziowych typu *jökulhlaup* (m.in. Maizels 1997). Na obszarze Polski Środkowej stwierdzono ją do tej pory jedynie w Siedlankowie (Rdzany 2009; Frydrych 2014). Osady tego typu rozcinają przeważnie powierzchnię wysoczyzny lub występują w miejscu wypływu wód lodowcowych – w proksymalnej części sandrów. Stanowią zatem dobry wyznacznik bliskości czoła lądolodu, a co za tym idzie – są stosunkowo łatwo rozpoznawalne i charakterystyczne dla strefy marginalnej. Ich występowanie w odsłonięciach na terenie Niżu Polskiego jest bardzo rzadkie, a w strefie staroglacjalnej ogranicza się zaledwie do kilku przypadków (Zieliński 2014; Orłowska 2017).

Bardzo wysoka (ekstremalna) energia przepływu występuje również podczas wezbrań subglacialnych i ma swój zapis w osadach ozów. Na obszarze Polski Środkowej występuje niewiele ozów, w których znaleźć można dowody na transport i akumulację w warunkach bardzo wysokiej energii przepływu. Charakteryzują się one występowaniem sekwencji masywnych żwirów i głazów ze zmiennym udziałem piaszczystej lub piaszczysto-żwirowej matriks w dolnej części profilu. Osad ten uznawany jest za typowy dla środowiska tunelu subglacialnego (Brennand 1994; Delaney 2001). Powyżej występuje wielometrowa sekwencja przekątnie płasko warstwowanych żwirów z głazami oraz żwirów dobrze wysortowanych o zwartym szkielecie ziarnowym z często występującą teksturą typu *openwork*. Osady te przewarstwione bywają osadami

litofacji przekątnie płasko warstwowanych piasków ze żwirem i piasków (SGp, Sp) oraz przeważnie nadbudowane są drobniejszymi osadami piaszczystymi (Sh, Sr). Przykład typowego profilu osadów ozu powstałego w środowisku wysokoenergetycznym przedstawia rysunek 3C i D.

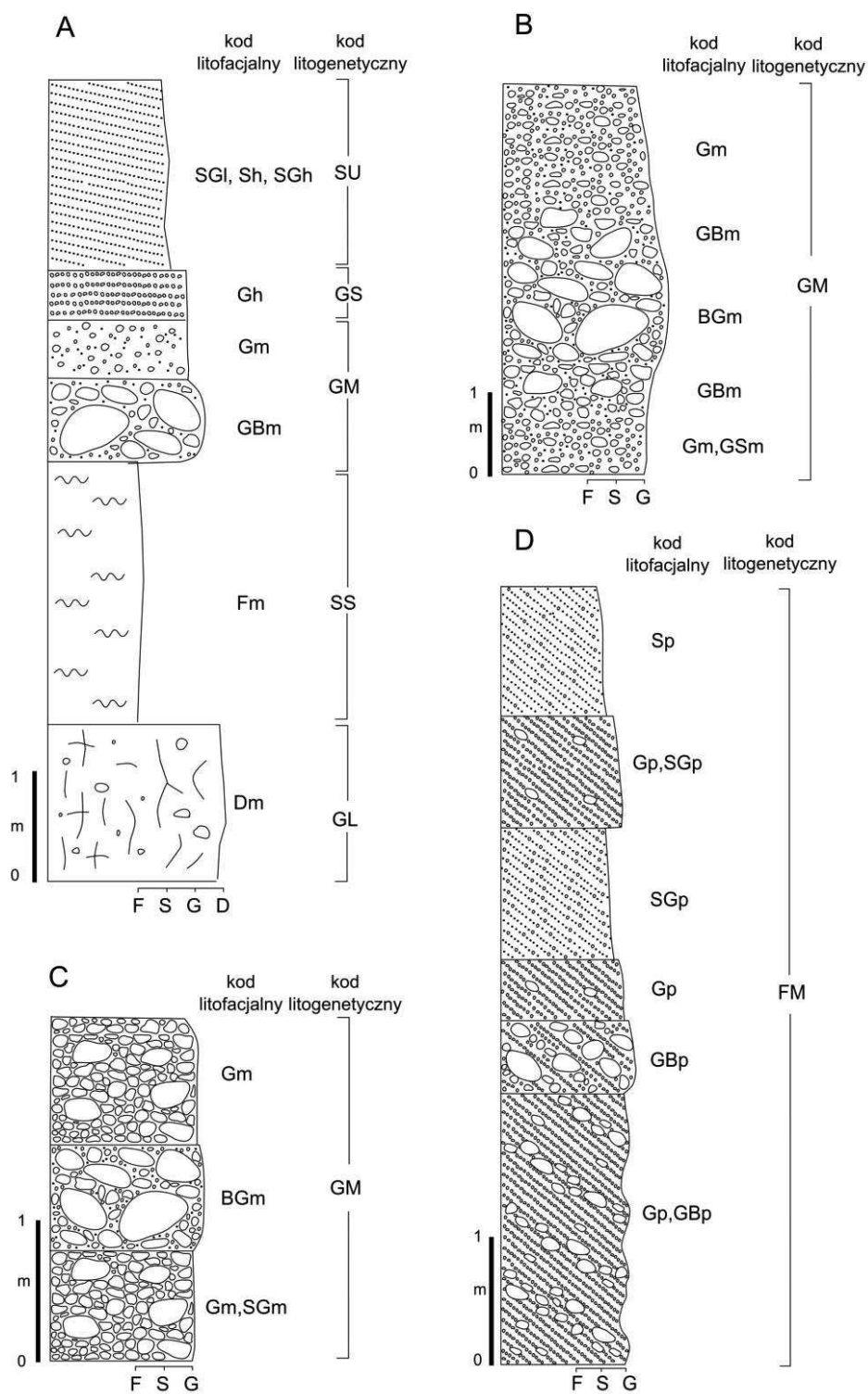
Litotypy wysokiej energii

Litotypy te stwierdzono w kilku stożkach marginalnych, ozach oraz w sandrach (stanowisko Marianka). Badane stożki marginalne charakteryzuje naprzemienna sedymentacja żwirów i piasków, wyrażająca rytmiczną zmienność w dostarczaniu materiału i energii wód ablacyjnych w strefie przed czołem lądolodu. Okresowe nagłe zwiększenia energii związane ze wzmożoną ablacją zapisane są jako warstwy grubookruchowych żwirów. Dominują żwiry horyzontalnie warstwowane oraz masywne o różnym stopniu wysortowania przewarstwione osadami piaszczystymi (Sh, Sm) (m.in. stanowisko Górki Duże k. Tuszyna – rys. 4A, stożek marginalny we wsi Łęka w Kotlinie Kolskiej). Mniejszą regularność rytmu ablacji stwierdzono w ozie Rylska w Łaszczynie (rys. 4B) oraz w osadach sandru proksymalnego w Mariance (rys. 4C).

Litotypy średniej energii

Litotypy średniej energii są spotykane powszechnie: w większości ozów (m.in. w Perzycach – rys. 5A, w Bielikach – rys. 5B, w Muchach, w Łaznowskiej Woli), w wielu kemach (zwłaszcza zachodniej części regionu) oraz w glacialfluwalnych wypełnieniach rynien subglacialnych (Cienia 3 – rys. 5C).

Większość ozów Polski Środkowej charakteryzuje się dominacją osadów średniej energii przepływu. W części z nich występuje bardziej żwirowe jądro typowe dla tego typu form i zbudowane najczęściej z masywnych lub przekątnie warstwowanych żwirów o zróżnicowanej zawartości piaszczystej matriks. Jądro ozowe widoczne jest tylko w nielicznych odsłonięciach, ponieważ znaczna ich część ma głębokość jedynie kilku metrów. Najczęściej spotykane kompleksy osadowe w ozach Polski Środkowej złożone są z występujących naprzemiennie litofacji masywnych żwirów, piasków żwirowych i piasków (Gm, SGm, Sm), przekątnie rynnowo warstwowanych piasków ze żwirem (SGt) oraz warstwowanych horyzontalnie żwirów, piasków żwirowych i piasków (Gh, SGh, Sh). W brzeżnych częściach form często występują deformacje, a najwyższą

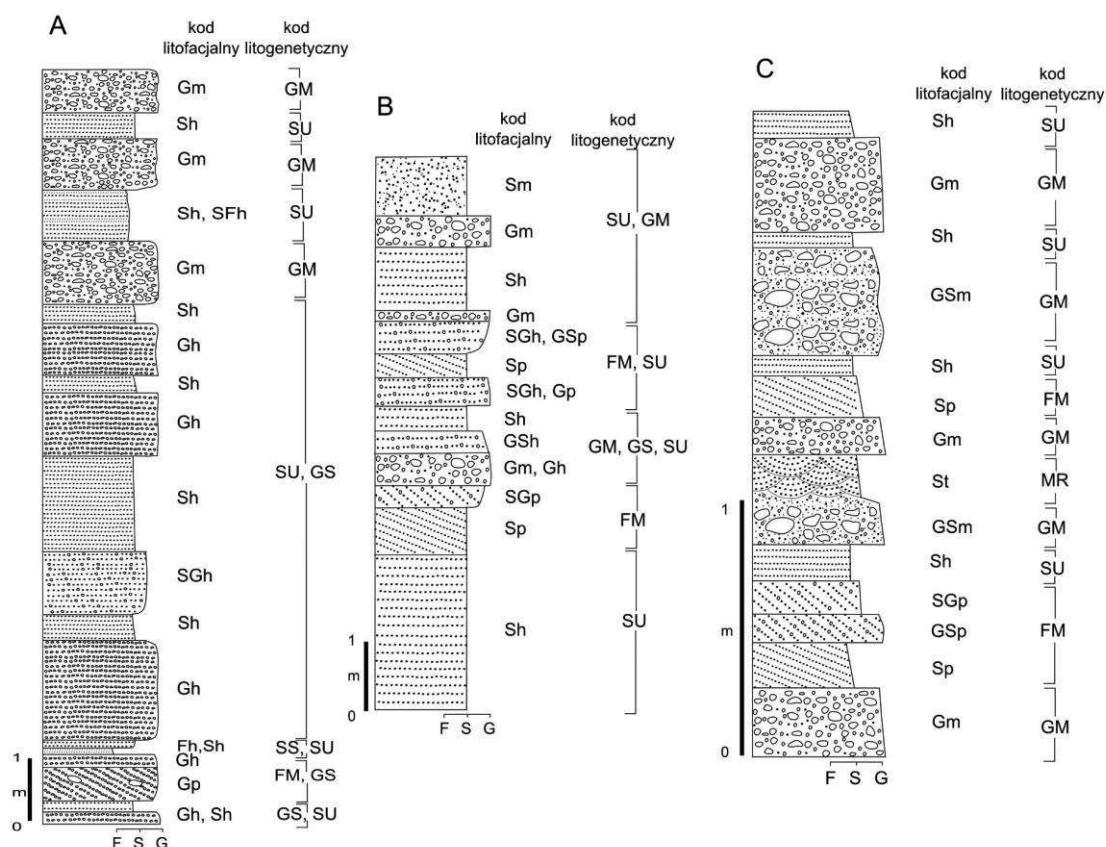


Rys. 3. Profile litofacjalne. A i B – stanowisko Siedlątków – profile osadów wartciańskich zachodniego skraju Wysoczyzny Łaskiej, C i D – profile centralnej części ozu Rzymska (wg Frydrych 2016)

symbole objaśnione w tab. 1

Lithofacies logs. A and B – Siedlątków site – profiles of the Wartanian sediments of the western edge of the Łask Upland Plain, C and D – central part of the Rzymsko esker (after Frydrych 2016)

for details see Tab. 1



Rys. 4. Profile litofacjalne osadów. A – profile w stanowisku Górki Duże (stożek glacimarginalny), B – Łaszczyn (oz Rzymska), C – Marianka (sandr)

symbole objaśnione w tab. 1

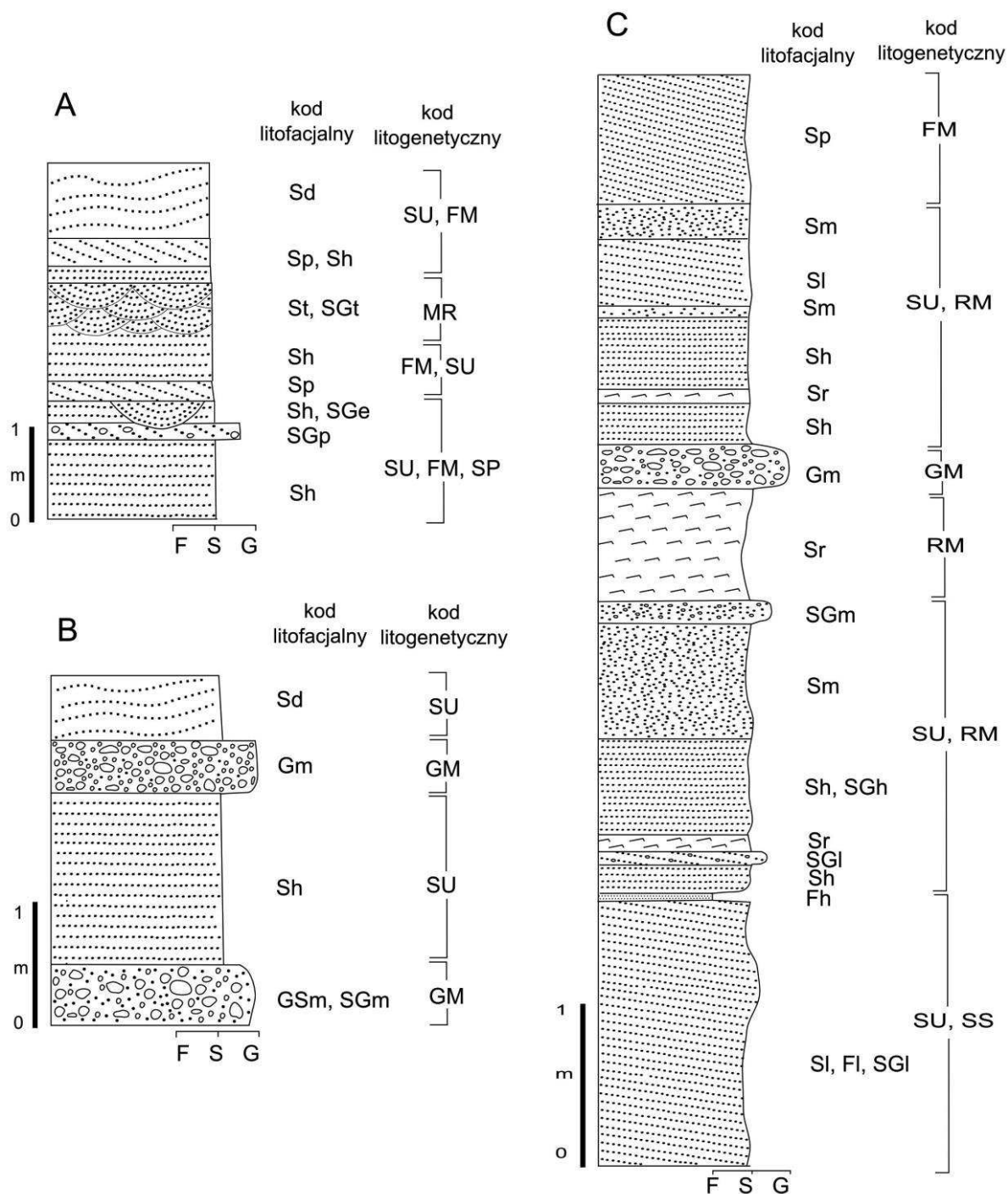
Lithofacies logs. A – Górki Duże site (glacimarginal cone), B – Łaszczyn (Rzymsko esker), C – Marianka outwash plain

symbols explained in Tab. 1

część profilu stanowią osady ablacyjne o różnym stopniu ciągłości i miąższości z reguły nieprzekraczającej 4 m. Znaczna część ozów nadbudowana jest drobnoziarnistymi litofacjami, przekątnie riplemarkowo laminowanych piasków (Sr) oraz horyzontalnie laminowanych piasków i mułów (SFh), powstającymi w środowisku o niskiej energii. Można je uznać z tego powodu nawet za bardziej typowe dla kemów niż ozów. Świadczy to o zmianie warunków akumulacji osadów po otwarciu tunelu (zapadnięciu się jego stropu) i poszerzeniu przetajny lodowej. Jest prawdopodobne, że w Polsce Środkowej znaczna liczba ozów (być może większość) ma nadbudowę kemową, a kemy – zakorzenie w rynn timer subglacialnej, co wskazuje na ich złożoną genezę i bywa utrudnieniem w rozpoznaniu form podczas obserwacji osadów w odsłonięciach o ograniczonej głębokości.

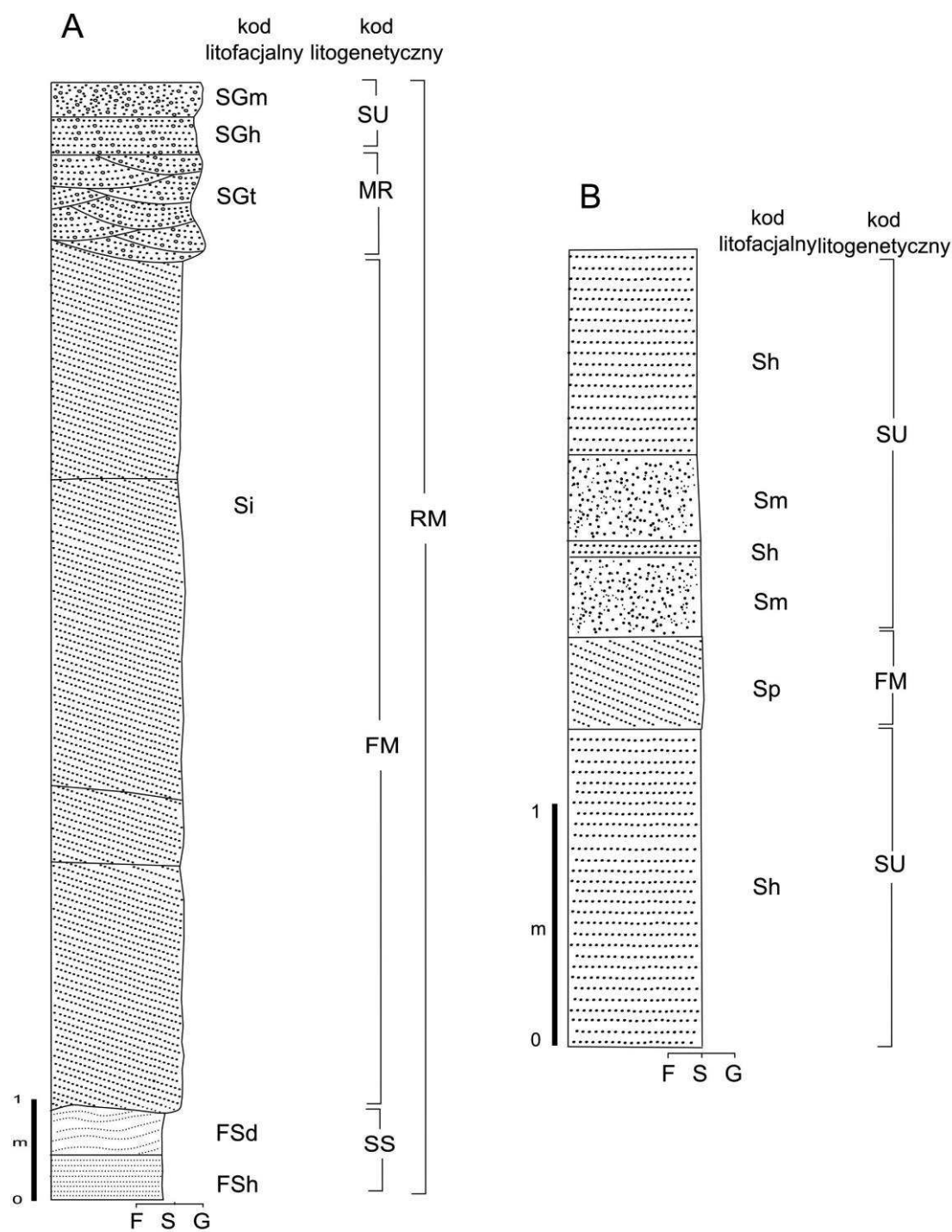
Litotypy niskiej energii

Litotypy niskiej energii są charakterystyczne dla kemów glacialimnicznych oraz osadów zbiorników zastoiskowych (rys. 6). Największym obszarem występowania tych litotypów jest wschodnia część Wysoczyzny Łódzkiej i Wysoczyzna Rawska, w szczególności zlewnia górnej i środkowej Rawki. Występują tutaj różnego rodzaju i wielkości kemy (wały, pagórki, plateaus, terasy), przy czym nawet formy bardzo rozległe, jak wał pukiński o długości około 6 kilometrów i wysokości do 30 metrów, zbudowane są w przewadze z litofacji drobnopiaszczystych i mułowych. Utwory te powstały w rozległych zbiornikach pośród zdeintegrowanej pokrywy lądolodu, wskutek akumulacji stożków, delt, dystalnych rzek roztokowych oraz w wyniku akumulacji w stojącej wodzie (Rdzany 2006, 2009; Jaks 2006).



Rys. 5. Profile litofacjalne. A – oz w Perzycach, B – oz w Bielikach k. Bełchatowa, C – glacyfluwialne wypełnienie rynny subglacialnej w stanowisku Cienia 3 w dolinie Pokrzywnicy
symbole objaśnione w tab. 1

Lithofacies logs. A – esker in Perzyce, B – esker in Bieliki near Bełchatów, C – glacialfluvial fill of a subglacial channel at site Cienia 3 in the Pokrzywnica valley
symbols explained in Tab. 1



Rys. 6. Profile litofacjalne. A – centralna część wału kemowego o strukturze delty w Rawie Mazowieckiej, B – centralna część kemu w Zapadach k. Skierniewic

symbole objaśnione w tab. 1

Lithofacies logs. A – central part of the kame ridge in Rawa Mazowiecka, B – central part of kame in Zapady near Skierniewice

symbols explained in Tab. 1

Dyskusja i wnioski

Litotypy w sedymentologii wydzielane są na podstawie ścisłej charakterystyki teksturalnej i strukturalnej. Litofacje wyróżniane w ich obrębie mają dokładną charakterystykę jakościową, a nawet ilościową (udział procentowy). Wyodrębnione są na przykład litotypy stożków spływowych, litotypy piaskodennych i żwirowodennych roztok i in. (Zieliński 2014). Również w stratygrafii wydzielanie jednostek litostratygraficznych (warstw, ogniów, formacji) uwarunkowane jest udokumentowaniem określonej kombinacji litotypów (Marks i in. 2014).

Mając na uwadze różne uwarunkowania teorii sedymentologii i stratygrafii, autorzy podjęli próbę wydzielenia typów profili pod względem poziomu energii, zakładając, że prace te mogą pomóc rozwiązać szereg problemów paleogeograficznych. Należą do nich m.in. trudności: z wyznaczeniem zasięgów lądolodów różnej rangi, z określaniem zasięgu i inwentarza form marginalnych, z ustaleniem genezy niektórych form, a nawet ich zespołów.

Wydaje się, że optymalnym rozwiązaniem byłoby wyliczanie mocy paleostrumienia, tym bardziej że opracowano już szereg sposobów ustalania tej wielkości (Zieliński 2014). Stosowanie podanych procedur jest jednak wskazane przy rozwiązywaniu konkretnych, szczegółowych kwestii w badaniach wybranych form czy zespołów litofacji. Do rozpracowywania problemów paleogeograficznych większej skali przestrzennej autorzy proponują jednak stosunkowo proste grupowanie profili osadów poddanych uprzednio analizie litofacjalnej i litogenetycznej.

Przeprowadzone w różnych stanowiskach badania pozwalają zaliczyć opracowane profile do jednej z czterech grup – typów/zakresu poziomu energii zapisanego w cechach osadu. Taki zabieg, przeprowadzony w zasięgu badanej formy lub w granicach zespołu form, często umożliwia ustalenie przeciętnego poziomu energii, co może być bardzo użyteczne w różnych rekonstrukcjach paleogeograficznych.

Ustalenie na przykład cech przestrzennych struktur związanych z zapisem procesów bardzo wysokiej energii, w tym procesów określanych jako ekstremalne (osady stanowisk Siedlątków i Rzymisko), pozwoliło zdaniem autorów na zidentyfikowanie zapisu sedymentacji w obrębie strefy marginalnej, nawet przy niezbyt wyrazistej morfologii terenu. Należy bowiem zauważyć, że na tym obszarze, w pasie towarzyszącym od

południa pradolinie warszawsko-berlińskiej w zasięgu dorzecza Warty, były wątpliwości co do występowania typowych glacjalnych form marginalnych. Na przykład według Krzemińskiego (1997) jest to tzw. strefa kalisko-niemysłowska – obszar zaniku arealnego lądolodu warty z kemami, jako formami dominującymi. Jakkolwiek trudno kwestionować istnienie pojedynczych kemów, to jednak dowody na wystąpienie powodzi lodowcowej, pobliski wylot tunelu subglacjalnego, w którym powstawał oz Rzymiska, a także wysokoenergetyczna akumulacja stożka marginalnego w Łęce, są wyraźnymi przesłankami zapisu procesów związanych z dynamiką aktywnego, ulegającego oscylacjom czoła lądolodu, sprzyjającego gwałtownym wezbraniom wód roztopowych. To dodatkowe argumenty za wyróżnieniem w tym rejonie zapisu aktywności pomaksymalnej lądolodu warty, nazwanej subfazą bzury (Rdzany 2009). Powstanie kemów w ostatnim etapie deglacjacji nie zatarło tu zapisu bardzo aktywnego lodu lodowcowego.

Z kolei udokumentowanie licznych profili, reprezentujących litotypy niskiej energii w kemach zlewni górnej Rawki pozwoliło na wskazanie rozległych stref akumulacji niskoenergetycznej, a jednocześnie – na wyznaczenie rozległego obszaru deglacjacji arealnej we wschodniej części Wzniesień Łódzkich. Wystąpiła koncentracja sedymentacji zbiornikowej i sedymentacji dystalnych rzek roztokowych w zasięgu kotlinowatego obniżenia spągu lądolodu (por. Rdzany 1997). Spotykane w tym rejonie struktury związane z zapisem procesów wysokoenergetycznych mają bardzo ograniczony zasięg przestrzenny. Pozwala to wykluczyć istnienie strefy czołowomorenowej, która rozdzielałaby występujący we wschodniej części Wzniesień Łódzkich – wyjątkowo rozległy i liczny nawet na skalę Niżu Polskiego – zespół kemów.

Przeprowadzone badania z zastosowaniem grupowania profili litofacjalnych i litogenetycznych wskazują na potrzebę dalszego testowania i doskonalenia przedstawionych metod, w szczególności na obszarach występowania form słabo jeszcze poznanych. Taki niezadowolający stan badań występuje w strefie zasięgów maksymalnych i recesyjnych zlodowaceń odry i warty, a spośród kategorii form do dokładniejszego rozpoznania należą: sandry, moreny czołowe (stożki marginalne), różne formy złożone i przejściowe oraz rynny subglacjalne.

Pełniejsze rozpoznanie powtarzających się sekwencji cech litologicznych w różnych zespołach form może być także pomocne w badaniach

stratygrafii plejstocenu zarówno Polski Środkowej, jak i innych obszarów niżowych, które uległy zlodowaceniom kontynentalnym.

Podziękowania

Autorzy serdecznie dziękują Recenzentom artykułu za konstruktywne uwagi.

Literatura

- Balińska-Wuttke K. 1960. Geomorfologia obszaru między Skierniewicami a Rawą Mazowiecką. *Prace Geograficzne IG PAN* 23: 1-93.
- Baraniecka M.D., Sarnacka Z. 1971. Stratygrafia czwartorzędu i paleogeografia dorzecza Widawki. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 254: 157-259.
- Ber A. 2006. Mapa glaciektoniczna Polski 1:1 000 000. PIG, Warszawa.
- Brennan T.A. 1994. Macroforms, large bedforms and rhythmic sedimentary sequences in subglacial eskers, south-central Ontario: implications for esker genesis and meltwater regime. *Sedimentary Geology* 91,1-4: 9-55.
- Czubla P. 2001. Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polsce Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geographica Lodziensia* 80: 1-174.
- Czubla P. 2015. Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze. Wyd. UŁ Łódzkiego, Łódź: 1-335.
- Czubla P., Forsyś J., Twardy J. 2013. Diamicton in Besiekierz (Central Poland) – how to avoid misinterpretation of superposition in Quaternary geology. *Geological Quarterly* 57(4): 629-636. doi: 10.7306/gq.1116.
- Czyż J., Kamiński J., Forsyś J., Klatkowska H. 2008. Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1:50 000, arkusz Dobra. PIG, Warszawa.
- Dadlez R., Jaroszewski W. 1994. Tektonika. Wydawnictwo Naukowe PWN, Warszawa: 1-745.
- Delaney C. 2001. Esker Formation and the Nature of Deglaciation: the Ballymahon Esker, Central Ireland. *North West Geography* 1,2: 23-33.
- Dylik J. 1952. Peryglacialne struktury w plejstocenie środkowej Polski. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 66: 53-113.
- Dylik J. 1953. O peryglacialnym charakterze rzeźby środkowej Polski. *Acta Geographica Universitatis Lodziensis* 4: 1-109.
- Dylikowska A. 1952. O metodzie badań strukturalnych w morfologii glacialnej. *Acta Geographica Universitatis Lodziensis* 3: 1-74.
- Dylikowska A. 1956. Kliny zmarzlinowe w Sławęcinie. *Biuletyn Peryglacialny* 3: 47-59.
- Frydrych M. 2014. Rekonstrukcja zdarzeń zapisanych w osadach odsłonięcia klifu w Siedlątkowie nad zbiornikiem Jeziorsko. Maszynopis pracy magisterskiej. Katedra Geografii Fizycznej UŁ, Łódź: 1-84. <http://hdl.handle.net/11089/6860>
- Frydrych M. 2016. Structural and textural response to dynamics of fluvio-glacial processes of the Rzymisko esker sediments, Central Poland. *Geology, Geophysics & Environment* 42(4): 411-428.
- Goździk J. 1995a. Wybrane metody analizy kształtu ziarn piasków dla celów paleogeograficznych i stratygraficznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Wyd. Geogr. i Studiów Regionalnych UW, PIG, Komisja Litologii i Genezy Osadów Czwartorzędowych KBCz PAN, Warszawa: 115-132.
- Goździk J. 1995b. Periglacial impact on some features of glacial deposits in central Poland. W: J. Ehlers, S. Kozarski, P. Gibbard (red.) *Glacial Deposits in North-East Europe*. A.A. Balkema, Rotterdam: 319-327.
- Górska-Zabielska M., Wachecka-Kotkowska L. 2015. Petrografia żwirów i eratyki przewodnie w osadach wodnolodowcowych jako przesłanki wnioskowania na temat źródeł i kierunków transportu materiału w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. *Acta Geographica Lodziensia* 103: 57-78.
- Jaksa A. 2003. Zmienność sedymentacji w ozie. Stanowisko Rzymisko. W: B. Gruszka (red.) *Terenowe warsztaty sedymentologiczne „Kemy i ozy – stary problem w nowym, sedymentologicznym ujęciu”*, 08-12 września 2003. Uniwersytet Śląski, Sosnowiec: 40-45.
- Jaksa A. 2006. Środowiska sedymentacyjne kemów regionu łódzkiego. *Acta Geographica Lodziensia* 92: 1-95.
- Jaksa A., Rdzany Z. 2002. Sedymentologiczny zapis dynamiki deglacjacji Wysoczyzny Rawskiej na przykładzie Wału Rylska. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 32, 109: 169-181.
- Kenig K. 1999. Analiza składu mineralogiczno-petrograficznego frakcji piaszczystej. W: L. Marks, A. Ber (red.) *Metodyka opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000*. PIG, Warszawa, 60-61.
- Klajnert Z. 1966. Geneza Wzgórz Domaniewickich i uwagi o sposobie zaniku lodowca środkowopolskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 23: 1-136.
- Klajnert Z. 1978. Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geographica Lodziensia* 38: 1-149.
- Klajnert Z. 1984. Analysis of kames for palaeogeographical reconstructions. *Boreas* 13,2: 95-109.
- Klatkowska H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia

- warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 28: 1-220.
- Klatkova H. 1982. Utwory ablacyjne w regionie łódz-kim. *Acta Geographica Lodziensia* 45: 1-75.
- Klatkova H. 1993. Niektóre cechy glacialnych osadów warty w środkowej Polsce. *Acta Geographica Lodziensia* 65: 99-140.
- Klatkova H. 1996. Elementy glacictektoniczne w budowie geologicznej i rzeźbie podłódzkiej części środkowej Polski. *Acta Geographica Lodziensia* 72: 7-103.
- Krzemiński T. 1965. Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską. *Acta Geographica Lodziensia* 21: 1-171.
- Krzemiński T. 1974. Geneza młodoplejstoceniowej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty. *Acta Geographica Lodziensia* 33: 1-171.
- Krzemiński T. 1997. Cechy rozwoju i zaniku łądolodu warciańskiego w środkowej Polsce. *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica* 1: 47-65. <http://hdl.handle.net/11089/2878>
- Lencewicz S. 1927. Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla. *Prace Państwowego Instytutu Geologii* t. II, 2: 1-220.
- Lisicki S. 2003. Litostratygrafia i litotypy glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 177: 1-105.
- Lüttig G. 1958. Methodische Fragen der Geschiebeforschung. *Geologisches Jahrbuch* 75: 361-418.
- Maizels J.K. 1997. Jökulhlaup deposits in proglacial areas. *Quaternary Science Reviews* 16: 793-819.
- Marks L. 2005. Pleistocene glacial limits in the territory of Poland. *Przegląd Geologiczny* 53,10/2: 988-993.
- Marks L., Ber A., Lindner L. 2014. Zasady polskiej klasyfikacji i terminologii stratygraficznej czwartorzędu. Polska Akademia Nauk, Komitet Badań Czwartorzędu: 1-72.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided river deposits: a summary. W: A.D. Miall (red.) *Fluvial Sedimentology*. Canadian Society of Petroleum Geologists: 597-604.
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*. 22: 261-308.
- Nalewajko J. 1982. Zróżnicowanie litofacjalne warciańskich glin morenowych w regionie łódz-kim. *Acta Geographica Lodziensia* 44: 1-159.
- Orłowska A. 2017. Osady plejstoceniowych powodzi lodowcowych w strefie marginalnej łądolodu warty we wschodniej Polsce. XXIV Konferencja Naukowo-Szkoleniowa Stratygrafia Czwartorzędu Polski „Czwartorzęd pogranicza niżu i wyżyn w Polsce Środkowej”, 4-8 września 2017 r., Wawrzkowizna k/Bełchatowa: 111-113.
- Rdzany Z. 1997. Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku łądolodu warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 73: 1-146.
- Rdzany Z. 2006. Osady deglacjacyjne zlodowacenia warty we wschodniej części regionu łódzkiego. *Przegląd Geologiczny* 54,4: 343-351.
- Rdzany Z. 2009. Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Wyd. UŁ, Łódź: 1-310.
- Rdzany Z. 2015. The role of the paraglacial environment in the transformation of glacial Wartanian relief in Poland. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 8: 33-45. doi: <http://dx.doi.org/10.1515/bgeo-2015-0003>
- Rdzany Z., Frydrych M., Szmidt A., Tarnawska K. 2015. W sprawie genezy i wieku form rzeźby glacialnej pogranicza Wysoczyzn Kaliskiej i Tureckiej. *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica* 14: 37-53. doi:10.18778/1427-9711.14.04
- Rotnicki K. 1967. Geneza Wzgórz Ostrzeszowskich. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 19: 93-154.
- Rotnicki K. 1976. The theoretical basis for a model of the origin of glaciotectionic deformations. *Questiones Geographicae* 3: 103-139.
- Różycki S.Z. 1961. Middle Poland - general presentation. VIth INQUA Congress, Guide-book of excursion from the Baltic to the Tatras, part II, vol. I, Warszawa: 1-116.
- Turkowska K. 1984. Łaznowska Wola. Pozostałości rzeźby glacialnej w dolinie Miazgi. Przewodnik konferencji „Rozwój sieci dolinnej na Wyźnie Łódzkiej w późnym plejstocenie i holocenie”. Wyd. UŁ, Łódź: 93-101.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ: 1-237.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Wyd. UŁ, Łódź: 1-128. doi:10.13140/RG.2.1.3373.8328
- Zaborski B. 1926. Ozy między Grójcem a Odrzywołem. *Przegląd Geograficzny* 6: 129-133.
- Załoba M. 1996. Uwagi dotyczące wykształcenia i mechanizmów deformacji struktur glacictektonicznych w Pagórkach Warciańskich. *Acta Geographica Lodziensia* 72: 153-210.
- Załoba M., Czubła P. 1995. Examples of deformation structures in deposits of different ages in the vicinity of the Uniejów basin and the eastern part of the Turek Plateau. *Acta Geographica Lodziensia* 68: 197-212.
- Zieliński T. 2014. Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Adam Mickiewicz University Press, Poznań: 1-594.

Summary

The article presents the evolution of experiments with the application of lithological methods in a palaeogeographic reconstruction of glacial processes in the area of the old glacial relief in Central Poland, as well as a proposal for a wider use of the lithofacies and the lithogenetic method in connection with determining the energy level record in sedimentation environments.

Progress in broadening the knowledge of the lithology and lithostratigraphy of formations of the Middle Polish Complex, in particular of glacial sediments from the Warta Glaciation in Central Poland, dates back to the first years after the Second World War. A more intense development of such research started in the 1960s. New monographs were written in the field of glacial geomorphology and Quaternary geology, devoted mostly or entirely to individual types of Wartanian forms and sediments. Among the researchers of the region who made extensive use of various lithofacies methods, Prof. dr hab. Halina Klatkova holds a special place.

For more than a decade, the lithofacies analysis method has become more and more commonly used in the research of the described area,

which results in increasingly precise palaeogeographic reconstructions. The authors propose to apply this method along with lithogenetic analysis (Miall 1978, 1985; Zieliński 2014), with the simultaneous use of grouping of lithological profiles based on the energy level (range) recorded in the features of the sediments. Using the lithological record method from the point of view of energy level, the authors assumed a division into four main lithotypes: 1) very high, 2) high, 3) medium, and 4) low energy. It was observed that the lithotypes distinguished on this basis reveal connections both with specific types of sedimentation environments and with genetic groups of relief forms.

For example, determining the spatial features of structures related to the record of very high energy processes allows for easier identification of the record of the marginal zone, even if the morphology is not very clear, which is common for areas of old glacial relief. On the other hand, delimitation of zones of low energy accumulation allows for locations of areal deglaciation to be identified within the given glacial lobe. Recurring sequences of lithological features in different form systems can also contribute to research into the Pleistocene stratigraphy of both Central Poland and other regions of the Polish Lowland.

W JAKI SPOSÓB BADAĆ SEJSMITY? PRZEGLĄD METOD BADAWCZYCH

How to study seismites? A review of research methods

SZYMON BELZYT*, MAŁGORZATA PISARSKA-JAMROŹY*

Zarys treści. Propagacja, wywołanej trzęsieniem ziemi, fali sejsmicznej w uwodnionych nieskonsolidowanych osadach drobnoziarnistych powodować może ich upłynnienie. W efekcie tego procesu powstać mogą warstwy zawierające struktury deformacyjne zwane sejsmitami. Zaproponowanie sejsmicznej genezy warstw zdeformowanych opiera się na zastosowaniu kryteriów rozpoznawczych. W tym celu konieczne jest: (1) przeprowadzenie analizy litofacjalnej osadów występujących w analizowanym profilu; (2) szczegółowe opisanie: deformacji, z uwzględnieniem ich rozmieszczenia w profilu i w obrębie zdeformowanej ławicy, rozciągłości poziomej, zróżnicowania przestrzennego, geometrii, tekstury i struktury osadów zaangażowanych w deformację, osadów otaczających oraz zmiany rozkładu przestrzennego struktur deformacyjnych przy wykorzystaniu ścienia poziomego i ukośnego; (3) wytypowanie struktur, które mogły powstać w efekcie upłynnienia i porównanie ich ze współcześnie tworzącymi się deformacjami związanymi ze wstrząsami sejsmicznymi; (4) rozpoznanie budowy geologicznej podłoża skalnego, w tym m.in. opis aktywności uskoków; (5) dyskusja innych mechanizmów, które mogły odpowiadać za powstanie deformacji; (6) określenie czasu powstania struktur deformacyjnych.

Słowa kluczowe: deformacje w osadach nieskonsolidowanych, paleosejsmologia, trzęsienia ziemi

Abstract. Earthquake-triggered seismic wave propagation can induce liquefaction of water-saturated unconsolidated fine-grained clastic sediments. As a result, layers with soft-sediment deformation structures called seismites can be formed. To propose a seismic origin of the layer, it should meet recognition criteria. Therefore, it is necessary to provide (1) a lithofacies analysis of the sediments in the studied section; (2) a detailed description of deformation structures including their position in the sedimentological log as well as within the deformed layer, lateral extent and continuity, geometry, texture and structure of both deformed and host sediments, spatial distribution and heterogeneity of deformation structures in the plan view as well as an oblique view; (3) identification of structures that could have been formed during a liquefaction process and a comparison with those that recently occurred in tectonically active zones as an earthquake effect; (4) a subsurface geological structure recognition, particularly the presence and activity of faults; (5) discussion and elimination of all other possible triggers that could have caused sediment deformation; (6) estimation of the age of the deformation.

Key words: soft-sediment deformation structures, palaeoseismology, earthquakes

Wprowadzenie

Sejsmity to warstwy skał osadowych, które zostały zdeformowane w wyniku trzęsień ziemi (Seilacher 1969). Deformacje sejsmiczne osadów rozwijają się bezpośrednio po depozycji, ale przed rozpoczęciem procesów lityfikacyjnych. Sejsmity są najczęściej spotykane w drobnoziarnistych osadach jeziornych i rzecznych różnego wieku – od archaicznych po współczesne (np. Obermeier 1996, 2009; Obermeier i in. 2005; Rodríguez-López i in. 2007; Van Loon 2009; Pöldsaaar, Ainsaar 2015; Quigley i in. 2016; Shanmugam 2016; Wojewoda i in. 2016; Tuttle i in. 2017).

Mechanizmem spustowym (ang. *trigger mechanism*) bezpośrednio wywołującym propagację fali może być m.in. uderzenie meteorytu, erupcja wulkanu, obciążenie lub odciążenie pokrywą lodową (ang. *glacio-isostatic rebound*), gwałtowna depozycja i obciążenie niżej leżącego osadu, tektonika solna, ruch masowy, oddziaływanie falowania, ekspulsje gazów, endogeniczne trzęsienia ziemi. Podstawowym kryterium rozpoznawczym sejsmitów jest występowanie wewnątrz nich struktur deformacyjnych (ang. *soft-sediment deformation structures*, skrót: SSDS). Warto w tym miejscu zaznaczyć, że termin sejsmit i SSDS nie są terminami równoznacznymi, tzn. SSDS jest terminem szerszym i odnosi się do wszelkich deformacji

* Uniwersytet im. Adama Mickiewicza, Instytut Geologii, ul. Bogumiła Krygowskiego 12, 61-680 Poznań; e-mail: szymon.belzyt@amu.edu.pl

powstałych w efekcie różnych procesów, np. peryglacialnych, ruchów masowych etc.

Bezpośrednią przyczyną powstania sejsmitów jest propagacja sejsmicznych fal poprzecznych S (ang. *secondary body seismic waves, shear waves*), które powodują zmianę położenia cząstek osadu zgodną z kierunkiem rozchodzenia się fali, czego wynikiem jest upłynnienie (ang. *liquefaction*) osadu (Allen 1982, 1986; Obermeier 1996). Upłynnienie to według Jaroszewskiego i in. (1985) i Zielińskiego (2014) przejście luźnego osadu piaszczystego lub pylastego, pod wpływem przyłożonego naprężenia (np. wstrząsu lub obciążenia), w płynną masę. Dochodzi do tego wskutek wzrostu ciśnienia wód porowych, które niszczy kontakty międzyziarnowe i powoduje utratę wytrzymałości na ścinanie (Casagrande 1976; Allen 1982, 1986; Owen 1996; Moretti i in. 1999). Wówczas osad wykazuje właściwości charakterystyczne dla cieczy, zachowując jednocześnie swoją objętość. W takich warunkach woda ani nie dopływa do osadu, ani z niego nie uchodzi, a zasadniczym mechanizmem unoszenia i przemieszczenia ziaren jest ciśnienie wód porowych.

Aby daną warstwę (lub grupę warstw) można było nazywać sejsmitem, musi ona zostać poddana szczegółowej analizie sedymentologicznej i strukturalnej oraz spełnić szereg kryteriów klasyfikacyjnych. Według obecnego stanu wiedzy, za wskaźniki rozpoznawcze sejsmicznej genezy deformacji w nieskonsolidowanych osadach przyjmowane są kryteria zaproponowane w pracach Owena i Morettiego (2008), Owena i in. (2011) oraz Morettiego i Van Loona (2014). Głównym celem niniejszego opracowania jest syntetyczne zestawienie metod badawczych wykorzystywanych przy analizie zapisu aktywności sejsmicznej w osadach klastycznych.

Kryteria identyfikacji sejsmitów

Prawidłowe zaplanowanie prac badawczych, na podstawie których prowadzone jest rozpozna-

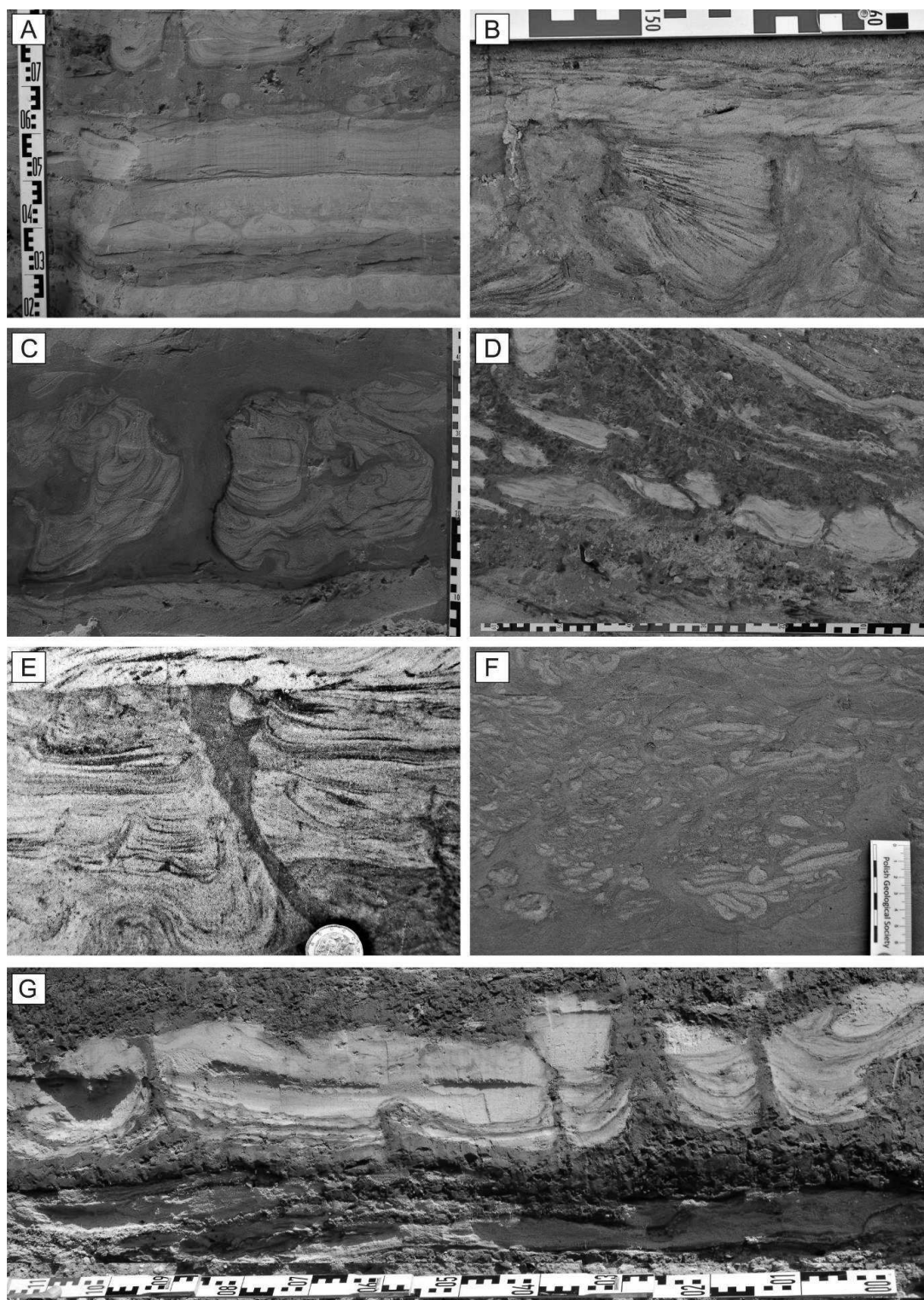
nie struktur deformacyjnych wywołanych falą sejsmiczną, rozpoczyna się od identyfikacji struktur, które mogły powstać w wyniku przejścia fali. Do struktur deformacyjnych powstałych w efekcie upłynnienia i uwodnienia należą: (1) struktury odwodnieniowe (ucieczki wody, ang. *dewatering structures, water/fluid escape structures*), np. dajki (ang. *clastic dykes*) i wulkany klastyczne (ang. *clastic volcanoes*), kanały ucieczkowe (ang. *column structures, pillars*) oraz struktury miseczkowe (ang. *dish structures*); (2) struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego, np. tzw. *load structures (loadcasts, pseudonodules)*, tzw. *ball* i *pillows* oraz związane z nim struktury płomieniowe (ang. *flame structures*); (3) deformacje kruche, np. uskoki, zręby i rowy oraz brekcje (rys. 1).

Ponadto, za sejsmiczną genezą deformacji może przemawiać ich duże zróżnicowanie geometryczne w obrębie danej warstwy. Istotnym argumentem w dyskusji o genezie deformacji może być obserwacja analogicznych struktur powstających w obrębie upłynnionych drobnoklastycznych osadów w rejonach współcześnie aktywnych sejsmicznie. Są to m.in. wulkany i dajki piaszczyste lub błotne oraz kanały odwodnieniowe, sięgające często powierzchni terenu. Według najnowszych danych obserwacyjnych do upłynnienia osadów dochodzi przy zwierciadle wód podziemnych, ustalonym na 1 m p.p.t., w obrębie luźnych osadów drobnopiaszczystych o minimalnie 2-metrowej miąższości (m.in. Quigley i in. 2016; Tuttle i in. 2017).

Kolejnym kryterium jest zasięg warstw zdeformowanych. SSDS powinny być obserwowane lateralnie w obrębie całego sejsmitu, choć styl deformacji przestrzennie może się zmieniać. W wielu opracowaniach, jeśli warunki geologiczne na to pozwalają, stosuje się metodę korelacji sejsmitów występujących w obrębie sąsiadujących ze sobą odsłoneń lub obecnych w rdzeniach osadów pochodzących z wierceń (m.in. Mörner 2005; Ezquerro i in. 2015; Pöldsaaar, Ainsaar 2015).

Rys. 1. Struktury deformacyjne w osadach nieskonsolidowanych powstające w efekcie działania upłynnienia

A – naprzemiennie występujące zdeformowane i niezdeformowane osady („kanapkowe” ułożenie, stanowisko Valmiera na Lotwie); B – struktury powstałe w efekcie upłynnienia, rozrywające wyżej leżący laminowany osad piaszczysty (stanowisko Seredzius Slinktis na Litwie); C – struktury niestatecznego warstwowania gęstościowego tzw. *loadcasts*, wskazujące na wieloetapowość procesu grzęźnięcia, otoczone upłynnionym osadem, który częściowo zerodował brzeżne części struktur typu *loadcasts* (stanowisko Dyburiai na Litwie); D – piaszczyste struktury typu *balls* i *pillows* otoczone osadem mułowym (stanowisko Dwasieden w Niemczech); E – dajka klastyczna wypełniona mułowym osadem występująca w drobnopiaszczystych osadach piaszczystych (stanowisko Seredzius Slinktis na Litwie); F – chaotycznie rozmieszczone struktury deformacyjne małej skali typu *pseudonodules*, *balls* i *pillows* oraz porozrywane fragmenty lamin drobnopiaszczystych (stanowisko Weisser Berg w Niemczech); G – piaszczyste struktury typu *loadcasts* oraz struktury związane z upłynnieniem – kanały ucieczkowe w obrębie izolowanej warstwy o wyraźnym stropie i spągu (stanowisko Dwasieden w Niemczech)



Liquefaction-induced soft-sediment deformation structures

A – sandwiched-like deformed and undeformed sediments (Valmiera site in Latvia); B – liquefaction-induced structures disintegrating the overlying laminated sandy layer (Seredzius Slinktis site in Lithuania); C – unstable density gradient structures – load casts indicating multi-stage sinking within liquefied sediment that partly eroded the outer parts of the loadcasts (Dyburiai site in Lithuania); D – sandy balls and pillows within muddy deposits (Dwasieden site in Germany); E – dewatering (water escape) structure – clastic dyke infilled by mud intruding into the fine sand layer (Seredzius Slinktis site in Lithuania); F – chaotic distribution of small-scale pseudonodules, ball and pillows and disintegrated sandy laminae fragments (Weisser Berg site in Germany); G – sandy loadcasts and dewatering (water escape) structures – dewatering pipes within an isolated layer with clearly visible base and top (Dwasieden site in Germany)

Częstym, choć nie obligatoryjnym, kryterium jest powtarzalność graniczących ze sobą warstw zawierających deformacje oraz niezdeformowanych (tzw. kanapkowe ułożenie, ang. *sandwiched-like*; rys. 1A). Na przykład Van Loon i in. (2016) w łotewskich stanowiskach Valmiera i Rakuti stwierdzili obecność kolejno 7 i 12 poziomów sejsmitów przewarstwionych osadami niezaburzonymi, co pozwoliło na wnioskowanie o częstotliwości trzęsień ziemi związanych z glaciostatycznym odprężeniem tego obszaru w trakcie ostatniej deglacjacji.

Ważne kryterium stanowi także lokalizacja warstw zawierających deformacje w pobliżu uskoku, które są aktywne współcześnie bądź mogły być miejscem gwałtownej relaksacji naprężeń w przeszłości geologicznej. Położenie epicentrum trzęsienia ziemi ma istotny wpływ na rozmieszczenie oraz intensywność procesów upłynnienia, a w związku z tym na występowanie deformacji. Maksymalna zaobserwowana i opisana w literaturze odległość od epicentrum wynosi 40 km, a minimalną magnitudę niezbędną do powstania struktur deformacyjnych szacuje się na 4–5 (Ambraseys 1988; Papadopoulos, Lefkopoulos 1993; Galli 2000).

Metody badań sejsmitów w osadach nieskonsolidowanych

Metodami stosowanymi przy badaniu deformacji osadów klastycznych, ze szczególnym uwzględnieniem struktur powstałych w efekcie propagacji fali sejsmicznej, są: (1) analiza litofacjalna profilu, w którym występują deformacje, pozwalająca określić paleośrodowisko depozycji; (2) szczegółowy opis deformacji, uwzględniający ich rozmieszczenie w profilu oraz w obrębie zdeformowanej ławicy, ewentualną powtarzalność w pionie, rozciągłość poziomą zdeformowanej ławicy, zróżnicowanie przestrzenne typów deformacji, geometrię deformacji w tym również opis 3D, opis struktury osadów zaangażowanych w deformację oraz osadów otaczających, zarówno w skali makro, jak i mikro (analiza szlifów), uziarnienie, zarówno wewnątrz deformacji, jak i osadów otaczających oraz zmianę rozkładu przestrzennego struktur deformacyjnych w ścięciu poziomym i ukośnym; (3) wytypowanie struktur, które mogły powstać w efekcie upłynnienia i porównanie ich ze współcześnie tworzącymi się deformacjami związanymi ze wstrząsami sejsmicznymi; (4) rozpoznanie budowy geologicznej podłoża skal-

nego, w tym opis aktywności uskoku; (5) dyskusja pozostałych prawdopodobnych mechanizmów, które mogłyby odpowiadać za powstanie deformacji, np. glacitektonicznych, tektoniki solnej, kriotektoniki, ruchów masowych, uderzeń meteorytów; (6) wykonanie datowań osadów niezdeformowanych występujących w bezpośrednim kontakcie z osadami zdeformowanymi.

Zaproponowane metody badawcze usystematyzowano celowo w sposób niestandardowy, tzn. pogrupowano je ze względu na właściwości przedmiotu badań, istotności cech i kolejności ich wykonywania. Ponadto przedstawiono krótką dyskusję nad celowością wykorzystania konkretnych metod badawczych. Zgodnie ze standardowym podziałem metod badawczych w metodach terenowych mieścić się będą – analiza litofacjalna osadów, opis struktur deformacyjnych i osadów bezpośrednio je otaczających oraz określenie czasu powstania deformacji; w metodach laboratoryjnych – opis struktur deformacyjnych i osadów bezpośrednio je otaczających oraz określenie czasu powstania deformacji; a w metodach kameralnych – analiza litofacjalna osadów, opis struktur deformacyjnych i osadów bezpośrednio je otaczających, rozpoznanie struktur deformacyjnych związanych z procesem upłynnienia, rozpoznanie budowy geologicznej podłoża skalnego oraz dyskusja nad pozostałymi czynnikami, które mogłyby odpowiadać za powstanie deformacji.

Analiza litofacjalna osadów

Analiza litofacjalna osadów stanowi jedną z podstawowych metod stosowanych w sedymentologii i opisywanie jej w tym miejscu jest zbędne (por. Miall 1977; Zieliński 1992, 1995; Zieliński, Pisarska-Jamroży 2012). Dokładny opis litofacjalny, a następnie interpretacja genetyczna warunków środowiska jest niezbędna do odczytania prawidłowych implikacji paleogeograficznych. Powszechnie wiadomo, że struktury deformacyjne spowodowane rozchodzeniem fali sejsmicznej zapisują się przede wszystkim w osadach uwodnionych i udział wody jest niezbędny do ich powstania (Lowe 1976; Allen 1982; Rossetti 1999; Owen 1996; Van Vliet-Lanoë i in. 2004). Sejsmity występują przede wszystkim w osadach dobrze lub średnio wysortowanych piasków średnio- i drobnoziarnistych oraz pylastych (Obermeier 1996, 2009). W osadach drobniejszych od wymienionych kohezja w znaczący sposób utrudnia przemieszczanie

ziaren, a w osadach gruboziarnistych ziarna są zazwyczaj zbyt ciężkie, by mogły być przemieszczane dzięki wodzie porowej (Crespellani i in. 1988; Moretti i in. 1999).

Sejsmiczne struktury deformacyjne odnotowywane są przede wszystkim w klastycznych osadach limnicznych i glacialimnicznych oraz w dystalnych, drobnopiaszczystych częściach sandrów (Mörner 1991, 2013; Wu, Johnson 2000; Van Vliet-Lanoë i in. 2004; Hoffmann, Reicherter 2012; Brandes i in. 2012; Van Loon, Pisarska-Jamroży 2014; Van Loon i in. 2016).

Opis struktur deformacyjnych i osadów bezpośrednio je otaczających

Badanie deformacji indukowanych sejsmicznie powinno uwzględniać ich szczegółowy opis w danej warstwie. Deformacje takie występują w obrębie jednej lub kilku warstw (por. Owen, Moretti 2011), a ich typową cechą jest „kanapkowe” ułożenie (rys. 1A), stąd istotne wydaje się zwrócenie uwagi na wszelkie regularności w rozmieszczeniu ławic zaangażowanych w deformację. Ważna jest także rozciągłość pozioma warstwy zdeformowanej, zwłaszcza, że wielu autorów podaje ją jako kluczową przy rozpoznawaniu sejsmitów (Van Loon 2009; Owen, Moretti 2011; Alsop, Marco 2011; Van Loon, Maulik 2011; Brandes i in. 2012; Brandes, Winsemann 2013; Tian i in. 2015, 2016). Ponadto przy odpowiednio dużej rozciągłości sejsmitu (kilkadziesiąt metrów), możliwe jest prześledzenie w jego obrębie zróżnicowania przestrzennego typów i geometrii deformacji (Van Loon, Pisarska-Jamroży 2014). Na tej podstawie wielu autorów określa położenie potencjalnego epicentrum (m.in. Guiraud, Plaziat 1993; Obermeier 1996).

Metody badań deformacji sejsmicznych uwzględniać powinny szczegółowy opis kształtu i cech morfometrycznych deformacji w obrazie 3D. Konieczne jest zwrócenie uwagi na charakter granic pomiędzy strukturami deformacyjnymi a otaczającym je osadem. Opis ten powinien być wykonany zarówno w makro-, jak i mikroskali. Znaczenie ma nie tylko kształt poszczególnych deformacji, ale i powtarzalność cech, takich jak nachylenie czy położenie w obrębie ławicy, tzn. odległość od spągu i stropu.

Istotny jest opis struktury wewnętrznej stwierdzonej w deformacjach oraz kąta zawarty

między laminami występującymi wewnątrz struktury a jej zewnętrznym kształtem, w tym również opis współkształtności laminacji lub jej braku w ramach deformacji plastycznych typu *load structures* (np. *loadcasts*, *pseudonodules*; rys. 1C, D, F, G). Laminacja występująca wewnątrz plastycznych struktur grzęzających o zróżnicowanym ukierunkowaniu może wskazywać na sukcesywne etapy grzęźnięcia jednych struktur typu *loadcast* w drugie, co z kolei może być spowodowane występowaniem kolejnych wstrząsów, w tym m.in. wtórnych (ang. *aftershocks*; Van Loon i in. 2016). Konieczny jest także opis struktur znajdujących się w osadach otaczających struktury deformacyjne, ze szczególnym uwzględnieniem tych, które mogły powstać w trakcie propagacji indukowanej sejsmicznie fali typu S, czyli wszelkich struktur wskazujących na ruch uwodnionego osadu w kierunku od spągu do stropu (por. Lowe 1976; Allen 1982). Analizom strukturalnym powinny towarzyszyć analizy tekstualne. Często, ze względu na wielkość struktur deformacyjnych, próbki do analiz granulometrycznych są na tyle małe, iż możliwe jest przeprowadzenie jedynie laserowej analizy uziarnienia. Próby powinny być pobrane zarówno z deformacji, jak i osadów otaczających.

Ze względu na inwazyjność badania, jednym z ostatnich etapów analizy struktur deformacyjnych, jest opis zmienności rozkładu przestrzennego struktur deformacyjnych w obrazie 3D, w przekroju od stropu aż po spąg zdeformowanej warstwy.

Rozpoznanie struktur deformacyjnych związanych z procesem upłynnienia

Rozpoznanie struktur związanych z procesem upłynnienia, które wskazują na ruch uwodnionego osadu w górę (struktury iniekcyjne; ang. *injection structures*) (por. Rossetti 1999; Van Vliet-Lanoë i in. 2004), a także struktur, które uznaje się jako towarzyszące – jak np. struktur płomieniowych (ang. *flame structures*) jest kluczowe przy rozpatrywaniu sejsmicznej genezy deformacji. Wprawdzie nie wszystkie struktury związane z upłynnieniem wskazują na trzęsienie ziemi, ale ich brak pozwala wykluczyć taką genezę. Wśród struktur iniekcyjnych, które jednocześnie są strukturami odwodnieniowymi wyróżnić można: struktury kolumnowe o różnych rozmiarach (ang. *column structures*, *pillars*), dajki klastyczne (ang. *clastic dykes*) i wulkany

piaszczyste (ang. *sand volcanoes*). Rozpoznanie tych struktur powinno być także poszerzone o opis teksturalno-strukturalny osadów je wypełniających w makro- i mikroskali oraz o wskazanie ich potencjalnego źródła. Pomocna w tym przypadku może być analiza płytek cienkich, ponieważ dostarcza szczegółowych informacji zarówno o interakcji ziaren na granicach struktur deformacyjnych jak i wewnętrznej ich organizacji. Ponadto należy zwrócić uwagę na kontakt danej struktury z osadami otaczającymi, w szczególności z wszelkimi deformacjami lub ugięciami lamin w strefach granicznych.

Rozpoznanie budowy geologicznej podłoża skalnego

Interpretacja struktur sejsmicznych nie może być oderwana od regionalnej analizy budowy geologicznej zarówno przypowierzchniowej, jak i wgłębnej, w tym jednostek strukturalnych, stref dyslokacyjnych, ewentualnej obecności struktur solnych, zasięgu występowania lokalnych deformacji glacitektonicznych oraz kierunków współczesnych naprężeń w skorupie ziemskiej. Ponadto czynnikami, mogącymi spowodować przekroczenie krytycznych naprężeń w skorupie ziemskiej i reaktywację uskoków na obszarach, które były zlodowacone w plejstocenie, mogą być m.in. naprężenia resztkowe związane z orogenezą alpejską (m.in. Jarosiński 2010), aktywacja struktur solnych (m.in. Piotrowski 1999) oraz obciążenie lub odciążenie spowodowane zmianami zasięgu pokrywy lodowej (Mörner 1991; Grollimund, Zoback 2000; Zoback, Grollimund 2001).

Najczęściej sejsmity są obserwowane w strefach aktywnych tektonicznie. Koncentrują się często przy powierzchni, w pobliżu zaznaczających się w morfologii aktywnych struktur uskokowych (Obermeier 1996, 2009; McCalpin, Nelson 2009). Warto jednak zaznaczyć, że osad może ulec upłynnieniu również wskutek propagacji fali o źródle (hipocentrum) znajdującym się na głębokości przekraczającej kilkadziesiąt kilometrów (Mörner 1991; Grollimund, Zoback 2000; Zoback, Grollimund 2001; Hoffmann, Reicherter 2012; Brandes i in. 2012). Epicentrum trzęsienia ziemi, które zapisało się w postaci deformacji sejsmicznych, mogło być zlokalizowane maksymalnie w odległości do kilkudziesięciu kilometrów od miejsca obserwacji sejsmitu (Ambraseys 1988; Papadopoulos, Lefkopou-

los 1993; Obermeier 1996; Galli 2000; Owen, Moretti 2008; Owen i in. 2011).

Wnioskowanie o występowaniu i ewentualnej aktywności uskoków w przeszłości powinno być przeprowadzone na podstawie syntezy dokumentacji kartograficznej, modeli geologicznych (powierzchniowych i odkrytych), map geomorfologicznych, strukturalnych, geofizycznych, danych sejsmicznych i otworowych oraz bazy danych *World Stress Map*.

Dyskusja nad pozostałymi czynnikami, które mogłyby odpowiadać za powstanie deformacji

Aby uznać warstwę zdeformowaną za sejsmit należy wyeliminować pozostałe możliwe mechanizmy spustowe. Według klasyfikacji Allena (2003) do głównych mechanizmów spustowych, powodujących rozwój deformacji klastycznych, należą: (1) trzęsienia ziemi, o co najmniej umiarkowanej magnitudzie ($M > 4-5$); (2) regionalne zjawiska niezwiązane z aktywnością sejsmiczną, które powodują wzrost ciśnienia porowego wewnątrz osadu; (3) pojawienie się czynnika powodującego gwałtowną akumulację osadu o grubszej granulacji (np. podwodne prądy gęstościowe, katastrofalne powodzie lodowcowe); (4) zmiany ciśnienia hydrostatycznego i wytrzymałości na ścinanie, związane z rozwijającym się falowaniem morskim lub propagacją fal tsunami; (5) zmiany ciśnienia hydrostatycznego i wytrzymałości na ścinanie, związane z przepływem turbulentnym; (6) sezonowe topnienie warstwowanych osadów fluwialnych w warunkach peryglacjalnych.

Powstanie deformacji może być wynikiem zarówno jednego procesu, jak i efektem nałożenia się kilku współwystępujących lub następujących po sobie. Dokonując analizy, należy wziąć pod uwagę m.in. cechy teksturalno-strukturalne i genezę osadu, charakter warstwy zdeformowanej oraz samej deformacji, nachylenie stoku, paleogeografię oraz lokalną i regionalną budowę geologiczną. Prawidłowa metodycznie procedura eliminacyjna powinna skutkować potwierdzeniem sejsmicznej genezy deformacji jako najbardziej prawdopodobnej lub zaproponowaniem innego procesu (Alfaro i in. 2002; Brandes, Winsemann 2013; Pisarska-Jamroży, Weckwerth 2013).

Określenie czasu powstania deformacji

W praktyce badawczej określenie czasu powstania deformacji sejsmicznych, powstających przy powierzchni terenu, sprowadza się do zaproponowania ram czasowych, tzn. ustala się wiek maksymalny powstania sejsmitu, czyli wiek niezdeformowanego osadu leżącego bezpośrednio poniżej oraz wiek minimalny, otrzymany z datowania bezpośrednio nadległych niezdeformowanych osadów (McCalpin, Nelson 2009). W literaturze opisywany jest również pobór materiału do datowania z warstw zdeformowanych, które uległy upłynnieniu (m.in. Brandes i in. 2012). Biorąc jednak pod uwagę fakt, że do upłynnienia może dochodzić na głębokości 5–10 metrów, opróbowany bezpośrednio nadległy, niezdeformowany osad może być starszy od wieku aktywności sejsmicznej (McCalpin, Nelson 2009).

Określając wiek deformacji sejsmicznych posiłkować się można wiekiem osadów depozytowanych podczas zlodowaceń (m.in. Van Vliet-Lanoë i in. 1997; Hoffmann, Reicherter 2012; Van Loon i in. 2016), jak i bezwzględny datowaniami luminescencyjnymi (m.in. Brandes i in. 2012; Van Loon, Pisarska-Jamroży 2014). W obu jednak przypadkach należy zwrócić uwagę na dwa rodzaje niepewności wyniku – niedokładności związanych z metodą pomiarową oraz niepewności interpretacyjnych związanych z głębokością występowania osadów podatnych na upłynnienie w czasie przejścia fali sejsmicznej.

Podsumowanie

1. Wywołana trzęsieniem ziemi propagacja fali sejsmicznej, w specyficznych warunkach, powodować może upłynnienie nieskonsolidowanych osadów drobnoklastycznych. Zapisem tego procesu może być warstwa zaburzona, czyli tzw. sejsmit.

2. Szczegółowa analiza potencjalnych sejsmitów powinna być prowadzona z uwzględnieniem: analizy litofacjalnej profilu, szczegółowego opisu deformacji (dystrybucji, powtarzalności w pionie, rozciągłości poziomej, typu i geometrii deformacji opisu tekstury i struktury) w obrębie zdeformowanej warstwy, wytypowania struktur, które mogły powstać w efekcie upłynnienia i porównania ich ze współcześnie powstającymi strukturami, rozpoznania budowy geologicznej

podłoża skalnego, dyskusji nad pozostałymi mechanizmami, które mogły doprowadzić do powstania deformacji oraz datowania osadów.

3. Zaproponowany schemat badawczy może ułatwić rozpoznanie śladów trzęsień ziemi w przeszłości geologicznej oraz umożliwić określenie ich ewentualnej częstotliwości i zasięgu.

Podziękowania

Autorzy dziękują recenzentom za trafne uwagi i dyskusję. Prace finansowane były ze środków Narodowego Centrum Nauki 2015/19/B/ST10/00661 (projekt Grebal).

Literatura

- Alfaro P., Delgado J., Estévez A., Molina J., Moretti M., Soria J. 2002. Liquefaction and fluidization structures in Messinian storm deposits (Bajo Segura Basin, Betic Cordillera, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences* 91: 505-513.
- Allen J.R.L. 1982. Sedimentary structures, their character and physical basis. Elsevier.
- Allen J.R.L. 1986. Earthquake magnitude-frequency epicentral distance and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology* 46: 67-75.
- Allen J.R.L. 2003. Load Structures. W: G.V. Middleton (red.) *Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht: 413-414.
- Alsop G.I., Marco S. 2011. Soft-sediment deformation within seismogenic slumps of the Dead Sea Basin. *Journal of Structural Geology* 33: 433-457.
- Ambraseys N. 1988. Engineering seismology. *Earthquake Engineering & Structural Dynamics* 17: 1-115.
- Brandes C., Winsemann J. 2013. Soft-sediment deformation structures in NW Germany caused by Late Pleistocene seismicity. *International Journal of Earth Sciences* 102: 2255-2274.
- Brandes C., Winsemann J., Roskosch J., Meinsen J., Tsukamoto S., Frechen M., Tanner D.C., Stefan H., Wu P. 2012. Activity along the Osning Thrust in Central Europe during the Lateglacial: Ice-sheet and lithosphere interactions. *Quaternary Science Reviews* 38: 49-62.
- Casagrande A. 1976. Liquefaction and cyclic deformation of sands: a critical review. *Harvard Soil Mechanics Series* 88: 1-26.
- Crespellani T., Nardi R., Simoncini C. 1988. La liquefazione del terreno in condizioni sismiche. Zanichelli, Bologna.
- Ezquerro L., Moretti M., Liesa C.L., Luzón A., Simón J.L. 2015. Seismites from a well core

- of palustrine deposits as a tool for reconstructing the palaeoseismic history of a fault. *Tectonophysics* 655: 191-205.
- Galli P. 2000. New empirical relationships between magnitude and distance for liquefaction. *Tectonophysics* 324: 169-187.
- Grollmund B., Zoback M. 2000. Post glacial lithospheric flexure and induced stresses and pore pressure changes in the northern North Sea. *Tectonophysics* 327: 61-81.
- Guiraud M., Plaziat J.-C. 1993. Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics* 225: 493-522.
- Hoffmann G., Reicherter K. 2012. Soft-sediment deformation of Late Pleistocene sediments along the southwestern coast of the Baltic Sea (NE Germany). *International Journal of Earth Sciences* 101: 351-363.
- Jarosiński M. 2010. Recent tectonic stress field investigations in Poland: a state of the art. *Geological Quarterly* 50: 303-321.
- Jaroszewski W., Marks L., Radomski A. 1985. Słownik geologii dynamicznej. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Lowe D.R. 1976. Subaqueous liquefied and fluidized sediment flows and their deposits. *Sedimentology* 23: 285-308.
- McCalpin J.P., Nelson A.R. 2009. Introduction to Paleoseismology. W: J.P. McCalpin (red.) *Paleoseismology*. Elsevier, Nowy Jork: 1-25.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Reviews* 13: 1-62.
- Moretti M., Van Loon A.J. 2014. Restrictions to the application of “diagnostic” criteria for recognizing ancient seismites. *Journal of Palaeogeography* 3: 162-173.
- Moretti M., Alfaro P., Caselles O., Canas J.A. 1999. Modelling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics* 304: 369-383.
- Mörner N.-A. 1991. Intense earthquakes and seismotectonics as a function of glacial isostasy. *Tectonophysics* 188: 407-410.
- Mörner N.-A. 2005. An interpretation and catalogue of paleoseismicity in Sweden. *Tectonophysics* 408: 265-307.
- Mörner N.-A. 2013. Patterns in seismology and palaeoseismology, and their application in long-term hazard assessments - the Swedish case in view of nuclear waste management. *Pattern Recognition in Physics* 1: 75-89.
- Obermeier S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location. *Engineering Geology* 44: 1-76.
- Obermeier S.F. 2009. Using Liquefaction-Induced and Other Soft-Sediment Features for Paleoseismic Analysis. W: J.P. McCalpin (red.) *Paleoseismology*. Elsevier, New York: 497-564.
- Obermeier S.F., Olson S.M., Green R.A. 2005. Field occurrences of liquefaction-induced features: A primer for engineering geologic analysis of paleoseismic shaking. *Engineering Geology* 76: 209-234.
- Owen G. 1996. Experimental soft-sediment deformation: Structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology* 43: 279-293.
- Owen G., Moretti M. 2008. Determining the origin of soft-sediment deformation structures: a case study from Upper Carboniferous delta deposits in south-west Wales, UK. *Terra Nova* 20: 237-245.
- Owen G., Moretti M. 2011. Identifying triggers for liquefaction-induced soft-sediment deformation in sands. *Sedimentary Geology* 235: 141-147.
- Owen G., Moretti M., Alfaro P. 2011. Recognising triggers for soft-sediment deformation: Current understanding and future directions. *Sedimentary Geology* 235: 133-140.
- Papadopoulos G., Lefkopoulos G. 1993. Magnitude-distance relations for liquefaction in soil from earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 83: 925-938.
- Piotrowski A. 1999. Wpływ zróżnicowanego obciążenia strefy krawędzowej łądłodu na migrację soli. *Przegląd Geologiczny* 47:1016-1021.
- Pisarska-Jamroży M., Weckwerth P. 2013. Soft-sediment deformation structures in a Pleistocene glaciolacustrine delta and their implications for the recognition of subenvironments in delta deposits. *Sedimentology* 60: 637-665.
- Pöldsäär K., Ainsaar L. 2015. Soft-sediment deformation structures in the Cambrian (Series 2) tidal deposits (NW Estonia): Implications for identifying endogenic triggering mechanisms in ancient sedimentary record. *Palaeoworld* 24: 16-35.
- Quigley M.C., Hughes M.W., Bradley B.A., van Ballegooy S., Reid C., Morgenroth J., Horton T., Duffy B., Pettinga J.R. 2016. The 2010-2011 Canterbury Earthquake Sequence: Environmental effects, seismic triggering thresholds and geologic legacy. *Tectonophysics* 673: 228-274.
- Rodríguez-López J.P., Meléndez N., Soria A.R., Liesa C.L., Van Loon A.J. 2007. Lateral variability of ancient seismites related to differences in sedimentary facies (the synrift Escucha Formation, mid-Cretaceous, eastern Spain). *Sedimentary Geology* 201: 461-484.

- Rossetti D.D.F. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, Sao Luis Basin, northern Brazil: Evidence for palaeoseismicity. *Sedimentology* 46: 1065-1081.
- Seilacher A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology* 13: 155-159.
- Shanmugam G. 2016. The seismite problem. *Journal of Palaeogeography* 5: 318-362.
- Tian H.S., Van Loon A.J., Wang H.L., Zhang S.H., Zhu J.W. 2016. Seismites in the Dasheng Group: New evidence of strong tectonic and earthquake activities of the Tanlu Fault Zone. *Science China Earth Sciences* 59: 601-618.
- Tian Y., Zhong J.H., Wang S.B., Tao H.S., Liu S.G., Li Y., Ni L. T. 2015. Seismites and their geological significances of the Triassic Yanchang Formation in Fuxian exploration area, Ordos Basin. *Journal of Palaeogeography* 17: 541-552.
- Tuttle M.P., Villamor P., Almond P., Bastin S., Bucci G., Langdridge R., Hardwick C.M. 2017. Liquefaction induced during the 2010–2011 Canterbury, New Zealand, Earthquake Sequence and Lessons Learned for the Study of Paleoliquefaction Features. *Seismological Research Letters* 88: 1403-1414.
- Van Loon A.J. 2009. Soft-sediment deformation structures in siliciclastic sediments: an overview. *Geologos* 15: 3-55.
- Van Loon A.J., Maulik P. 2011. Abraded sand volcanoes as a tool for recognizing paleo-earthquakes, with examples from the Cisuralian Talchir Formation near Angul (Orissa, eastern India). *Sedimentary Geology* 238: 145-155.
- Van Loon A.J., Pisarska-Jamroży M. 2014. Sedimentological evidence of Pleistocene earthquakes in NW Poland induced by glacio-isostatic rebound. *Sedimentary Geology* 300: 1-10.
- Van Loon A.J., Pisarska-Jamroży M., Nartišs M., Krievāns M., Soms J. 2016. Seismites resulting from high-frequency, high-magnitude earthquakes in Latvia caused by Late Glacial glacio-isostatic uplift. *Journal of Palaeogeography* 5: 363-380.
- Van Vliet-Lanoë B., Bonnet S., Hallegouët B., Laurent M. 1997. Neotectonic and seismic activity in the Armorican and Cornubian Massifs: Regional stress field with glacio-isostatic influence? *Journal of Geodynamics* 24: 219-239.
- Van Vliet-Lanoë B., Magyari A., Meilliez F. 2004. Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. *Global and Planetary Change* 43: 103-127.
- Wojewoda J., Rauch M., Kowalski A. 2016. Synsedimentary seismotectonic features in Triassic and Cretaceous sediments of the Intrasudetic Basin (U Devěti křížů locality) – regional implications. *Geological Quarterly* 60: 3553-64.
- Wu P., Johnston P. 2000. Can deglaciation trigger earthquakes in N. America? *Geophysical Research Letters* 27: 1323-1326.
- Zieliński T. 1992. Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki sedymentacji. Prace Nauk. Uniw. Śląskiego, Katowice.
- Zieliński T. 1995. Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Uniwersytet Warszawski, Warszawa: 220-235.
- Zieliński T. 2014. Sedymentologia. Osady rzek i jezior. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Zieliński T., Pisarska-Jamroży M. 2012. Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? *Przegląd Geologiczny* 60: 387-397.
- Zoback M.D., Grollimund B. 2001. Impact of deglaciation on present-day intraplate seismicity in Eastern North America and Western Europe. *Comptes Rendus de l'Academie de Sciences – Serie Ila: Sciences de La Terre et Des Planetes* 333: 23-34.

Summary

Seismites are sedimentary rock layers that were entirely deformed by earthquake-induced processes (Seilacher 1969). Seismic deformations can be triggered by a various mechanisms including meteorite impact, volcanic eruption, glacio-isostatic rebound, rapid sediment loading, salt tectonics, mass movement, current and wave action, gas expulsion, and endogenic forces.

To classify the layer as a seismite, it should meet currently established set of recognizing criteria (Owen, Moretti 2008; Owen *et al.* 2011; Moretti, Van Loon 2014). The basic criterion of the seismic origin is soft-sediment deformation structures occurrence resulting from water-saturated unconsolidated fine-grained clastic sediment liquefaction due to pore pressure increase and shear strength loss. The deformation develop shortly after deposition, before the lithification process begins. Main groups of SSDS are: (1) dewatering structures (water/fluid escape structures); (2) unstable density stratification structures and (3) brittle deformations. The second criterion is the lateral extent of deformation structures along the deformed layer and – if the geological conditions are suitable – correlated deformed layers in different sites in the vicinity of possible earthquake epicenter. It is also important to prove the vertical (sandwiched-like) succession of more than one deformed layer between undeformed layers and to propose faults

that could have been reactivated causing an earthquake in the vicinity of described site.

Authors suggest to conduct investigation of SSDS layers including: (1) lithofacies analysis; (2) detailed description of deformation structures and host sediments, spatial distribution and heterogeneity of deformation structures in the plan view as well as an oblique view; (3) identification of structures that could have been formed during liquefaction process; (4) geological subsurface structure recognition; (5) discussion of all other possible triggers that could have caused

sediment deformation; (6) estimation the deformation age based on under- and overlying sediments datings and establishing maximal and minimal age of deformation.

A study of layers with soft-sediment deformation structures resulting in seismite recognition can be used as a tool in palaeoseismology – studies of pre-historic earthquakes, their recurrence, frequency and extent particularly in an intraplate regions recently considered as aseismic.

ANALIZA PRZYDATNOŚCI ERATYKÓW POMORZA W BADANIACH CHRONOLOGII RECESJI OSTATNIEGO ŁĄDOŁODU SKANDYNAWSKIEGO METODĄ IZOTOPÓW KOSMOGENICZNYCH

Analysis of Pomeranian erratics suitability for the study of the last Scandinavian Ice Sheet recession with cosmogenic nuclides

KAROL TYLMANN*, PIOTR PAWEŁ WOŹNIAK**, VINCENT RINTERKNECHT***

Zarys treści. Wielkie eratyki położone *in situ* na powierzchni form morenowych mogą być obiektami datowania wieku ekspozycji metodą ziemskich izotopów kosmogenicznych (ang. *terrestrial cosmogenic nuclides* – TCN). Środkowe oraz wschodnie Pomorze jest regionem kluczowym z punktu widzenia uzupełnienia kosmogenicznej chronologii recesji ostatniego lądolodu skandynawskiego w północnej Polsce. Artykuł prezentuje metodę oraz wyniki selekcji głazów narzutowych na tym obszarze, pod kątem ich przydatności do datowania wieku ekspozycji metodą TCN. Proces selekcji wielkich eratyków przebiegał dwuetapowo. W pierwszej kolejności, z wykorzystaniem wszelkich dostępnych informacji, skonstruowano bazę GIS wielkich eratyków (254 obiekty), a następnie na podstawie rozmiarów i lokalizacji na cyfrowym modelu terenu oraz mapach geologicznych wytypowano przydatne głazy. W drugim etapie dokonano weryfikacji terenowej wybranych obiektów i 27 eratyków zakwalifikowano do datowania wieku ekspozycji metodą TCN. Znaczna redukcja głazów na poszczególnych etapach selekcji pokazuje wagę zaproponowanego w artykule systematycznego procesu selekcji. Rozmieszczenie wytypowanych głazów (skupienie na powierzchni wysoczyzn morenowych lub akumulacyjnych form marginalnych) oraz ich cechy indywidualne dobrze rokują dla wyników datowania wieku ekspozycji metodą TCN.

Słowa kluczowe: głazy narzutowe, datowanie metodą izotopów kosmogenicznych, lądolód skandynawski, Pomorze

Abstract. Large erratic boulders located *in situ* on moraines may be a target for surface exposure age dating with TCN (Terrestrial Cosmogenic Nuclides). This paper presents the method and the results of the selection of erratics in Pomerania for this type of dating. Middle and eastern Pomerania are key regions to complete the cosmogenic chronologies of the geomorphology left by the last Scandinavian Ice Sheet retreat in the northern Polish landscape. Our selection of massive erratics consists of two stages. First, a GIS database (254 erratics) was constructed based on all available information about large boulders, and erratics were selected based on their dimensions and distribution against a digital elevation model and geologic maps. Second, field inspection of preliminarily selected boulders was conducted and 27 erratics were finally selected as suitable for surface exposure age dating with TCN. The significant reduction of the number of boulders at particular stages of qualification shows the importance of the proposed systematic selection. Spatial distribution of the selected boulders (location on moraine plateaux and paleo ice-marginal belts) and their individual features show their high usefulness for surface exposure age dating with TCN.

Key words: erratic boulders, terrestrial cosmogenic nuclide dating, Scandinavian Ice Sheet, Pomerania

Wstęp

Wielkie fragmenty litych skał, nierównomierne rozmieszczone na powierzchni Niżu Europejskiego, od dawna budziły ciekawość geologów i były powodem ożywionych dyskusji naukowych,

które w XIX wieku doprowadziły do sformułowania teorii zlodowaceń kontynentalnych (Agassiz 1837; Charpentier 1841). Nazywane eratykami (łac. *errare* – błędzić, *erraticus* – błędzący), głazami narzutowymi, bądź narzutniakami są jednymi z najbardziej charakterystycznych pozostałości po plejstocенских lądolodach. W okresie pionierskich

* Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Zakład Geologii Morza, al. Marszałka Piłsudskiego 46, 81-378 Gdynia; e-mail: k.tylmann@ug.edu.pl (autor korespondencyjny)

** Uniwersytet Gdański, Wydział Oceanografii i Geografii, Katedra Geomorfologii i Geologii Czwartorzędu, ul. Bażyńskiego 4, 80-952 Gdańsk; e-mail: geopw@ug.edu.pl

*** Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Laboratoire de Géographie Physique, CNRS, UMR 8591, Francja; e-mail: vincent.rinterknecht@lgp.cnrs.fr

badan nad zasięgiem zlodowaceń w drugiej połowie XIX wieku rozmieszczenie materiału eratycznego, pochodzącego z Fennoskandii i niecki Bałtyku, stanowiło jedno z istotnych kryteriów pierwszych rekonstrukcji kierunków napływu i rozprzestrzenienia mas lodowych w Polsce (Siemiradzki 1882). Ponadto narzutniki zbudowane ze skał krystalicznych dostarczały interesującego materiału do studiów mineralogiczno-petrograficznych (Hermann 1911). Co więcej, eratyki zbudowane ze skał osadowych były i są do dziś istotnym źródłem skamieniałości wykorzystywanym w badaniach paleontologicznych, szczególnie w Niemczech (np. Rudolph 1994; Schallreuter 1994; Buchholz 2000), ale także i w Polsce (np. Stasińska 1967). Obecnie najatrakcyjniejsze (zazwyczaj największe) głazy narzutowe, jako pomniki przyrody nieożywionej, chronione są prawem i stanowią wartościowy element dziedzictwa geologicznego oraz potencjału geoturystycznego krajobrazu polodowcowego Polski (m.in. Makosz, Stanienda 2012; Woźniak i in. 2015; Górska-Zabielska 2015, 2016).

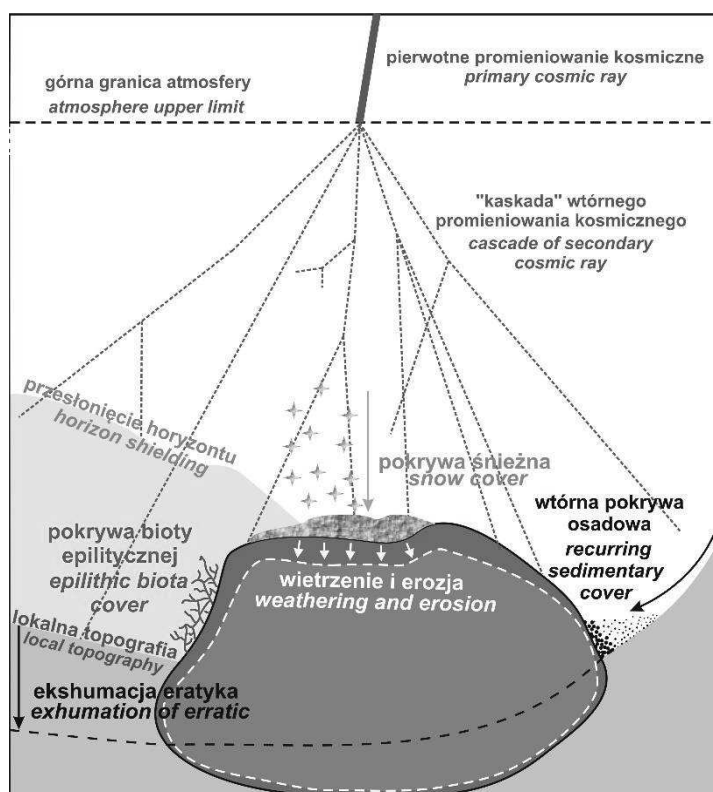
Materiał eratyczny występujący w osadach glacialnych jest w Polsce od kilkudziesięciu lat wykorzystywany do rekonstrukcji kierunków transportu lądolodu skandynawskiego oraz charakterystyki petrograficznej różnowiekowych poziomów glin lodowcowych w ramach metody tzw. eratyków przewodnich (m.in. Czubla 2001, 2015; Czubla i in. 2006; Górska-Zabielska 2008; Woźniak, Czubla 2015). Głazy narzutowe znacznych rozmiarów położone na powierzchni terenu, co do których nie ma podejrzeń, że uległy przemieszczeniu po wytopieniu z lądolodu, bądź też zostały odsłonięte spod pokrywy osadowej, mogą być obiektami datowanymi przy pomocy izotopów kosmogenicznych (Dunai 2010). Technika ta, rozwijana intensywnie od końca lat 80. XX wieku, pozwala na kalkulację czasu (w latach), jaki upłynął od odsłonięcia badanej powierzchni skalnej spod lodu, a więc umożliwia datowanie momentu rozpoczęcia recesji lodowców i lądolodów (Ivy-Ochs, Briner 2014). W Polsce badania tego typu, przy zastosowaniu izotopu ^{36}Cl (Dzierżek i in. 1996, 1999; Dzierżek, Zreda 2007; Makos i in. 2013a, b) oraz izotopu ^{10}Be (Rinterknecht i in. 2005; Makos i in. 2016) wykonywano od drugiej połowy lat 90. XX wieku. Dotyczyły one zarówno recesji plejstocенskich lodowców tatrzańskich (Dzierżek i in. 1999; Makos i in. 2013a, b,

2016), jak i zaniku ostatniego lądolodu skandynawskiego w północnej Polsce (Rinterknecht i in. 2005; Dzierżek, Zreda 2007).

Metoda ziemskich izotopów kosmogenicznych (ang. *terrestrial cosmogenic nuclide* – TCN) umożliwia bezpośrednie datowanie utworów polodowcowych budujących powierzchnie moren (Reuther i in. 2006). Stanowi ona istotne uzupełnienie dla metod pozwalających na pośrednie datowanie poziomów glacialnych, takich jak metoda radiowęglowa, czy metoda OSL (Small i in. 2017). Jednak szereg ograniczeń, jakimi obarczone jest stosowanie izotopów kosmogenicznych w datowaniu recesji dawnych lądolodów sprawia, że staranny wybór odpowiednich stanowisk jest kluczowy z punktu widzenia wiarygodności otrzymywanych wyników. Artykuł prezentuje analizę wielkich głazów narzutowych występujących we wschodniej i środkowej części Pomorza pod kątem możliwości ich wykorzystania w tego rodzaju badaniach. Omówiono strategię oraz etapy selekcji potencjalnie przydatnych eratyków i finalnej kwalifikacji narzutników do datowania wieku ekspozycji metodą TCN.

Czynniki wpływające na zawartość ziemskich izotopów kosmogenicznych w głazach narzutowych

Ziemskie izotopy kosmogeniczne (np. ^{10}Be , ^{36}Cl , ^{26}Al) tworzą się w powierzchniowej warstwie skorupy ziemskiej w wyniku oddziaływania wtórnego promieniowania kosmicznego (powstałego w skutek reakcji promieniowania pierwotnego z atmosferą) z powierzchnią Ziemi (rys. 1). W rezultacie nieustannego „bombardowania” skał wysokoenergetycznymi cząstkami tego promieniowania izotopy niektórych pierwiastków (np. ^{16}O , ^{28}Si , ^{35}Cl) przechodzą transformację do izotopów kosmogenicznych (np. ^{10}Be , ^{36}Cl , ^{26}Al) (Ivy-Ochs, Kober 2008). Proces ich „narodzin” przebiega w określonym tempie, mierzonym w atomach/g/rok. Znając koncentrację izotopu kosmogenicznego w próbce skały oraz tempo jego produkcji, można obliczyć okres (w latach), przez który powierzchnia skalna wystawiona była na działanie promieniowania kosmicznego, a więc ustalić wiek jej ekspozycji (Kurtz, Brook 1994).



Rys. 1. Czynniki wpływające na wielkość wtórnego promieniowania kosmicznego docierającego do powierzchni eratyków oraz na przydatność głazów do datowania ekspozycyjnego metodą TCN (na podstawie Dunai 2010 i Darvilla 2013, zmodyfikowane)

Factors influencing the secondary cosmic ray reaching erratic surface and the suitability of boulders for exposure dating with TCN (modified from Dunai 2010 and Darvill 2013)

„Kosmogeniczny zegar” zaczyna tykać w momencie odsłonięcia spod lodu zerodowanych glacialnie wychodni skał lub eratyków. Erozyjna działalność lodu bazalnego nasyconego materiałem skalnym powoduje ścieranie powierzchniowej warstwy podłoża lądolodu oraz fragmentów skalnych transportowanych w stopie lądolodu. Skutkuje to usunięciem warstwy zawierającej izotopy kosmogeniczne powstałe we wcześniejszych okresach ekspozycji skał (tzw. izotopy odziedziczone). Dlatego istotne jest, by datowana powierzchnia nosiła ślady tego rodzaju działalności lądolodu, zwiększa to szansę na stwierdzenie, czy określony przy pomocy izotopów kosmogenicznych czas „startu zegara” jest równoważny z początkiem deglacjacji. Co więcej, głazy narzutowe datowane metodą TCN muszą znajdować się w naturalnej pozycji *in situ*, niezmienionej od momentu wytopienia z lądolodu. Eratyki dużych rozmiarów, położone na możliwie płaskiej powierzchni oraz częściowo osadzone w gruncie mają największą szansę spełniać to kryterium.

Jednak poza rozmiarem i lokalizacją geomorfologiczną głazów istnieje wiele czynników,

które mogą wpływać na ich przydatność do datowania wieku ekspozycji, a w konsekwencji na wiarygodność otrzymywanych wyników (rys. 1). Osady zdeponowane na powierzchni głazu, pokrywa śnieżna lub roślinna może zmniejszyć natężenie promieniowania kosmicznego docierającego do skały i w rezultacie powodować niedoszacowanie wieku ekspozycji (Heyman i in. 2011). Symulacje wpływu pokrywy roślinnej (głównie korony drzew w obszarach zalesionych) pokazują, iż może ona powodować nieznaczną redukcję oddziaływania promieniowania kosmicznego rzędu 4% (Cerling, Craig 1994) lub ~3–7% (Plug i in. 2007). Wpływ pokrywy śnieżnej kształtuje się zazwyczaj na podobnym poziomie. Przy warstwie śniegu o miąższości 75–150 cm, zalegającej przez 4 miesiące w roku, redukcja produkcji ziemskich izotopów kosmogenicznych w powierzchniowej warstwie skały wynosi około 5% (Dunai 2010). Średni okres zalegania pokrywy śnieżnej w środkowej i wschodniej części Pomorza jest obecnie znacznie krótszy i wynosi od 40 do 70 dni w roku, a średnia miąższość tej pokrywy kształtuje się na poziomie około 8–10 cm (Lorenc 2005). Zakładając nawet

dłuższe okresy zalegania mięjszych pokryw śnieżnych w późnym glacjaie i w chłodnych okresach holocenu, wydaje się, że mogło to spowodować redukcję wpływu promieniowania kosmicznego jedynie rzędu kilku procent. Znacznie bardziej istotne może okazać się osłonięcie eratyka warstwą osadów. Warstwa piaszczysta o miąższości 1 m, zalegająca na narzutniaku przez okres kilkunastu tysięcy lat, może spowodować niedoszacowanie jego wieku ekspozycyjnego o około 30% (Rinterknecht i in. 2014). Dlatego też, jako obiekty datowania wieku ekspozycji metodą TCN, preferowane są eratyki zlokalizowane na wyniosłościach terenu, gdzie ryzyko zalegania tego typu pokryw jest zminimalizowane.

Drugim istotnym czynnikiem wpływającym na zawartość ziemskich izotopów kosmogenicznych w narzutniakach jest erozja ich powierzchni zachodząca już po wytopieniu głazu z łądolodu (rys. 1). Również ona może przyczynić się do niedoszacowania wieku ekspozycji. Niszczenie powierzchni skały powoduje usunięcie części badanego izotopu, a wówczas jego koncentracja zmierzona w próbce nie będzie odpowiadać całkowitej koncentracji wynikającej z czasu ekspozycji. Zakładane często w literaturze maksymalne tempo erozji narzutniaków granitoidowych rzędu 1,3 mm/tys. lat (Gosse i in. 1995; Rinterknecht i in. 2012, 2014), w przypadku powierzchni o wieku rzędu kilkudziesięciu tysięcy lat, powoduje „odmłodzenie” o około 2–8%. Redukcja natężenia promieniowania kosmicznego docierającego do powierzchni eratyka (a w konsekwencji niedoszacowanie wieku ekspozycji) może być także spowodowana osłonięciem horyzontu wynikającym z ukształtowania terenu, choć ma to istotne znaczenie jedynie w obszarach górskich i tam standardowo bada się je i uwzględnia jako korektę w późniejszych obliczeniach wieku (Dunai 2010).

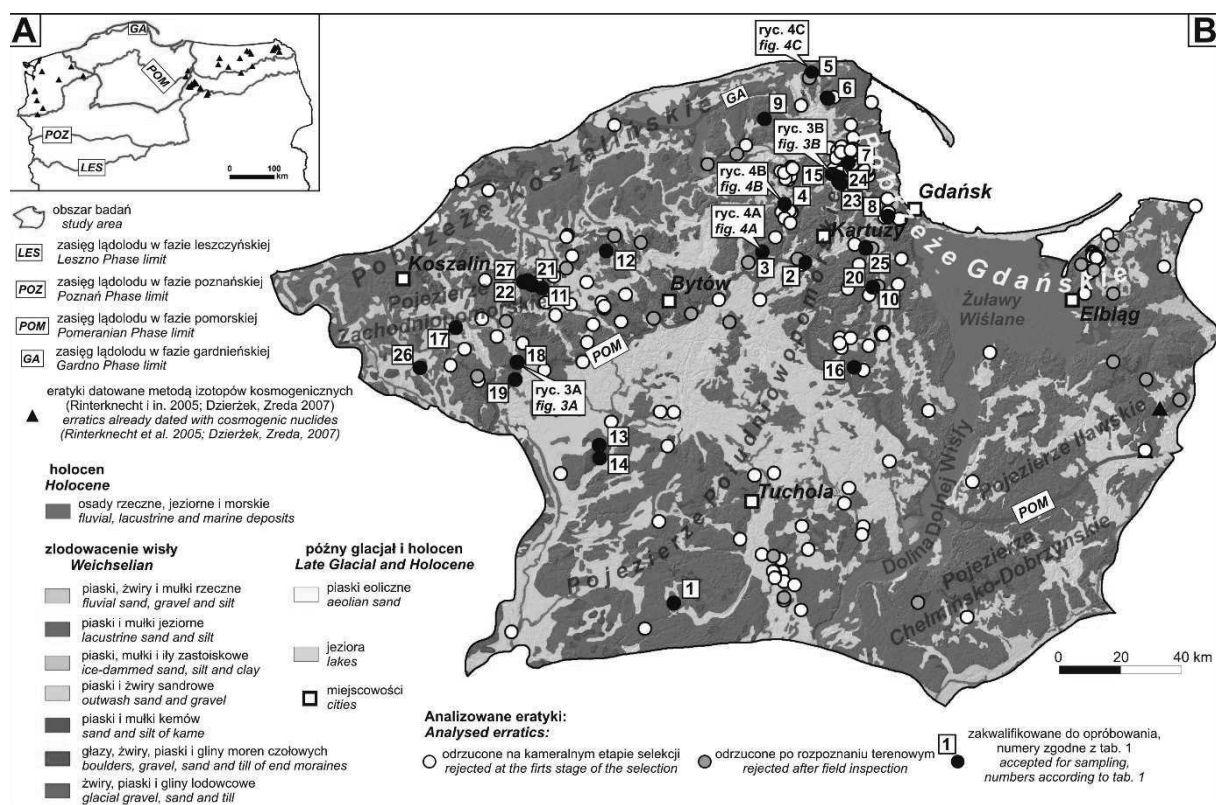
Na etapie obliczania wieku ekspozycji możliwe jest zastosowanie poprawek uwzględniających m.in. pokrycie głazu warstwą osadów, śniegu czy osłonięcie drzewami lub też postglacialną erozję jego powierzchni, jednak każda poprawka uwzględniona w kalkulacjach wpływa na zwiększenie uzyskanego przedziału niepewności (Dunai 2010). Dodatkowo na obszarach, gdzie od dawna ma miejsce działalność człowieka, trzeba uwzględnić możliwość jego wpływów poprzez przemieszczanie, wykopywanie i ustawianie gładów (Graf i in. 2007; Górską-Zabielską 2015), co często skutkuje odrzuceniem wielu eratyków jako nieprzydatnych do uzyskania wiarygodnego czasu deglacjacji. Dlatego też staranna selekcja eratyków przed przystąpieniem do poboru próbek

jest kluczowa z punktu widzenia jakości prowadzonych badań.

Obszar badań

Poszukiwaniami eratyków optymalnych do datowania wieku ekspozycji metodą TCN objęto środkową i wschodnią część Pomorza (rys. 2). W ujęciu fizycznogeograficznym Kondrackiego (2002) analizowany obszar obejmuje: Pobrzeże Koszalińskie, Pobrzeże Gdańskie, Pojezierze Iławskie, Dolinę Dolnej Wisły, zachodnią część Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego oraz wschodnią część Pojezierza Południowopomorskiego i Pojezierza Zachodniopomorskiego. Tak zdefiniowany geograficznie obszar mieści się pomiędzy regionami, w których metoda izotopów kosmogenicznych była już stosowana do datowania wieku ekspozycji eratyków (Rinterknecht i in. 2005; Dzierżek, Zreda 2007). Wyniki uzyskane przez Rinterknechta i in. (2005) oraz Dzierżka i Zredę (2007) dostarczyły cennych danych odnośnie wieku maksymalnego zasięgu łądolodu fazy pomorskiej oraz początków recesji łądolodu tej fazy w północnej Polsce, choć nie są one zupełnie zgodne – 15,0 ka wg Rinterknechta i in. (2005) oraz 19,7 ka wg Dzierżka i Zredy (2007). Główną motywacją przy wyborze obszaru badań była więc możliwość wytypowania nowych, odpowiednich do datowania gładów narzutowych oraz perspektywa uzupełnienia i uszczegółowienia chronologii recesji ostatniego łądolodu skandynawskiego w północnej Polsce (rys. 2A).

Powierzchniowa budowa geologiczna oraz rzeźba terenu obszaru badań zostały ukształtowane w przeważającej mierze w schyłkowej części zlodowacenia wisły (Marks i in. 2006). Dominują tu plejstocenyjskie gliny lodowcowe (lokalnie także piaski i żwiry lodowcowe), budujące powierzchnie wysoczyzn morenowych oraz piaski i żwiry wodnolodowcowe, tworzące rozległe sandry (rys. 2B). Biorąc pod uwagę rozwój rzeźby oraz związane z nim rozmieszczenie osadów powierzchniowych, analizowany obszar można podzielić na pięć stref. Pierwszą z nich stanowią wysoczyzny o umiarkowanych deniwelacjach, powstałe podczas recesji łądolodu w fazie poznańskiej. Rozpościerają się one od południowych krańców obszaru badań do strefy zasięgu łądolodu w fazie pomorskiej. Strefa ta odpowiada południowej części Pojezierza Południowopomorskiego oraz Pojezierza Chełmińsko-Dobrzyńskiego (rys. 2B). Druga strefa obejmuje relatywnie płaskie, rozległe powierzchnie sandrowe,



Rys. 2. Obszar badań oraz lokalizacja głazów narzutowych

A – obszar badań na tle głównych zasięgów ostatniego lądolodu skandynawskiego w Polsce (Kozarski 1995; Marks i in. 2006) i rozmieszczenia głazów narzutowych datowanych w przeszłości metodą TCN; B – powierzchniowe utwory geologiczne obszaru badań (Marks i in. 2006) oraz lokalizacja analizowanych eratyków

Study area and the localisation of erratics

A – study area against the main ice margin limits of the last Scandinavian Ice Sheet in Poland (Kozarski 1995; Marks *et al.* 2006) and erratics already dated with TCN; B – surface geology of the study area (Marks *et al.* 2006) and localisation of the analysed erratics

ciągące się na południe od linii zasięgu lądolodu w fazie pomorskiej, w tym sandry dolinne rozcinające wysoczyzny strefy pierwszej (rys. 2B). Wzdłuż linii zasięgu lądolodu fazy pomorskiej występuje silnie urzeźbiona strefa trzecia – tzw. garb pojezierny (Mojski 2005) zbudowany zazwyczaj ze skrajnie źle wysortowanego materiału żwirowo-piaszczystego i glin lodowcowych. W tej strefie deniwelacje są największe, co wynika z obecności nie tylko wzgórz morenowych o znacznych wysokościach, ale także głębokich rozcięć o charakterze rynien polodowcowych (Gołębiewski i in. 2005). Odpowiada ona wschodniej części Pojezierza Zachodniopomorskiego, północnej części Pojezierza Południowopomorskiego oraz Pojezierzu Iławskiemu wraz z położoną na północny wschód od Elbląga Wysoczyzną Elbląską (rys. 2B). Strefę czwartą stanowią obszary odsłonięte w schyłkowych etapach deglacacji północnej Polski (w tym w fazie gardnieńskiej) – na ogół dość płaskie, choć lokalne duże

deniwelacje mogą tu być związane z obecnością stref czołowomorenowych (Jasiewicz 2005), bądź rozcięć erozyjnych, w tym obniżen pradolinnych (Woźniak 2014). Odpowiada ona Pobrzeżu Koszalińskiemu oraz zachodniej części Pobrzeża Gdańskiego (rys. 2B). Wszystkie wymienione powyżej strefy rozcina strefa piąta – południkowo biegnąca dolina Wisły i delta tej rzeki (Żuławy Wiślane).

Znacznego nagromadzenia materiału eratycznego na powierzchni terenu należy spodziewać się w strefach występowania skrajnie źle wysortowanych utworów lodowcowych, tj. glin, żwirów i piasków zwałowych z głazami. Obszary o urozmaiconej rzeźbie polodowcowej położone na zapleczu zasięgu lądolodu fazy pomorskiej charakteryzują się największym zagęszczeniem dużych głazów narzutowych w Polsce (Czernicka-Chodkowska 1977, 1983). Na analizowanym obszarze należą do nich strefa trzecia i czwarta (rys. 2B). Równocześnie można zakładać, że transformacja bogato

urzeźbionego terenu już po deglacjacji (denudacja i erozja) mogła przyczynić się do zmiany położenia i przykrycia głazów. Stąd też najprawdopodobniej spośród dużej liczby obiektów występujących na tych obszarach, znaczna część wymaga wykluczenia, ponieważ czas ekspozycji ich powierzchni nie pokrywa się z czasem, jaki upłynął od deglacjacji. Z drugiej strony obszary deltowe Wisły oraz jej dolina (strefa piąta) pozbawione są dużych odsłoniętych eratyków.

Sposób selekcji

Źródłem informacji o potencjalnych obiektach przydatnych do datowania TCN na Pomorzu były przede wszystkim spisy pomników przyrody udostępnione przez Regionalne Dyrekcje Ochrony Środowiska (RDOŚ) w Gdańsku i Szczecinie. Zawierają one współrzędne geograficzne chronionych głazów narzutowych, zapisy o rozmiarach eratyków (obwód i wysokość) oraz o rodzaju budującej je skały. Dodatkowo także można w nich odnaleźć informacje, np. dotyczące wpływów antropogenicznych (wzmianki o wykopaniu i/lub ustawieniu przez człowieka). Oprócz spisów RDOŚ autorzy korzystali również z dostępnego od lat katalogu głazów narzutowych (Czernicka-Chodkowska 1977, 1983) i innych publikacji (Alexandrowicz i in. 1975; Szarzyńska, Ziółkowski 2012; Woźniak i in. 2015), jak też z prac licencjackich i magisterskich (Binkowski 2013; Ilewicz, Kobiela 2014; Sauter 2015) oraz informacji uzyskanych z leśnictw, urzędów gmin i parków krajobrazowych.

Na podstawie zebranych danych utworzono bazę GIS wielkich eratyków na środkowym i wschodnim Pomorzu, zawierającą informacje o ich lokalizacji, wymiarach i litologii. Następnie warstwę z punktami (*plik shape*) nałożono na cyfrowy model wysokościowy oraz Szczegółową mapę geologiczną Polski (SMGP). Cyfrowe dane wysokościowe pochodziły z modelu DTED 2 utworzonego na podstawie wektoryzacji poziomic z map topograficznych w skali 1:50 000 i udostępnianego przez Oddział Geodezji i Kartografii Sztabu Generalnego Wojska Polskiego (Gotlib, Olszewski 2006). Dane SMGP zostały zaczerpnięte z geoportalu Centralnej Bazy Danych Geologicznych Państwowego Instytutu Geologicznego – Państwowego Instytutu Badawczego (PIG-PIB).

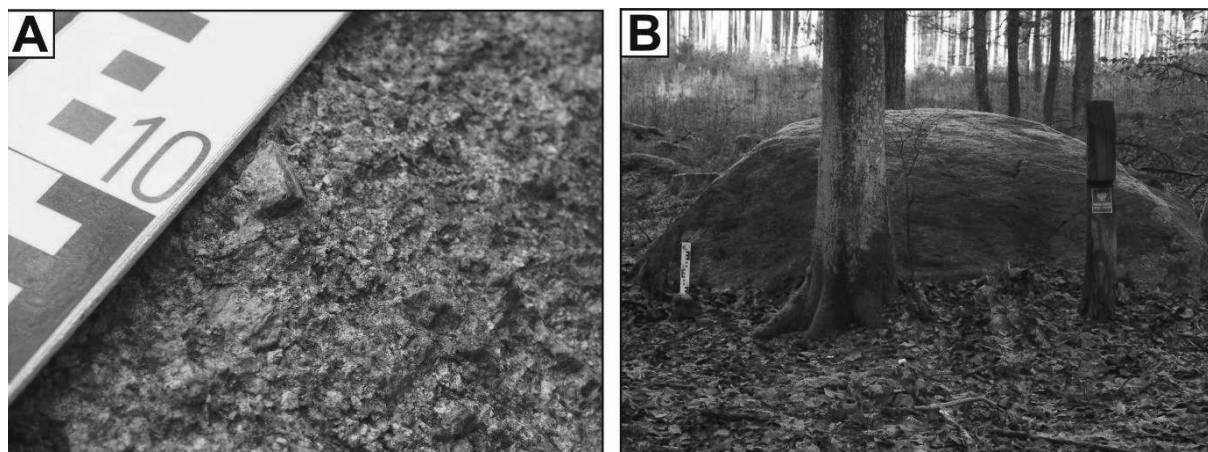
Pierwszy etap selekcji polegał na wyborze największych eratyków (o obwodzie ≥ 5 m i wysokości $\geq 0,5$ m), zlokalizowanych na wyso-

czynach morenowych i w wybranych częściach stref marginalnych ostatniego lądolodu skandynawskiego (moreny czołowe, proksymalne części sandrów), jako tych, których wiek ekspozycji będzie najlepszym wskaźnikiem początków deglacjacji badanego obszaru. Minimalne graniczne wymiary eratyków przyjęto arbitralnie po analizie informacji na temat rozmiarów eratyków zawartych w bazie GIS. Granice te dają minimalną objętość głazu rzędu $0,7 \text{ m}^3$, zakładając obwód eratyka w kształcie koła oraz stosując wzór na szacowaną objętość eratyków wg Schulza (2003): $V = 0,523 \cdot a \cdot b \cdot c$, gdzie „a” jest długością, „b” szerokością, a „c” wysokością eratyka. W obszarach niżowych, pokrytych w przeszłości przez plejstoceńskie lądolody, zazwyczaj do datowania wieku ekspozycji metodą TCN wybiera się eratyki o objętości $\geq 1 \text{ m}^3$ (Heine i in. 2009; Houmark-Nielsen i in. 2012; Rinterknecht i in. 2012, 2014), jednak na pierwszym etapie proponowanej kwalifikacji szacowana wartość $0,7 \text{ m}^3$ jest zdaniem autorów wystarczająca do wytypowania eratyków „wartych” odnalezienia w terenie. Tak wyselekcjonowane narzutniaki były przedmiotem weryfikacji terenowej, która stanowiła drugi etap selekcji eratyków najbardziej odpowiednich do datowania wieku ekspozycji metodą TCN.

Prace terenowe zostały wykonane w 2015 i 2016 roku. Polegały na odnalezieniu głazów oraz określeniu (lub weryfikacji) ich współrzędnych za pomocą odbiornika GPS. Zmierzono maksymalny obwód oraz wysokość narzutniaków. Określono lub zweryfikowano ich typ petrograficzny oraz lokalizację geomorfologiczną (rodzaj form terenu, w obrębie których są one położone). Szczególną uwagę zwrócono na cechy wskazujące na położenie eratyków *in situ* – osadzenie w gruncie, zwierzczenie powierzchni skały, świadczące o jej długiej ekspozycji na czynniki atmosferyczne (fot. 1A), czy też rysy i zadziory lodowcowe oraz wygładzone powierzchnie, świadczące o działalności erozyjnej lądolodu (fot. 1B).

Rezultaty badań terenowych

Utworzona baza GIS obiektów zlokalizowanych na badanym obszarze liczy 254 głazy. Ich rozmieszczenie wykazuje największą koncentrację w pasie Pojezierza Zachodniopomorskiego oraz północnej części Pojezierza Południowopomorskiego (rys. 2), co ma najprawdopodobniej związek z przebiegiem stref marginalnych ostatniego lądolodu oraz ekshumacją gruboziarnistego



fot. P.P. Woźniak, 2015, 2016

Fot. 1. Cechy mogące świadczyć o położeniu eratyków *in situ*

- A – zwietrzała powierzchnia granitoidu z wystającymi kryształami skaleni;
- B – granitognejs z górną powierzchnią ogładzoną glacialnie

Features indicating in-situ location of erratic

- A – weathered surface of granitoid with protruding crystals of feldspar;
- B – granitic gneiss with glacially polished upper surface

materiału okruszowego w rezultacie denudacji i erozji postglacialnej obszarów o znacznych deniwelacjach. W źródłach, na podstawie których skonstruowano bazę (patrz poprzedni rozdział), podano obwód dla 244 eratyków (od 2 m do 50 m), zaś wysokość tylko dla 87 z nich (od 0,5 m do 3,8 m). Litologia większości eratyków nie została określona. Wśród tych, dla których informacja ta była znana (47 głazów), dominują granitoidy (28) oraz gnejsy (8) i granitognejsy (6), inne skały są reprezentowane przez pojedyncze obiekty. Nieco ponad połowa narzutniaków (129 eratyki) jest zlokalizowana w obrębie wysoczyzn lub wzgórz morenowych, prawie 25% (63 głazy) – w dolinach rzecznych, a 16% (40 eratyków) – na sandrach. Znacznie mniej głazów (13 obiektów) leży w rynnach polodowcowych, na terasach kemo-wych i kemach (7) oraz na morskiej plaży (2).

Analiza bazy narzutniaków pod względem ich rozmiaru oraz lokalizacji geomorfologicznej doprowadziła do wytypowania 57 głazów potencjalnie przydatnych do dalszych badań. Wyeliminowano głazy o obwodzie mniejszym niż 5 m oraz położone w obrębie form erozyjnych (gdyż najprawdopodobniej zostały ekshumowane z osadów) i na rozległych powierzchniach sandrowych (gdzie również istnieje ryzyko wypreparowania eratyków z osadów w rezultacie wysokoenergetycznych przepływów wód roztopowych), jak również głazy leżące na plaży (niewątpliwie pochodzące z klifów) oraz przemieszczone lub ustawione przez człowieka. Kryterium wysokości ($\geq 0,5$ m) spełniały wszystkie eratyki, dla których

podana była ta wartość w bazie GIS. Wytypowane głazy są więc eratykami znacznych rozmiarów, położonymi w obrębie wysoczyzn morenowych i akumulacyjnych form marginalnych (szare i czarne punkty na rys. 2). Ich średni obwód wynosi 12 m, a średnia wysokość 1,6 m. Analiza doprowadziła do znacznej redukcji zbioru eratyków (odrzucono 77,6% obiektów).

Generalny obraz rozmieszczenia eratyków po pierwszym etapie selekcji nie uległ znacznym modyfikacjom – największa koncentracja głazów wciąż występuje w pasie Pojezierza Zachodnopomorskiego i północnej części Pojezierza Południowopomorskiego pomiędzy Koszalinem, Bytowem i Gdańskiem. Jednakże w obszarach takich jak Wysoczyzna Elbląska na północny wschód od Elbląga, czy też południowa część Pojezierza Południowopomorskiego w okolicy Tucholi redukcja zbioru eratyków była szczególnie duża (odpowiednio 83,3% i 93,1%). Głównym powodem wykluczenia niemal wszystkich eratyków na Wysoczyźnie Elbląskiej była ich lokalizacja w obrębie rozcięć erozyjnych, powszechnie występujących w brzeżnej części wysoczyzny (Makowska 1999), zaś w okolicach Tucholi przyczyną było położenie głazów na rozległych sandrach (rys. 2).

Drugi etap selekcji (weryfikacja terenowa) spowodował odrzucenie 30 z 57 eratyków. Najwięcej głazów pominięto z powodu niepożądanego lokalizacji morfologicznej (narzutniaki położone na krótkich stokach lub w dnach dolinek denudacyjnych – 14 głazów), w przypadku sześciu

stwierdzono ingerencję człowieka (głazy wykopane lub ustawione), siedem głazów zostało rozpoznanych jako zbyt niskie w stosunku do deniwelacji w najbliższym otoczeniu, zaś trzech nie udało się odnaleźć w terenie (prawdopodobnie zostały wywiezione w inne miejsce lub zniszczone). W rezultacie wyselekcjonowano grupę 27 głazów, spełniających założone kryteria przydatności do datowania wieku ekspozycji metodą TCN oraz interpretacji wieku fazy pomorskiej stadiału głównego zlodowacenia wisły (tab. 1). Są to głazy narzutowe znacznych rozmiarów, położone *in situ* na powierzchni polodowcowych wysoczyzn i akumulacyjnych form marginalnych – na morenach czołowych lub proksymalnych częściach sandrów (czarne punkty na rys. 2). W grupie tej dominują eratyki zbudowane z granitoidów (15 głazów), gnejsów (6) oraz granitognejsów (5). Jedynie jeden głaz (największy w Polsce – „Trygław”) jest zbudowany z migmatytu. Ich obwód wynosi od 6,1 m do 50,0 m, a widoczna powyżej powierzchni

terenu wysokość waha się od 0,9 m do 3,8 m. Szacowana objętość analizowanych narzutniaków wynosi od 2,1 m³ do 253,2 m³; większość z nich (19) mieści się w przedziale do 20m³ (tab. 1). Największy eratyk (głaz „Trygław”) znacznie odstaje wielkością od pozostałych. Prawie wszystkie, z wyjątkiem jednego, są osadzone w gruncie. Większość narzutniaków posiada wyraźne ślady erozyjnej działalności lądolodu (spłaszczone i ogładzone powierzchnie, ewentualnie rysy lodowcowe), ale często również ich powierzchnia wykazuje cechy długotrwałego oddziaływania wietrzenia (chropowatość, ślady łuszczenia). Na powierzchni badanych eratyków nie zaobserwowano wprawdzie wyraźnych śladów świadczących o działalności korazyjnej wiatru w strefie peryglacialnej (ostre krawędzie, żłobki i zadziory korazyjne), jednak na przedpolu odstepującego lądolodu głazy narzutowe były zapewne narażone na oddziaływanie tego rodzaju procesów (por. Antczak-Górka 2010).

Tabela 1

Charakterystyka głazów narzutowych na środkowym i wschodnim Pomorzu zakwalifikowanych do datowania ekspozycyjnego metodą TCN

Characteristics of the erratic boulders in the middle and eastern Pomerania selected as a suitable for exposure dating with TCN

Nr No	Współrzędne geograficzne Coordinates	Obwód [m] Perimeter [m]	Wysokość [m] Height [m]	Szacowana objętość [m ³] Estimated volume [m ³]	Nazwa Name	Typ petrograficzny Rock type	Powierzchniowa geologia* Surface geology*	Morfologia terenu Terrain morphology
1	53°16'56,1"; 17°30'26,5"	8,9	1,2	4,2	-	granitoid	glina lodowcowa	wysoczyzna
2	54°15'32,0"; 18°06'16,2"	6,1	1,5	8,9	Królewski Kamień	gnejs	glina lodowcowa	wzgórze
3	54°17'17,7"; 17°54'03,6"	13,7	2,0	16,9	Łosienicki Kamień	granitoid	glina lodowcowa	wzgórze
4	54°25'27,1"; 18°00'22,9"	17,6	3,1	58,4	Diabelski / Pęknięty Kamień	granitognejs	glina lodowcowa	wytopisko
5	54°48'00,5"; 18°07'40,1"	20,5	2,7	51,3	Stojący / Diabelski Kamień	granitoid	glina lodowcowa	wysoczyzna
6	54°43'9,4"; 18°12'37,7"	13,4	2,4	23,2	Diabelski Kamień	gnejs	glina lodowcowa	wzgórze
7	54°32'47,5"; 18°18'52,7"	12,5	1,8	14,8	-	granitoid	glina lodowcowa	wysoczyzna
8	54°23'35,6"; 18°30'36,0"	12,5	2,7	23,7	Diabelski Kamień	granitoid	glina lodowcowa	wysoczyzna
9	54°39'59,0"; 17°54'03,8"	16,0	1,7	22,4	-	granitognejs	deluwium	wysoczyzna
10	54°11'27,6"; 18°26'22,4"	11,0	1,4	6,7	-	granitoid	piasek i żwir sandrowy	sandr
11	54°10'14,0"; 16°50'03,4"	13,0	1,7	11,7	-	granitognejs	glina lodowcowa	wysoczyzna

12	54°16'56,1"; 17°08'28,3"	12,5	1,4	11,8	Głaz Trzech Panów	granitoid	glina lodowcowa	wysoczyzna
13	53°43'37,7"; 17°08'03,2"	14,6	2,1	18,5	-	granitoid	glina lodowcowa	wysoczyzna
14	53°41'25,1"; 17°08'13,8"	20,5	1,9	41,0	-	gnejs	piasek i żwir lodowcowy	wysoczyzna
15	54°30'45,2"; 18°14'06,7"	10,0	0,9	4,0	Obły Kamień	granitognejs	piasek i żwir lodowcowy	wzgórze
16	53°57'42,2"; 18°21'02,0"	14,8	2,5	22,0	-	gnejs	piasek i żwir lodowcowy	wytopisko
17	54°02'58,6"; 16°25'40,0"	10,5	1,6	8,6	-	granitoid	glina lodowcowa	wysoczyzna
18	53°57'27,2"; 16°43'34,2"	6,6	1,3	2,5	-	granitoid	piasek i żwir lodowcowy	wzgórze
19	53°54'26,0"; 16°43'11,8"	10,8	1,0	4,6	-	gnejs	torf	wytopisko
20	54°11'27,6"; 18°26'22,4"	12,5	1,7	12,4	-	granitoid	piasek i żwir sandrowy	sandr
21	54°10'37,3"; 16°47'19,1"	8,0	1,3	2,1	-	granitoid	torf	wytopisko
22	54°11'27,4"; 16°45'59,1"	7,4	1,3	3,2	-	granitoid	piasek i żwir lodowcowy	wysoczyzna
23	54°29'27,7"; 18°16'05,4"	10,1	1,7	5,8	-	gnejs	piasek i żwir sandrowy	sandr
24	54°30'13,8"; 18°16'05,1"	7,8	1,4	4,0	Lipowy Kamień	granitoid	piasek i żwir lodowcowy	wzgórze
25	54°18'02,3"; 18°24'13,6"	15,0	1,4	12,9	-	granitoid	glina lodowcowa	wysoczyzna
26	53°55'53,7"; 16°15'39,8"	50,0	3,8	253,2	Tryglaw	migmatyt	piasek i żwir lodowcowy	wysoczyzna
27	54°11'09,7"; 16°44'43,0"	8,0	1,5	5,7		granitognejs	piasek i żwir lodowcowy	wysoczyzna

^ Objętość eratyków obliczono zgodnie ze wzorem zaproponowanym przez Schulza (2003): $V = 0,523 \cdot a \cdot b \cdot c$, gdzie a, b i c to kolejno: długość, szerokość i wysokość głazu. Tak obliczona objętość głazów jest jedynie przybliżeniem objętości rzeczywistej z uwagi na fakt, iż wszystkie głazy charakteryzują się nieregularnym kształtem brył i w prawie wszystkich przypadkach jakaś ich część znajduje się pod powierzchnią gruntu

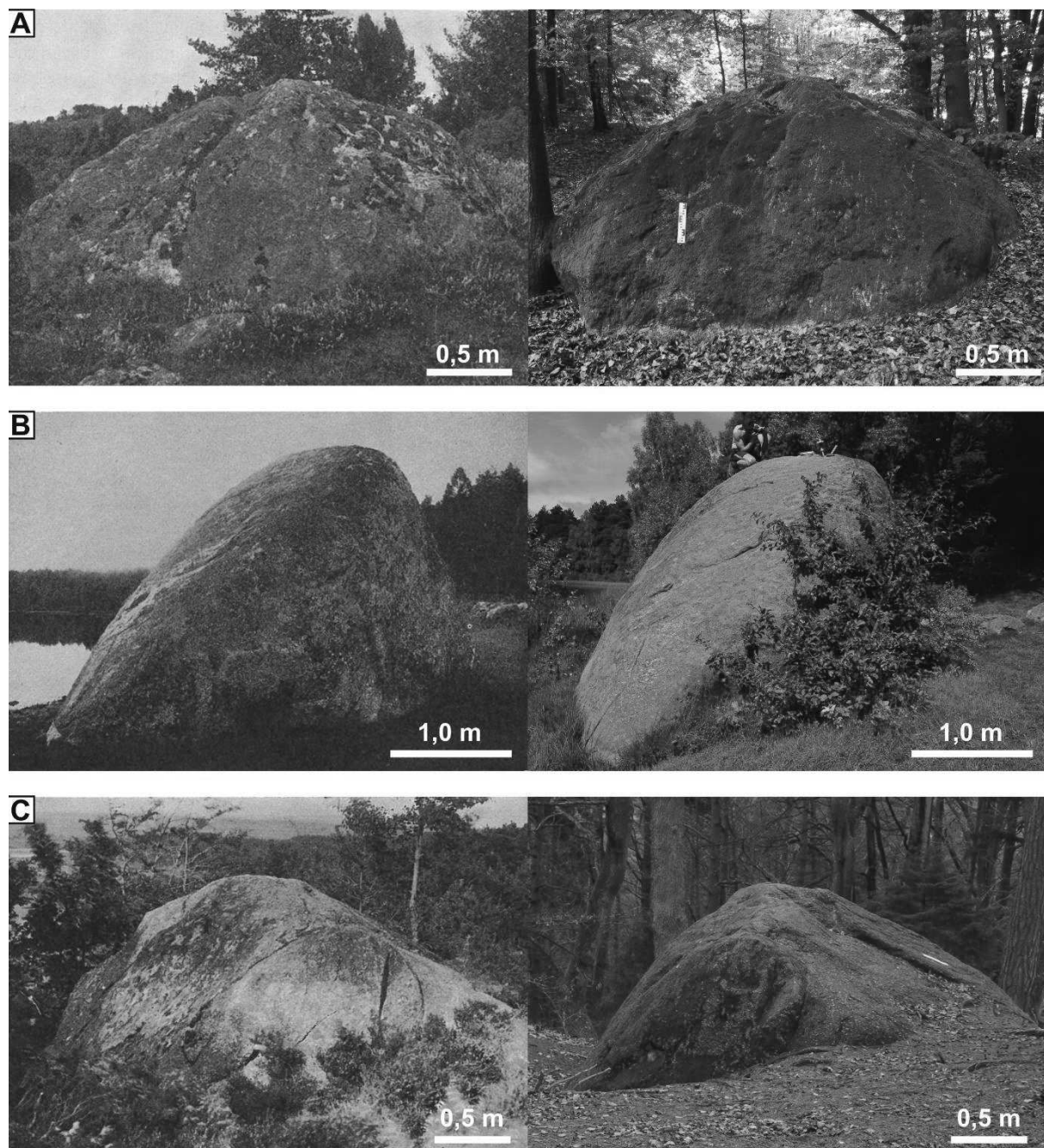
* Wg danych Szczegółowej mapy geologicznej Polski (SMGP)

Przełom XIX i XX wieku oraz czasy przedwojenne to okres intensywnej ingerencji człowieka w rozmieszczenie i stan zachowania głazów narzutowych na Pomorzu. Były wówczas istotnym materiałem budowlanym dróg bitych oraz zabudowań. A z uwagi na rozwój środków technicznych (dźwigi, koparki), pozwalających na przemieszczanie głazów znacznych rozmiarów, często zmieniały swoje położenie. Stąd ważnym elementem selekcji głazów pod kątem ich przydatności do datowań kosmogenicznych jest porównanie stanu obecnego z tym zarejestrowanym na archiwalnych, możliwie najstarszych fotografiach. Część z wyselekcjonowanych głazów (7 narzutniaków) była przedmiotem badań pruskiego geologa Hermanna (1911). Sięgnięcie do opublikowanych przez niego fotografii dokumentujących stan głazów w początkach XX wieku (fot. 2), prowadzi do wniosku, że wyselekcjonowane obiekty, pomimo widocznych zmian pokrycia roślinnego w swoim otoczeniu, zachowały się w niemal nienaruszonym stanie.

Z głazów, które przeszły proces selekcji przedstawiony w artykule, zostały pobrane próbki do oznaczenia zawartości w kwarcu izotopu kosmogenicznego ^{10}Be . Wyniki tych analiz umożliwią określenie wieku ekspozycji eratyków, a w konsekwencji odtworzenie chronologii ostatniej deglacjacji środkowego i wschodniego Pomorza.

Podsumowanie i wnioski

1. Systematyczna kwalifikacja wielkich eratyków Pomorza wsparta szczegółową analizą materiałów źródłowych, zastosowaniem oprogramowania GIS oraz informacjami uzyskanymi w trakcie prac terenowych umożliwiła wyselekcjonowanie narzutniaków znacznych rozmiarów zlokalizowanych *in situ* na powierzchni wysoczyzn morenowych oraz akumulacyjnych form marginalnych.



fot. P.P. Woźniak, K. Tylmann, 2015, 2016

Fot. 2. Przykłady eratyków zakwalifikowanych do datowania ekspozycyjnego metodą TCN.

Po lewej stronie przedstawiono fotografie archiwalne z początku XX wieku zaczerpnięte z pracy Hermanna (1911), po prawej stronie fotografie współczesne

A – „Łosienicki Kamień” na skraju wzgórza morenowego w okolicach Kartuz (tab. 1, nr 3); B – „Pęknięty Kamień” (zwany też „Diabelskim Kamieniem”) nad Jeziorem Kamiennym w okolicy Kartuz (tab. 1, nr 4); C – „Diabelski Kamień”, zwany też „Stojącym” (tab. 1, nr 5) – jeden z największych głazów narzutowych na Pomorzu, położony na skraju wysoczyzny morenowej w północnej części Pobrzeża Gdańskiego

Examples of erratics selected as a suitable for exposure dating with TCN.

On the left side there are archival photographs from the beginning of XX century according to Hermann (1911), and on the right side there are present day photographs

A – “Łosienicki Stone” on the edge of the moraine hill in the vicinity of Kartuzy (Tab. 1, no 3); B – “Broken Stone” (named also “Devil’s Stone”) at the Kamienne Lake in the vicinity of Kartuzy (Tab. 1, no 4); C – “Devil’s Stone”, named also “Standing” (Tab. 1, no 5) – one of the biggest erratic boulder in Pomerania, located on the edge of a moraine plateau in the northern part of the Gdańsk Seashore

2. Mimo dużej liczby obiektów w podstawowej bazie danych (254 głązy) w wyniku kameralnego etapu selekcji odrzucono aż 77,6% narzutniaków. Zdecydowało o tym bogate urzeźbienie analizowanego terenu – wiele głązów leżało na stoku i/lub zostało odsłoniętych w wyniku procesów erozyjnych już po deglacacji, położenie na rozległych obszarach sandrowych oraz zbyt mały rozmiar. Uzyskano w ten sposób zbiór 57 głązów potencjalnie przydatnych do następnego etapu kwalifikacji.

3. Podczas weryfikacji terenowej wytypowanych głązów odrzucono, ze względu na niepożądaną lokalizację morfologiczną (narzutniaki położone na krótkich stokach lub w dnach dolinek denudacyjnych), ingerencję człowieka (głązy wykopane lub ustawione), zbyt małą wysokość lub niemożność odnalezienia w terenie, kolejnych 30 eratyków.

4. Ostatecznie 27 wytypowanych głązów uznano za obiekty przydatne do datowania wieku ekspozycji metodą TCN. Większość z nich położona jest w obrębie wysoczyzn i wzgórz morenowych północnej części Pojezierza Pomorskiego oraz w pasie Pojezierza Zachodniopomorskiego – choć to właśnie na tych obszarach kwalifikacja wyeliminowała najwięcej obiektów. Są to równocześnie tereny kluczowe dla tworzenia chronologii deglacacji, ponieważ to przez nie przebiega linia zasięgu lądolodu w fazie pomorskiej ostatniego zlodowacenia.

5. Znaczna redukcja obiektów na poszczególnych etapach kwalifikacji pokazuje wagę każdego z nich. Dobrze zaplanowana filtracja obiektów na etapie kameralnym (odrzuciono 197 z 254 narzutniaków, czyli zakwalifikowano jedynie nieco ponad 20%) pozwoliła znacznie ograniczyć nakłady ponoszone podczas weryfikacji terenowej (odrzuciono tylko 30 z 57 głązów). Z kolei drugi etap pozwolił skonfrontować rozmiary eratyka z morfologią terenu w jego najbliższym otoczeniu, określić wpływy lokalnych czynników ograniczających dopływ wtórnego promieniowania kosmicznego do skały oraz wykryć ewentualne świadectwa przemieszczania głązu lub ingerencji w jego powierzchnię.

6. Głązy z ostatecznie wyselekcjonowanej grupy uznano za przydatne do poboru próbek i datowania wieku ekspozycji metodą TCN, służącego oszacowaniu wieku ostatniej deglacacji badanego obszaru. Uzyskane wyniki pozwolą na uzupełnienie i uszczegółowienie danych na temat chronologii recesji ostatniego lądolodu skandynawskiego dla obszaru północnej Polski.

Podziękowania

Autorzy składają podziękowania Regionalnym Dyrekcjom Ochrony Środowiska w Gdańsku i Szczecinie za przychylność i pomoc w zebraniu informacji na temat wielkich głązów narzutowych. Dziękujemy również Mateuszowi Binkowskiemu, Piotrowi K. Ilewiczowi, Marcinowi H. Kobieli oraz Michaelowi Sauterowi za udostępnienie wyników prac licencjackich i magisterskich. Wyrazy wdzięczności składamy także pracownikom Lasów Państwowych za nieocenioną pomoc w terenie podczas poszukiwań eratyków. Wojciechowi Wysocie dziękujemy za inspirację i ciekawe dyskusje a Marii Górskiej-Zabielskiej oraz anonimowemu Recenzentowi za wszelkie uwagi i sugestie, które przyczyniły się do polepszenia jakości artykułu.

Badania były finansowane ze środków grantu Narodowego Centrum Nauki nr 2014/15/D/ST10/04113, grantu UG nr 538-6240-B570-17 oraz działalności statutowej Zakładu Geologii Morza UG.

Literatura

- Agassiz L. 1837. Des glaciers, des moraines, et des blocs erratiques. *Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft* 22: 5-30.
- Alexandrowicz Z., Drzał M., Kozłowski S. 1975. Katalog rezerwatów i pomników przyrody nieożywionej w Polsce. *Studia Naturae, ser. B* 26: 1-298.
- Antczak-Górka B. Zróżnicowanie populacji głązów eolizowanych w różnowiekowych strefach perylacjalnych Polski Zachodniej. *Badania Fizjograficzne. Seria A – Geografia Fizyczna* (A61): 9-29.
- Binkowski M. 2013. Waloryzacja głązów narzutowych Polski północno-środkowej pod kątem zastosowania metody izotopów kosmogenicznych. Maszynopis pracy magisterskiej, Archiwum UMK, Toruń.
- Buchholz A. 2000. Die Trilobitenfauna der oberkambrischen Stufen 1–3 in Geschieben von Vorpommern und Mecklenburg (Norddeutschland). *Archiv für Geschiebekunde* 2(10): 697-776.
- Cerling T.E., Craig H. 1994. Cosmogenic ³He production rates from 39° N to 46° N latitude, western USA and France. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 58: 249-255.
- Charpentier J. 1841. Essaisurles glaciers. Lallsanne, Duclou.
- Czernicka-Chodkowska D. 1977. Zabytkowe głązy narzutowe na obszarze Polski. Katalog cz. I i II. Wyd. Geol., Warszawa.
- Czernicka-Chodkowska D. 1983. Zabytkowe głązy narzutowe na obszarze Polski. Katalog cz. IV. Wyd. Geol., Warszawa.
- Czubla P. 2001. Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski środkowej i ich zna-

- czenie stratygraficzne. *Acta Geographica Lodziensia* 80.
- Czubla P. 2015. Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Czubla P., Gałązka D., Górka M. 2006. Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski. *Przegląd Geologiczny* 54(4): 352-362.
- Darvill C.M. 2013. Cosmogenic nuclide analysis. W: L.E. Clarke, J.N. Nield (red.) *Geomorphological Techniques*. British Society for Geomorphology, London, UK: 364-388.
- Dunai T. 2010. Cosmogenic Nuclides. Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences. Cambridge: Cambridge University Press.
- Dzierżek J., Zreda M. 2007. Timing and style of deglaciation of northeastern Poland from cosmogenic ^{36}Cl dating of glacial and glaciofluvial deposits. *Geological Quarterly* 51: 203-216.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda M., Zreda-Gostyńska G. 1996. Cosmogenic isotope ^{36}Cl – a new perspective for Quaternary chronostratigraphy of Poland. *Geological Quarterly* 40(3): 481-486.
- Dzierżek J., Nitychoruk J., Zreda-Gostyńska G., Zreda M. 1999. Metoda datowania kosmogenicznym izotopem ^{36}Cl – nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich. *Przegląd Geologiczny* 47(11): 987-992.
- Gołębiewski R., Dworniczak J., Tylmann W., Woźniak P.P. 2005. Rzeźba zlewni górnej Raduni. W: W. Lange (red.) *Jeziora górnej Raduni i jej zlewnia w badaniach z udziałem Stacji Limnologicznej w Borucinie*. Badania Limnologiczne 3. Katedra Limnologii UG, Gdańsk: 59-74.
- Gosse J.C., Evenson E.B., Klein J., Lawn B., Middleton R. 1995. Precise cosmogenic ^{10}Be measurements in western North America: support for a global Younger Dryas cooling event. *Geology* 23: 877-880.
- Gotlib D., Olszewski R. 2006. Co z trzecim wymiarem? *Geodeta* 4(131): 31-34.
- Graf A.A., Strasky S., Ivy-Ochs S., Akçar N., Kubik P., Burkhard M., Schlüchter C. 2007. First results of cosmogenic dated pre-Last Glaciation erratics from the Montoz area, Jura Mountains, Switzerland. *Quaternary International* 164-165: 43-52.
- Górka-Zabielska M. 2008. Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacialnej i glaciofluwialnej lobu Odry. Wyd. Nauk. UAM, Poznań.
- Górka-Zabielska M. 2015. Najcenniejsze głązy narzutowe w Wielkopolsce i ich potencjał geoturystyczny. *Przegląd Geologiczny* 63(8): 455-463.
- Górka-Zabielska M. 2016. Głązy narzutowe Drawieńskiego Parku Narodowego i ich znaczenie w rozwoju lokalnej geoturystyki. *Przegląd Geologiczny* 64(10): 844-847.
- Heine K., Reuther A.U., Thieke H.U., Schulz R., Schlaak N., Kubik P.W. 2009. Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ ^{10}Be . *Zeitschrift für Geomorphologie NF* 53(4): 433-454.
- Hermann R. 1911. Die erratischen Blöcke im Regierungsbezirk Danzig. Beiträge zur *Naturdenkmalpflege* 2(1): 1-108.
- Heyman J., Stroeven A.P., Harbor J.M., Caffee M.W. 2011. Too young or too old: Evaluating cosmogenic exposure dating based on an analysis of compiled boulder exposure ages. *Earth and Planetary Science Letters* 302: 71-80.
- Houmark-Nielsen M., Linge H., Fabel D., Schnabel C., Xu S., Wilcken K.M., Binnie S. 2012. Cosmogenic surface exposure dating the last deglaciation in Denmark: Discrepancies with independent age constraints suggest delayed periglacial landform stabilisation. *Quaternary Geochronology* 13: 1-17.
- Ilewicz P.K., Kobiela M.H. 2014. Określenie przydatności głązów narzutowych w woj. pomorskim do datowań metodą kosmogenicznych nuklidów. Maszynopis pracy licencjackiej, Archiwum UG, Gdańsk.
- Ivy-Ochs S., Briner J.P. 2014. Dating Disappearing Ice. *Elements* 10: 351-356.
- Ivy-Ochs S., Kober F. 2008. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Quaternary Science Journal* 57(1-2): 179-209.
- Jasiewicz J. 2005. Stratygrafia glin morenowych i struktura glacitektoniczna gardnieńskiej moreny czołowej. Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej 37, Poznańskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk, Poznań.
- Kondracki J. 2002. Geografia regionalna Polski. PWN, Warszawa.
- Kozarski S. 1995. Deglacjacja Polski północno-zachodniej: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna* 1.
- Kurtz M.D., Brook E.J. 1994. Surface Exposure Dating with Cosmogenic Nuclides. W: Ch. Beck (red.) *Dating in Exposed and Surface Context*. University of New Mexico Press. Albuquerque: 139-159.
- Lorenc H. (red.) 2005. Atlas klimatu Polski. Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej. Warszawa.
- Makos M., Nitychoruk J., Zreda M. 2013a. Deglaciation chronology and paleoclimate of the Pięciu Stawów Polskich/Roztoki Valley, high Tatra Mountains, Western Carpathians, since the Last Glacial Maximum, inferred from ^{36}Cl exposure dating and glacier-climate modelling. *Quaternary International* 293: 63-78.
- Makos M., Nitychoruk J., Zreda M. 2013b. The Younger Dryas climatic conditions in the Zarnichem Valley (Polish High Tatra Moun-

- tains) based on exposure-age dating and glacier-climate modelling. *Boreas* 42: 745-761.
- Makos M., Rinterknecht V., Braucher R., Żarnowski M., Aster Team 2016. Glacial chronology and palaeoclimate in the Bystra catchment, Western Tatra Mountains (Poland) during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews* 134: 74-91.
- Makosz E., Stanienda K. 2012. Walory geoturystyczne skandynawskich eratyków rejonu Gliwic. *Górnictwo i Geologia* 7(3): 57-72.
- Makowska A. 1999. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Elbląg Północ. Wydawnictwo Geologiczne. Warszawa.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.) 2006. Mapa Geologiczna Polski 1:500 000. Ministerstwo Środowiska, PIG-PIB, Warszawa.
- Mojski J.E. 2005. Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. PIG, Warszawa.
- Plug L.J., Gosse J.C., Mcintosh J.J., Bigley R. 2007. Attenuation of cosmic ray flux in temperate forests. *Journal of Geophysical Research* 112 (2): 1-9.
- Reuther A.U., Ivy-Ochs S., Heine K. 2006. Application of surface exposure dating in glacial geomorphology and the interpretation of moraine ages. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplement* 142: 335-359.
- Rinterknecht V.R., Börner, A., Bourlès D., Braucher R. 2014. Cosmogenic ¹⁰Be dating of ice sheet marginal belts in Mecklenburg-Vorpommern, Western Pomerania (northeast Germany). *Quaternary Geochronology* 19: 42-51.
- Rinterknecht V., Braucher R., Böse, M., Bourlès D., Mercier J.L. 2012. Late Quaternary ice sheet extents in northeastern Germany inferred from surface exposure dating. *Quaternary Science Reviews* 44: 89-95.
- Rinterknecht V.R., Marks L., Piotrowski J.A., Raisbeck G.M., Yiou F., Brook E.J. & Clark P.U. 2005. Cosmogenic ¹⁰Be ages on the Pomeranian moraine, Poland. *Boreas* 34: 186-191.
- Rudolph F. 1994. Die Trilobiten der mittelkambri-schen Geschiebe – Systematik, Morhologie und Ökologie. Verlag F. Rudolph, Wankendorf.
- Sauter M. 2015. Odporność głazów narzutowych w rejonie Doliny Gniewowskiej (Pojezierze Kaszubskie) w świetle testów młotkiem Schmidta. Praca licencjacka, Archiwum UG, Gdańsk.
- Schallreuter R. 1994. Schwarze Orthocerenkalk-Geschiebe. *Archiv für Geschiebekunde* 1(8/9): 491-540.
- Schulz W. 2003. Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler. cw Verlagsgruppe, Schwerin.
- Siemiradzki J. 1882. Nasze głazy narzutowe. *Pamiętnik Fizjograficzny* 2: 87-122.
- Small D., Clark C.D., Chiverrell R.C., Smedley R.K., Bateman M.D., Duller G.A.T., Ely J.C., Fabel D., Medialdea A., Moreton S.G. 2017. Devising quality assurance procedures for assessment of legacy geochronological data relating to deglaciation of the last British-Irish Ice Sheet. *Earth Science Reviews* 164: 232-250.
- Stasińska A. 1967. Tabulata from Norway, Sweden and from the erratic boulders of Poland. *Palaeontologica Polonica* 18: 1-112.
- Szarzyńska A., Ziółkowski P. 2012. Skandynawskie dary. Głazy narzutowe Warmii i Mazur. Wydawnictwo Mantis, Olsztyn.
- Woźniak P.P. 2014. Kształtowanie się rzeźby i profilu osadów na Pobrzeżu Kaszubskim w czasie zlodowacenia wisły – zarys głównych problemów. W: R.J. Sokołowski (red.) *Ewolucja środowisk sedymentacyjnych regionu Pobrzeża Kaszubskiego*. Wydział Oceanografii i Geografii, Gdynia: 17-26.
- Woźniak P.P., Czubla P. 2015. The Late Weichselian glacial record in northern Poland: A new look at debris transport routes by the Fennoscandian Ice Sheet. *Quaternary International* 386: 3-17.
- Woźniak P.P., Tylmann K., Kobiela A. 2015. Głazy narzutowe Trójmiejskiego Parku Krajobrazowego – potencjał badawczy i geoturystyczny. *Przegląd Geologiczny* 63(4): 256-262.

Summary

For a long time, large erratics have been a subject of interest for geologists and geographers. In the XIX century, huge blocks of Scandinavian rocks spread on the surface of the European Lowland were one of the strongest arguments supporting the theory of the Pleistocene continental glaciations. Moreover, erratic boulders of crystalline and sedimentary rocks have been an excellent material for mineralogical or paleontological studies. For decades, the erratic debris spread within the glacial till layers has been used in Poland for the reconstruction of the directions of the Scandinavian Ice Sheet transgressions and petrographic characteristics of the till horizons from various glaciations. Large erratic boulders resting in-situ on the surface of glacial landforms may be a target of the surface exposure age dating with terrestrial cosmogenic nuclides (Terrestrial Cosmogenic Nuclides – TCN). This relatively new geochronological technique enables the direct dating of glacial landforms (e.g. moraines), which is crucial for the construction of reliable chronologies of the retreat of paleo-ice sheets. However, especially within the regions of the Pleistocene continental glaciations such as north Poland, the suitability of erratic boulders for exposure age dating with TCN must be carefully inspected, because many factors may influence

the boulders and complicate their “exposure history”.

This paper presents the method and the results of the selection of erratics in Pomerania for exposure age dating with TCN. Middle and eastern Pomerania are key regions to complete the cosmogenic chronologies of the geomorphology left by the last Scandinavian Ice Sheet retreat in the northern Polish landscape. Moreover, it is a region of very fresh glacial landscape with very distinctive landforms and high concentration of erratic debris on the terrain surface. These are the traces of the Pomeranian Phase of the last glaciation – the last significant glacial phase for northern Poland.

Our selection of massive erratics consists of two stages. First, a GIS database (254 erratics) was constructed based on all the available information about large boulders, and the erratics were

selected based on their dimensions and distribution against a digital elevation model and geologic maps. This desk-based filtering of the dataset was a crucial stage of our research, resulting in a significant reduction of the number of erratics suitable for field inspection and as a consequence saving the time and resources for fieldwork. Second, field inspection of preliminarily selected boulders (57) was conducted and 27 erratics were finally selected as suitable for surface exposure age dating with TCN. The significant reduction of the number of boulders at particular stages of qualification shows the importance of the proposed systematic selection. Spatial distribution of the selected boulders (location on moraine plateaux and paleo ice-marginal belts) and their individual features show their high usefulness for surface exposure age dating with TCN.

CECHY LITOLOGICZNE WYPEŁNIEŃ WYBRANYCH ZAGŁĘBIEŃ BEZODPŁYWOWYCH OBSZARU WYSOCZYZNY ŁÓDZKIEJ

Lithological features of the infillings of selected closed depressions in the Łódź Upland

JACEK FORYSIAK*, ALEKSANDRA MAJECKA**, LESZEK MARKS**,
ANNA TOŁOCZKO-PASEK**, DANIEL OKUPNY***

Zarys treści. Małe zagłębienia bezodpływowe są powszechnym elementem rzeźby terenu środkowej Polski. Ich powstanie wiąże się głównie z procesami glacialnymi, rzecznyymi czy eolicznymi, ale większość form położonych w obszarach wysoczyznowych jest wynikiem wytopiania brył martwego lodu w fazie recesji lądolodu stadiału warty (złodowacenia odry). Prace badawcze prowadzone były na Wysoczyźnie Łódzkiej, w czterech stanowiskach z zespołami zagłębień. Miały na celu porównanie cech litologicznych wypełnień. Badania osadów pozwoliły na wyróżnienie czterech zespołów litologicznych i ukazanie zróżnicowania wypełnień badanych zbiorników. Część zagłębień nie zawierała osadów biogenicznych interglacjału eemskiego czy wczesnego vistulianu. Wskazuje to na zróżnicowanie lokalnych warunków geologicznych i odmienny przebieg zapełniania zbiorników.

Słowa kluczowe: zagłębienia bezodpływowe, interglacjał eemski, wczesny vistulian, cechy litologiczne osadów, środkowa Polska

Abstract. Small closed depressions are a common feature of the landscape of Central Poland. Their origin has been connected to various morphogenetic processes but most of the forms located in upland areas are the result of the melting of buried ice in the recession phase of the ice sheet of the Warta Stadial. A study of four sites with clusters of depressions, is being carried out in the Łódź Upland to compare the lithological features of their infillings. The analyses of the sediments have allowed to distinguish four lithological units and to display the variation between the infillings of the studied basins. Some of the depressions do not contain biogenic sediments of the Eemian Interglacial or the Early Vistulian. It indicates the presence of differences in the local geological conditions and a different course of the process of filling in of the basins.

Keywords: closed depressions, Eemian, Early Vistulian, lithology, Central Poland

Wprowadzenie

Zagłębienia bezodpływowe są częstym elementem rzeźby terenu środkowej Polski, ich pochodzenie związane jest z procesami glacialnymi, rzecznyymi czy eolicznymi (Klatkova 1990, 1997). Na obszarach wysoczyznowych, kształtowanych w okresie zaniku lądolodu stadiału warty (złodowacenia odry) i przekształcanych później w warunkach klimatu peryglacialnego (vistulian) lub umiarkowanego (interglacjał eemski oraz holocen) przeważają zbiorniki wytopiskowe. Szczególną grupę stanowią małe, raczej słabo zaznaczone na powierzchni zagłębienia, których powstanie związane jest z wytopianiem brył martwe-

go lodu (Klatkova 1990, 1997). Mają one stosunkowo głębokie kopalne misy, wypełnione mięszszymi seriami osadów zbiornikowych. Obniżenia występują zwykle w zespołach po kilka form i zlokalizowane są przeważnie na obszarach bezodpływowych, w strefach działów wodnych oraz górnych odcinków suchych dolin denudacyjnych. Zagłębienia tego typu stanowią charakterystyczny element krajobrazu całej strefy staroglacjalnej i zostały dobrze rozpoznane w regionie łódzkim (por. Klatkova 1989, 1990, 1997; Roman 2016), ale także w innych częściach Polski (m.in.: Kuszel 1997; Bruj, Roman 2007; Kupryjanowicz 2008; Rychel i in. 2014; Kupryjanowicz i in. 2016; Żarski i in. 2017a, b).

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

** Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Al. Żwirki i Wigury 93, 02-098 Warszawa; e-mail: a.majecka@uw.edu.pl, leszek.marks@uw.edu.pl, atoloczko@student.uw.edu.pl

*** Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN, Instytut Geografii, ul. Podchorążych 2, 30-084 Kraków; e-mail: daniel.okupny@up.krakow.pl

Podstawową cechą udokumentowanych zagłębień bezodpływowych jest obecność w nich biogenicznych osadów eemskich i wczesnovistuliańskich, wskazujących na powstanie mis zbiorników w schyłku zlodowacenia odry i istnienia pojezierza na Niżu Polskim w okresie interglacjału eemskiego. Stanowią one podstawę rekonstrukcji paleogeograficznych i paleoklimatycznych (por. Dylík 1967; Klatkowa 1972, 1989; Lindner 1992; Mojski 2005; Turkowska 2006; Bruj, Roman 2007; Marks i in. 2016). Wiele stanowisk zawiera zapis przemian środowiska od schyłku zlodowacenia odry (stadiału warty), poprzez interglacjał eemski i wczesny vistulian (m.in.: Jastrzębska-Mamelka 1985; Klatkowa 1990, 1997; Granoszewski 2003; Kołaczek i in. 2012).

W ośrodku łódzkim badania tego rodzaju zagłębień mają długoletnią tradycję, rozpoczęły się w okresie kartowania na potrzeby map geologicznych w skali 1:300 000 i 1:200 000, ale realizowane były także wraz z szeroko prowadzonymi badaniami przejawów środowiska peryglacjalnego (Dylík 1961, 1963, 1967). Osady biogeniczne zalegające w takich zagłębieniach podścielały często utwory związane ze środowiskiem peryglacjalnym. Podsumowanie stanu rozpoznania geologicznego i paleobotanicznego zagłębień bezodpływowych okolic Łodzi wykonane zostało przez Profesor Halinę Klatkową. W cyklu publikacji przedstawiono stanowiska z udokumentowaną budową geologiczną i wynikami badań palinologicznych, a także zaproponowano klasyfikację zagłębień (Klatkowa 1989, 1990, 1997; Klatkowa, Jastrzębska-Mamelka 1990; Klatkowa, Balwierz 1990 i inne).

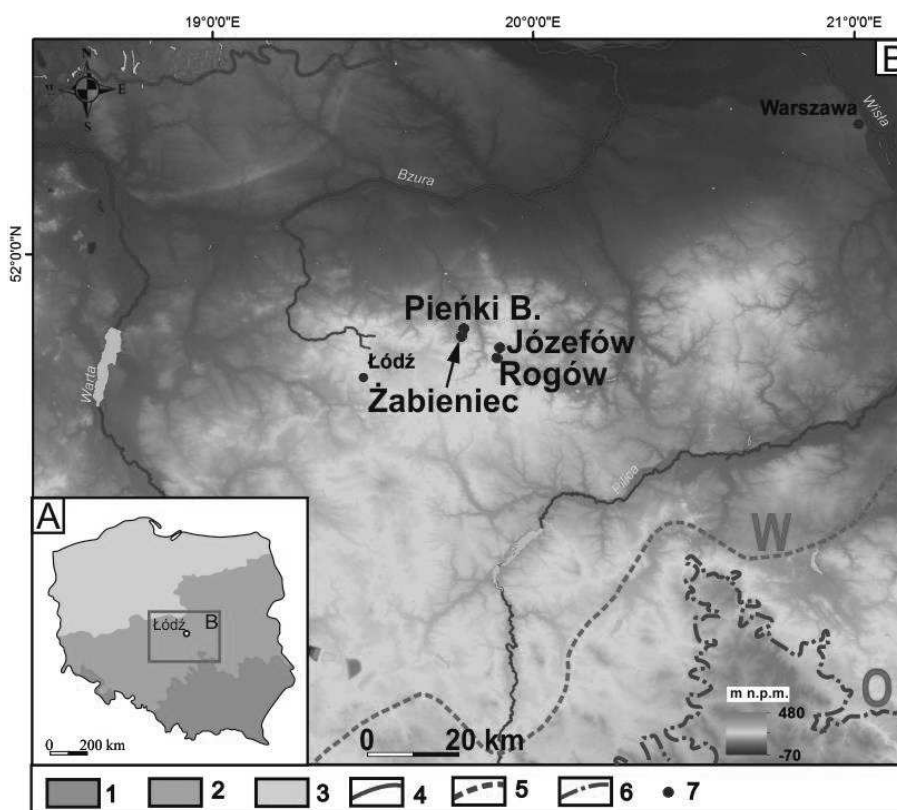
Zagłębienia bezodpływowe obecne we współczesnej rzeźbie Wysoczyzny Łódzkiej są niewielkie, zwykle mają od 2 do 10 ha, okrągły lub owalny kształt i słabo zaznaczone obniżenie powierzchni w środku misy. Jednak kopalny obraz typowego zbiornika przedstawia się odmiennie. Badania geologiczne w północno-wschodniej części Wysoczyzny Łódzkiej wykazały, że zbiorniki posiadają niemal stromościenne misy, osiagające nawet kilkanaście metrów głębokości, jak np. misa torfowiska Żabieniec (Klatkowa 1990; Twardy i in. 2010; Majecka 2014). Wypełnienia zagłębień stanowią osady biogeniczne (interglacjalne i interstadialne), mineralne (głównie peryglacjalne) i mineralno-biogeniczne, ale ich udział w stosunku do całości wypełnienia badanych mis jest zróżnicowany. W trakcie wieloletnich powierzchniowych badań geologicznych w centralnej Polsce rozpoznano wiele mis kopalnych zagłębień, wypełnionych

tylko osadami mineralnymi, bez osadów biogenicznych, jednak nie poddano ich szczegółowym analizom. Na analizowanym obszarze występują one równie często, jak te zawierające wypełnienia biogeniczne. Celem artykułu jest określenie litologicznego zróżnicowania wypełnień kopalnych badanych zbiorników i jego znaczenia dla rekonstrukcji lokalnych warunków geologicznych, geomorfologicznych i paleohydrologicznych podczas akumulacji. Wyniki badań litologicznych wraz z uzyskanymi już wynikami analiz paleobotanicznych pozwolą na ustalenie warunków powstawania i funkcjonowania takich zbiorników, ale także na odniesienie się do genezy obniżzeń. Badania prowadzono w czterech obszarach testowych w północno-wschodniej części Wysoczyzny Łódzkiej (rys. 1). Pod uwagę wzięto zagłębienia, których geneza związana jest bezpośrednio lub pośrednio z obecnością łądolołu. Liczną grupę stanowiły zagłębienia o wytopiskowej genezie mis, inne formy współcześnie nieco lepiej zaznaczone w morfologii terenu mogły zostać przekształcone w warunkach klimatu peryglacjalnego. Może to wskazywać na konieczność wskazania zróżnicowania genetycznego i wiekowego opisywanych kopalnych zagłębień.

Stanowiska badawcze

Badaniami objęte zostały cztery stanowiska w północno-wschodniej części Wysoczyzny Łódzkiej. Stanowią one poligony testowe: Józefów, Rogów, Pieńki Bielańskie i Żabieniec (rys. 1), w każdym z nich znajduje się kilka zagłębień, różniących się na ogół warunkami morfologicznymi i litologią wypełnienia.

Stanowisko Józefów położone jest w odległości około 35 km na północny wschód od Łodzi w strefie północnej krawędzi Wysoczyzny Łódzkiej. Jest jednym z ważniejszych stanowisk dla obrazu paleogeograficznego i stratygrafii osadów górnego czwartorzędu Polski (Mojski 2005), szeroko prezentowanym w latach 60. XX wieku. W Józefowie udokumentowany został zespół kopalnych zbiorników z wypełnieniem organiczno-mineralnym, deformacjami postsedymentacyjnymi i strukturami peryglacjalnymi, które zostały uznane za ślady kopalnego pingo (Dylík 1961, 1967; Klajnert 1965), jak dotąd jedyne w Polsce Środkowej. Badania paleobotaniczne wskazały w osadach wypełnienia jeziorno-torfowego obecność flory eemskiej i wczesnego vistulianu (Sobolewska 1966; Dylík 1967).



Rys. 1. Lokalizacja stanowisk badawczych na tle stref morfogenetycznych Polski (A) i ukształtowania terenu Wysoczyzny Łódzkiej oraz zasięgu lądolodu (B)

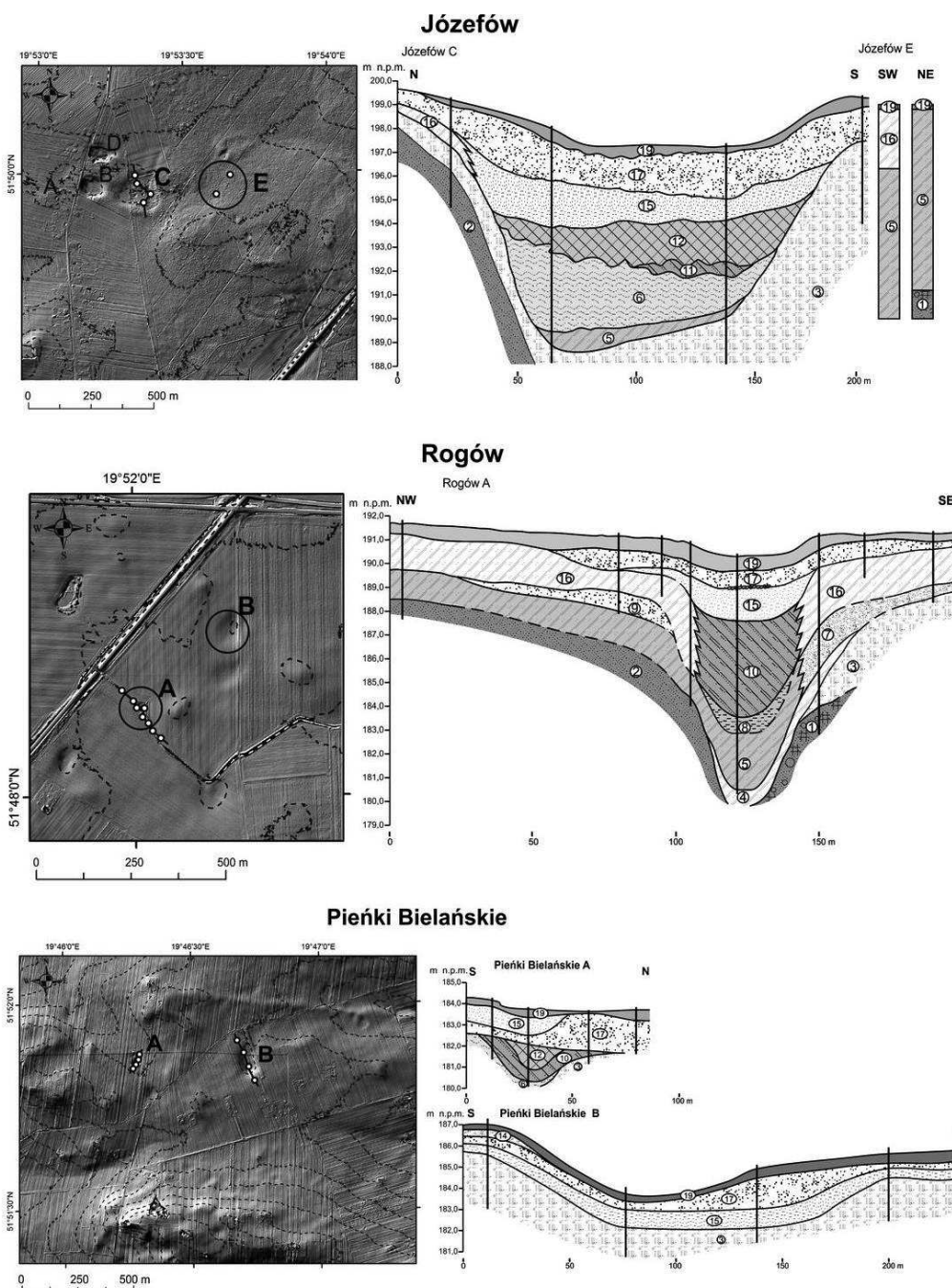
1 – obszar gór i wyżyn, 2 – strefa staroglacjalna, 3 – strefa młodoglacjalna, 4 – maksymalny zasięg zlodowacenia wisły, 5 – zasięg stadiału warty, 6 – maksymalny zasięg zlodowacenia odry, 7 – lokalizacja zbadanych stanowisk

Location of the study sites in Poland (A) and in the northern part of the Łódź Upland (B) in relation to ice-sheet extents

1 – uplands and mountains zone, 2 – Odranian (Saalian) glaciated area, 3 – Vistulian glaciated area, 4 – maximum limit (LGM) of the Vistulian (=Weichselian) Glaciation, 5 – Warta Stadial limit, 6 – Odranian Glaciation limit (Saalian), 7 – studied sites

Miejsce występowania zespołu pięciu zagłębień stanowi lokalny dział wodny pomiędzy suchymi współcześnie dolinkami, skierowanymi na zachód do doliny Mrogi, a górnym, również obecnie suchym, odcinkiem doliny Łupi. Szerokość strefy wododziałowej w tym miejscu waha się od 1,5 do 2,0 km. Jest to monotonna powierzchnia wysoczyzny morenowej płaskiej, ze słabo zaznaczonymi obniżeniami, która od wschodu graniczy z równinami wodnolodowcowymi (Nowacki 1993). W rejonie Józefowa powierzchnia wysoczyzny leży około 200 m n.p.m., otaczający teren podnosi się do 210–213 m n.p.m. zarówno w kierunku północnym, jak i południowym. Obecnie badania prowadzone są w dwóch zagłębieniach, oznaczonych jako C i E. Misa zagłębienia C badana była w latach sześćdziesiątych (Klajnert 1965). Druga, dotychczas niebadana kopalna forma – E, oddalona od C

o około 500 m na wschód, jest mniejsza i ma owalny kształt (rys. 2). Podczas szczegółowych badań geologicznych w latach 60. XX wieku obejmujących zagłębienia w Józefowie określono, że forma C, podobnie jak A, B i D zajmuje obniżenie w stropie gliny zwałowej, spoczywającej na serii piasków i żwirów fluwioglacjalnych. W spągu występuje seria gliniasto-piaszczysta, określona jako utwory ablacyjne (Klajnert 1965), a właściwe wypełnienie misy stanowią piaski i mułki jeziorne oraz torfy i mułki jeziorne, przykryte seria osadów stokowych. Wiercenia przeprowadzone w zagłębieniach C i E w 2016 roku pozwoliły na udokumentowanie w spągu misy zbiornika C osadów piaszczystych o genezie glacialnej i fluwioglacjalnej. Wiercenia w zagłębieniu E potwierdziły, że dno jego misy podściela warstwa gliny zwałowej.



Rys. 2. Ukształtowanie terenu zbadanych stanowisk i ich otoczenia (na podstawie obrazu lidarowego) oraz przekroje geologiczne przez wybrane zagłębienia

stadiał warty: 1 – glina zwałowa, 2 – piasek pylasty z gliną piaszczystą lodowcową, 3 – piasek i żwir wodnolodowcowy, 4 – piasek lodowcowy pylasty, 5 – mułek mineralno-organiczny, 6 – mułek mineralny przewarstwiony piaskiem, 7 – piasek drobnoziarnisty, 8 – mułek organiczny, 9 – piasek różnoziarnisty; eem, wczesny vistulian: 10 – gytja z wkładkami mułków, 11 – gytja, 12 – torf, 13 – mułek deluwialny i drobnoziarnisty piasek, 14 – mułek mineralno-organiczny; plenivistulian: 15 – piasek pylasty, 16 – mułek z piaskiem drobnoziarnistym, 17 – piasek różnoziarnisty z mułkiem i żwirem, 18 – piasek drobnoziarnisty, 19 – warstwa próchniczna

Examined sites and their surroundings (after LiDAR data)
and geological cross-sections across the selected palaeolake basins

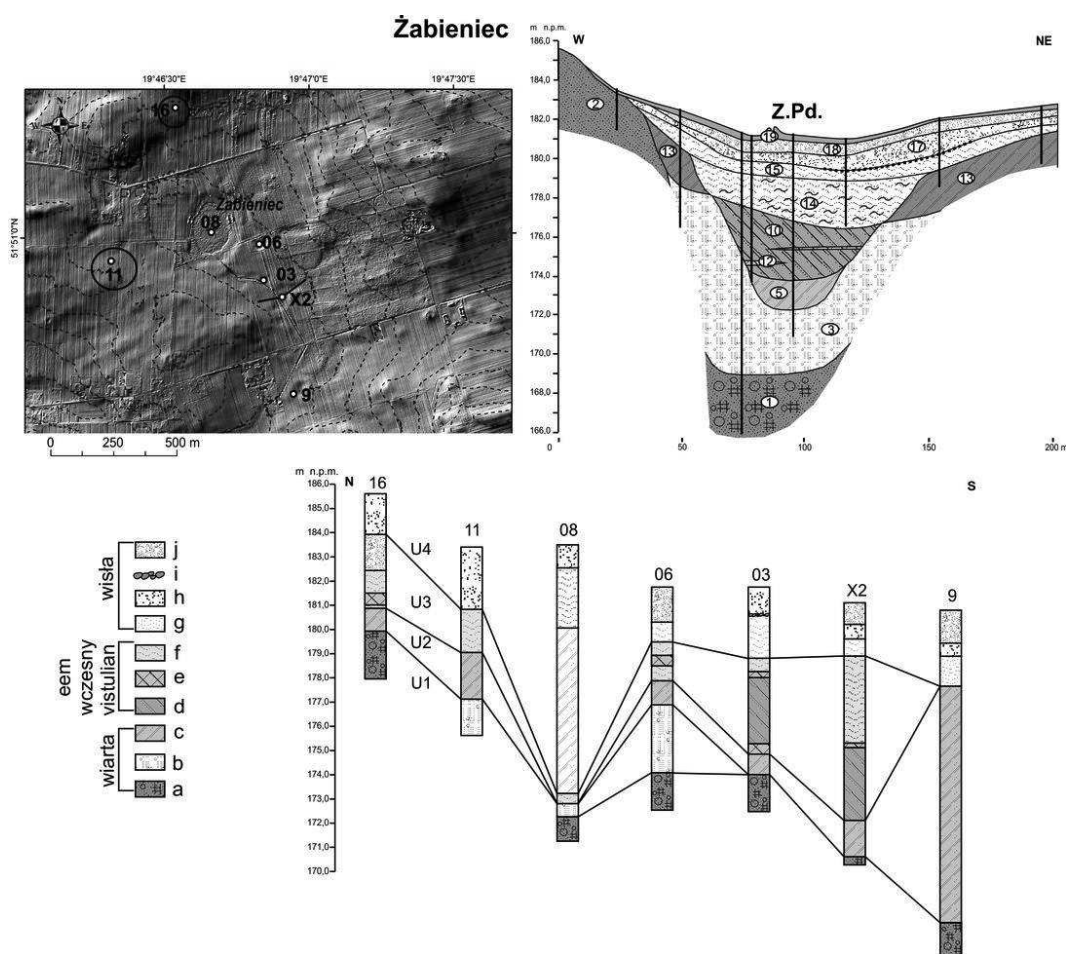
Warta Stadia: 1 – glacial till, 2 – silt with sandy till, 3 – fluvioglacial sand and gravel, 4 – glacial silty sand, 5 – mineral-organic silt, 6 – mineral silt, 7 – fine sand, 8 – organic silt, 9 – vari-grained sand; Eem and Early Vistulian: 10 – gyttja with organic silt, 11 – gyttja, 12 – peat, 13 – deluvial silt with fine sand, 14 – mineral-organic silt; Plenivistulian: 15 – silty sand, 16 – silt with fine sand, 17 – varigrained sand with silt and gravel, 18 – fine sand, 19 – humus layer

Stanowisko Rogów obejmuje fragment obszaru wododziałowego pomiędzy doliną Mrogi oddaloną o 1,9 km na zachód i doliną Rawki, oddaloną od badanego wododziału o 5,9 km na południowy wschód. Dolina Mrogi ma południkowy przebieg, typowy dla rzek odwadniających Wysoczyznę Łódzką na północ, natomiast Rawka płynie na tym odcinku równoleżnikowo. Kilka-kaset metrów na wschód od zbadanego obszaru swój początek bierze rozbudowana boczna odnoga doliny Rawki, która w górnym odcinku ma charakter suchej doliny. Utwory powierzchniowe stanowi tu mozaika płatowo zalegających glin zwałowych, budujących wysoczyznę morenową płaską oraz piasków i żwirów wodnolodowcowych stadiału warty (Trzmiel 1990). Badaniem objęto dwa niewielkie, sąsiadujące ze sobą zagłębienia bezodpływowe, oznaczone jako A i B (rys. 2). Misa kopalnego zbiornika A, o głębokości około 11,0 m, wykształcona jest w piaskach wodnolodowcowych, a forma B, o głębokości 6,0 m, uformowana została w glinie zwałowej. Zagłębienie B położone jest około 400 m na północny wschód od stanowiska Rogów A. Jest mniejsze, ale wyraźniej zaznaczone w terenie.

Stanowisko Żabieniec leży w obszarze wododziałowym pomiędzy dolinami Mrożyca na zachodzie i Mrogi na wschodzie. Obejmuje bardziej rozległe obniżenie bezodpływowe, o powierzchni prawie 60 hektarów. W jego obrębie znajduje się kilkanaście małych owalnych zagłębień (rys. 3), z centralnie położoną misą torfowiska Żabieniec (Twardy i in. 2010). Wcześniejsze publikacje dotyczące stanowiska skupiały się na analizach litologii osadów, w pracach geomorfologicznych (Forysiak, Twardy 2010), ale również wynikach badań palinostratygraficznych i paleoekologicznych (Lamentowicz i in. 2009; Balwierz 2010; Majecka 2014; Majecka i in. 2016). W centralnie położonym torfowisku udokumentowano osady biogeniczne (torfy i gytie) o ponad 12-metrowej miąższości, co już czyni obiekt unikalnym w tej części Polski. Profil zawiera pełną sukcesję pyłkową od późnego vistulianu do współczesności (Balwierz 2010), stanowiąc ważne stanowisko dla chronostratygrafii późnego plejstocenu w centralnej Polsce (Ralska-Jasiewiczowa i in. 2004). W połączeniu z sekwencjami osadowymi z eemskiego zbiornika Żabieniec Południowy opisywane stanowisko ilustruje przekształcenia środowiska niemal w całym okresie od schyłku

złodowacenia odry do współczesności (Majecka 2014; Majecka i in. 2016). Od strony północnej, wschodniej i południowej obszar obniżenia otacza wysoczyzna morenowa, a od południa piaszczysto-żwirowe równiny sandrowe, w których ukształtował się górny odcinek doliny denudacyjnej. Przebiega ona w kierunku północno-zachodnim, do doliny Mrożyca i stanowi kontynuację badanego rozległego obniżenia. Wysokości względne otaczających wzgórz morenowych w stosunku do obniżenia wynoszą od 5 do 23 m (Twardy i in. 2010). Badaniem objęto siedem odrębnych zagłębień oznaczonych na mapie lokalizacyjnej numerami prezentowanych profili litologicznych (rys. 3). Misy zagłębień wykształcone są w glinach jako małe, słabo widoczne w morfologii terenu formy, o powierzchni poniżej 3 hektarów.

Stanowisko Pieńki Bielańskie położone jest na północ od stanowiska Żabieniec i oddzielone od niego ciągiem wzgórz morenowych, którym towarzyszy rozległy płat piasków i żwirów wodnolodowcowych, zalegających na osadach zwałowych stadiału warty (Nowacki 1990, 1993). Wspomniane wzgórza morenowe stanowią obszar wododziałowy Mrogi i Mrożyca. Stanowisko obejmuje trzy małe zagłębienia o powierzchni od 3 do 4 hektarów. Zagłębienie A leży w zachodniej części poligonu badawczego (rys. 2). W kierunku północno-zachodnim od niego rozpoczyna swój przebieg słabo zaznaczona dolina denudacyjna, nawiązująca do doliny Mrożyca. Zagłębienie B stanowi z kolei początek dużej doliny denudacyjnej biegnącej w kierunku Kołacina, do doliny Mrogi. Dna obu kopalnych mis osadzone są w utworach złodowacenia odry, w postaci piasków i żwirów wodnolodowcowych. Zagłębienie A wypełnia sekwencja osadów od spągu rozpoczynająca się warstwą mułku mineralnego, na którym zalegają organiczne mułki jeziorne z przewarstwieniami gytii oraz seria torfu. Warstwę stropową tworzy seria piasku różnoziarnistego z mułkiem i pojedynczymi żwirami i mułku piaszczystego, która niemal całkowicie wyrównuje obraz morfologiczny zagłębienia. Całkowita miąższość wypełnienia wynosi 3,6 m. Misa zagłębienia B, wyraźnie zaznaczona w morfologii terenu, cechuje się zaledwie 1,5-metrowej miąższości wypełnieniem osadami mineralnymi, w postaci piasku różnoziarnistego z mułkiem i pojedynczymi żwirami oraz mułku piaszczystego.



Rys. 3. Ukształtowanie terenu otoczenia stanowiska Żabieniec (na podstawie obrazu lidarowego) oraz osady wypełniające misy zagłębień na tym obszarze

objaśnienia do przekroju geologicznego jak na rys. 2

profile litologiczne na podstawie Forysiak, Twardy (2010) oraz Majecka (2014)

zespół litologiczny U1 – stadiał warty, zespół litologiczny U2 – stadiał warty, zespół litologiczny U3 – eem i wczesny wistulian, zespół litologiczny U4 – pleniwistulian i późny wistulian

litologia: a – glina zwałowa, b – piaski i żwirny wodnolodowcowe, c – mułek mineralny, d – mułek organiczny z gytją i torfem, e – torf, f – mułek organiczny, g – mułek piaszczysty, h – piasek różnoziarnisty, i – poziom kamienny, j – piasek drobnoziarnisty

Stratigraphy of sediments filling closed depressions near Żabieniec site (after LiDAR data)

for lithology in cross-section see Fig. 2

lithological profiles based on Forysiak, Twardy (2010) and Majecka (2014)

lithological units: U1 – Warta Stadial, U2 – Late Warta Stadial, U3 – Eemian Interglacial and Early Vistulian, U4 – Plenivistulian and Late Vistulian

lithology: a – glacial till, b – fluvioglacial sand and gravel, c – mineral silt, d – organic silt with gyttja and peat, e – peat, f – organic silt, g – sandy silt, h – vari-grained sand, i – stone horizon, j – fine sand

Metody badawcze

Kopalne zbiorniki objęte badaniami wybrano przede wszystkim ze względu na ich wododziałowe położenie, sprzyjające zachowaniu pierwotnych sekwencji i miąższości osadów. W ramach wstępnych prac kartograficznych przeprowadzono analizę szczegółowych map geologicznych w skali 1:50 000, map topograficznych 1:10 000 oraz obrazów LiDAR, z wykorzystaniem opro-

gramowania ArcGis, w którym wykonano mapy lokalizacyjne obszarów badań. Stały się one podstawą typowania miejsc wierceń geologicznych w obszarach testowych, we wcześniej niebadanych stanowiskach – Rogów i Pieńki Bielańskie oraz do powtórzenia wierceń w stanowisku Józefów, badanym w latach 60. XX wieku.

Badania terenowe obejmowały wykonanie wierceń geologicznych sondą mechaniczną z jednometrowym postępowaniem wiercenia, w systemie obrotowym, a także wiercenia ręcznym świdrem

geologicznym. W trakcie wierceń poboru próbek osadów dokonywano punktowo, z gęstością wynikającą ze zmienności litologicznej osiągniętych utworów geologicznych (od 0,1 m do 0,3 m), a w przypadku jednolitych serii osadowych o dużej miąższości zastosowano gęstość około 0,5–0,7 m. Rdzenie przeznaczone do analiz paleobotanicznych i geochemicznych pobrano sondą Geoprobe. Materiał poddano badaniom laboratoryjnym. Wykonano analizy uziarnienia, zawartości węgla wapnia i morfoskopii ziaren kwarcu oraz oznaczono podstawowe składniki litogeochemiczne. Analizę uziarnienia wykonano dla 160 próbek osadów mineralnych. Wyniki badań uziarnienia wykorzystano do obliczenia statystycznych wskaźników uziarnienia Folska i Warda, przede wszystkim, średniej średnicy ziaren M_z i odchylenia standardowego S_d (Mycielska-Dowgiałło 2007). Oznaczeniu zawartości węgla wapnia poddano próbki pobrane z glin zwałowych, mułków mineralnych i piasków z mułkami. Zastosowano metodę objętościową, z użyciem aparatu Scheiblera (Wicik 1993). Dla osadów zawierających frakcję piasków średnioziarnistych wykonano analizę kształtu i obróbki powierzchni ziaren kwarcu (frakcja 0,6–0,8 mm) metodą Cailleux w modyfikacji Klatkowej (1991) i Manikowskiej (1993). Określono udział procentowy 5 typów ziaren: RM – okrągłe, matowe, kształtowane przez procesy eoliczne, EL – błyszczące i zaokrąglone, modelowane w środowisku wodnym, M – pośrednie bez cech dominujących, ale zmatowione, C – ziarna pęknięte, niezależnie od cech obróbki oraz NU – ziarna nieobrobione (ostrokrawędziste). W analizie zagłębień w rejonie Żabieńca wykorzystano dokumentację z odkrywek i wierceń z wcześniejszych prac (Twardy i in. 2010; Majecka i in. 2016). W ramach prac laboratoryjnych dla 225 próbek z profili Żabieniec Południowy oraz Józefów (JO-1) oznaczono podstawowe składniki litogeochemiczne zgodnie z procedurami Tobolskiego (2000) oraz Myślińskiej (2001), tj. materię organiczną (LOI) metodą strat prażenia w piecu muflowym w temperaturze 550°C przez 4 godziny.

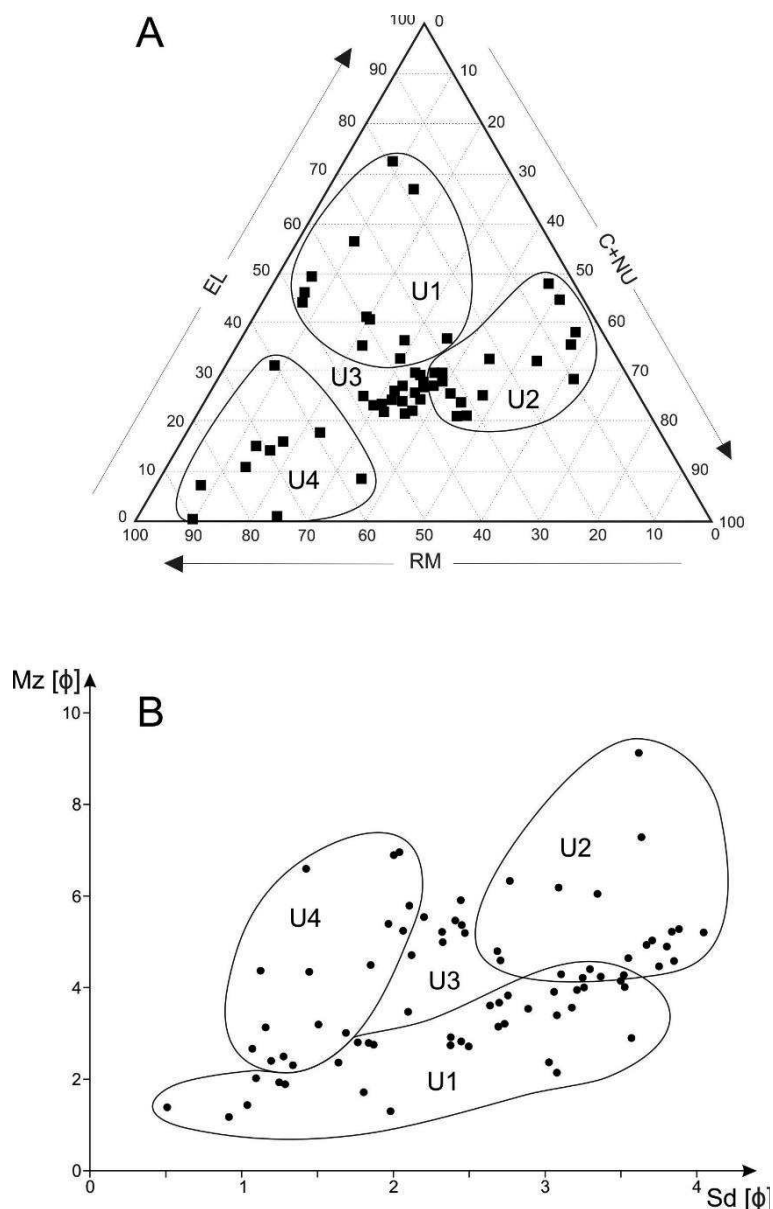
Genezę i następstwo chronologiczne osadów ustalano na podstawie wyników analiz litologicznych. Osady biogeniczne rozdzielające serie osadów mineralnych pobrano do ekspertyz palinologicznych, ale również badań geochemicznych, które są nadal w opracowaniu. To pozwala na datowanie względne poszczególnych serii osadowych w zagłębiach. Porównanie bogatej dokumentacji osadów z regionu łódzkiego umożliwia ustalenie chronologii zdarzeń

i depozycji. Dla osadów organiczno-mineralnych w części profili wykonano analizy palinologiczne oraz litologiczne, które pozwalają odnieść badane osady do starszych danych (m.in.: Klatkowa 1972, 1990; Manikowska 1999; Majecka i in. 2016), dając możliwość przypisania zbadanych sekwencji osadów do udokumentowanych w innych stanowiskach regionu serii ze schyłku stadiału warty, interglacjalnych lub vistuliańskich.

Cechy litologiczne wypełnień zbiorników

Na podstawie udokumentowanych cech litologicznych osadów w badanych profilach, opisanych poniżej, wyróżniono 4 zespoły litologiczne. Do zespołu litologicznego U1 zaliczono osady bezpośredniego podłoża kopalnych zbiorników, akumulowane w stadiale warty. Zróżnicowanie wypełnień kopalnych zbiorników daje możliwość wydzielenia kolejnych zespołów litologicznych. Zespół U2 to osady peryglacjalne, które stanowią na ogół spągowe ogniwo wypełnień, złożone w schyłku zimnego piętra warty. Zespół litologiczny U3 obejmuje osady biogeniczne interglacjalne eemskiego i wczesnego vistulianu, wraz z towarzyszącymi im utworami mineralno-organicznymi, zaś zespół U4 to vistuliańskie osady peryglacjalne.

Badania litologiczne osadów zagłębia C w **Józefowie** wykazały, że kopalne stoki formy zbudowane są z piasku gliniastego ablacyjnego z domieszką żwiru, a także piasków wodnolodowcowych, które zaklasyfikowano do zespołu U1 (rys. 2). Osady te wychodzą na powierzchnię w strefach brzeżnych zagłębia. W wypełnieniu kopalnego zbiornika duży udział stanowią osady zespołów U2 i U3, reprezentowane przez mułki mineralno-organiczne, gytie i torfy, z udziałem wkładek mineralnych. Stanowią one blisko 70% wypełnienia misy zagłębia. W spągowej części wypełnienia znajdują się bardzo źle wysortowane mułki i piaski, z minimalnym udziałem materii organicznej, złożone w końcowym etapie zimnego okresu warty. Cechują się bardzo wysokim udziałem popękanych (C) i nieobrobionych (NU) ziaren kwarcu (24,7–30,2%) (rys. 4). Powyżej zalegają mułki z domieszką materii organicznej, o charakterystycznej dla siebie stalowoszarej barwie, następnie leży seria bardzo źle wysortowanych piasków z mułkami organicznymi. Utwory te zawierają nieco większy udział ziaren matowych typu RM, wskazujących na modelowanie w środowisku



Rys. 4. Cechy litologiczne badanych osadów w wyznaczonych zespołach litologicznych (U1 – U4)

A – analiza obróbki ziaren kwarcu: RM – ziarna matowe, EL – ziarna błyszczące, C – ziarna pęknięte, NU – ziarna nieobrobione; B – wskaźniki granulometryczne Folk’a i Warda: Mz – średnia średnica ziaren, Sd – odchylenie standardowe

Some lithological features of examined deposits in lithological units (U1 – U4)

A – quartz grain surface analysis: RM – rounded mat grains, EL – shiny grains, C – broken grains, NU – fresh, angular grains; B – granulometric coefficients: Mz – mean grain size, Sd – standard deviation

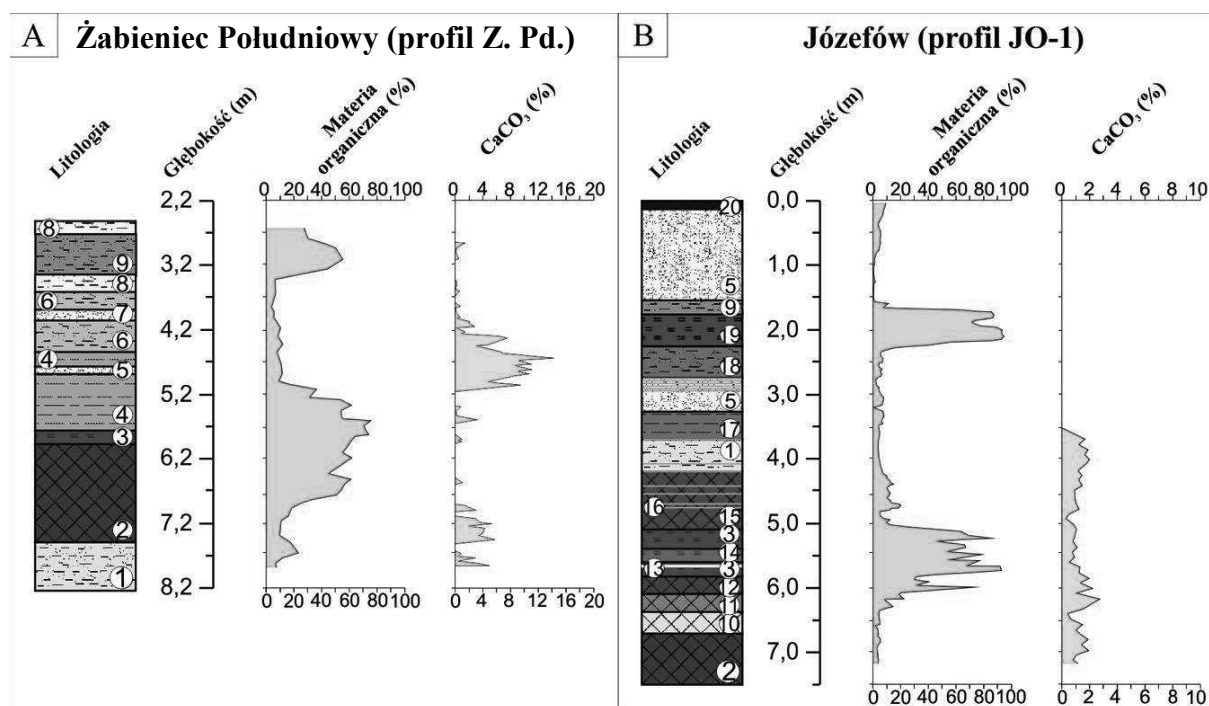
eolicznym oraz bardzo duży udział ziaren nieobrobionych (NU) i uszkodzonych (C). Opisaną serię przykrywają utwory organiczne: gytia i torf, na których leżą mułki piaszczyste z udziałem materii organicznej (zespół litologiczny U3). Zróżnicowana miąższość osadów w różnych częściach zbiornika i pojawiający się brak ciągłości warstw wskazują na możliwość istnienia zaburzeń postsedymentacyjnych. Wymienio-

ne osady przykrywa seria mułków i piasków z mułkami. Tę część wypełnienia zaliczono już do zespołu U4. Cechują ją nieco lepsze wysortowanie i inne proporcje ziaren kwarcu – dominują tu ziarna typu RM (41–57,6%), z niewielkim udziałem błyszczących EL (8,5–12,5%) oraz mniejszym udziałem ziaren pękniętych (9,3–13,6%). Powyżej zalegają piaski różnoziarniste z mniejszym udziałem ziaren eolizowanych (RM

około 40%) oraz jeszcze mniejszym odsetkiem ziaren nieobrobionych i pękniętych (NU+C).

Z zagłębienia C, na potrzeby analizy palinologicznej oraz oznaczeń fizykochemicznych, pobrano także profil osadów JO-1 (rys. 5). Spągowa część tego profilu (głębokość 7,20–6,60 m) stanowi zapis fazy depozycji drobnych mułków z niewielkim udziałem materii organicznej (wyniki strat prażenia wahają się pomiędzy 1,73–5,58%), które zaliczono do zespołu U2. W nadległej serii (głębokość 6,60–5,90 m) udokumentowano zmianę sedymentacji na osady jeziorne (głównie gytia drobnodetrytusowa), której towarzyszy gwałtowny wzrost udziału materii organicznej z 5 do 73% oraz niewielki wzrost zawartości CaCO₃ (z 0,6 do 2,7%). Na głębokości pomiędzy 5,90–5,00 m występuje dobrze rozłożony torf z licznymi fragmentami roślin. Średni udział

materii organicznej przekracza nieco 60%, z wyjątkiem trzech warstw o miąższości około 2 cm (głębokość: 5,72, 5,51 i 5,26 m), gdzie zawartość materii organicznej przekracza 80%. Środkową część profilu (głębokość 5,00–2,20 m) buduje mułek mineralno-organiczny z domieszką piasku. Udział materii organicznej waha się w granicach 0,03–20,0%, przy jednoczesnym niewielkim udziale CaCO₃ (poniżej 1%). Osady udokumentowane na głębokości 2,20–1,70 m tworzą zapis sedymentacji autochtonicznej materii organicznej, której towarzyszy wyraźny spadek udziału materii mineralnej do kilku procent. Opisane utwory stanowią element zespołu litologicznego U3. Stropowa część profilu JO-1 zbudowana jest z piasków drobnoziarnistych oraz warstwy humusu z rozłożonym torfem (straty prażenia 4,2%).



Rys. 5. Litologia, zawartość materii organicznej i węgla wapnia w osadach profili:
A – Żabieniec Południowy (Z. Pd.), B – Józefów (JO-1)

1 – mułek mineralno-organiczny, 2 – gytia z mułkiem, 3 – torf z fragmentami drewna, 4 – mułek z drobnym detrytusem roślinnym, 5 – piasek, 6 – mułek z domieszką piasku, 7 – piasek średnioziarnisty, 8 – piasek drobnoziarnisty, 9 – mułek organiczny z domieszką piasku, 10 – mułek mineralny z materią organiczną, 11 – mułek mineralno-organiczny z iłem, 12 – mułek organiczny z domieszką piasku, 13 – mułek organiczny, 14 – torf rozłożony, 15 – gytia z mułkiem mineralnym, 16 – piasek drobnoziarnisty, 17 – mułek mineralno-organiczny z piaskiem, 18 – mułek organiczno-mineralny z iłem, 19 – torf silnie rozłożony, 20 – warstwa próchniczna

Lithology, content of the organic matter (LOI) and calcium carbonate (CaCO₃):

A – Żabieniec Południowy profile (Z. Pd.), B – Józefów profile (JO-1)

1 – mineral-organic silt, 2 – gyttja with silt, 3 – peat with wood detritus, 4 – silt with fine detritus, 5 – sand, 6 – silt with an admixture of sand, 7 – middle-grained sand, 8 – fine-grained sand, 9 – organic silt with sand, 10 – mineral silt with organic matter, 11 – mineral-organic silt with clay, 12 – organic silt with sand, 13 – organic silt, 14 – decomposed peat, 15 – gyttja with mineral silt, 16 – fine-grained sand, 17 – mineral-organic silt with sand, 18 – organic-mineral silt with silt, 19 – well decomposed peat, 20 – humus layer

Podłożem misy kopalnego zagłębienia E w Józefowie jest glina piaszczysta, zawierająca około 6,5% węglanu wapnia (zespół litologiczny U1). Może być ona wiązana z serią ablacyjną, udokumentowaną przed Klajnerta (1965) na zachód od zagłębienia. Wypełnienie misy tego zbiornika stanowią głównie osady zespołu U2, w stropowej partii zalega materiał zespołu U4 (rys. 2). Litologiczne wykształcone są dość podobnie, w postaci mułków piaszczystych i piasków różnoziarnistych z przewarstwieniami mułków. Materiał w dolnej części wypełnienia jest generalnie źle wysortowany, ale pojedyncze warstwy wykazują lepsze wysortowanie. Obróbka ziaren kwarcu zawartych w dolnej serii wykazuje znaczną zmienność, udział ziaren eolizowanych wynosi 24,1–33,6% przy 19,2–25,5% ziaren błyszczących, duży jest również udział ziaren pękniętych i nieobrobionych – łącznie 24,8–33,0%. Górna warstwa utworów zaliczonych do zespołu U2 cechuje się większym udziałem frakcji mułkowej i nieco większym udziałem ziaren eolizowanych. Jest to jednak znacznie mniejszy odsetek niż w stropowej serii wypełniającej zagłębienie Józefów C, zaliczonej do U4. W jednym z otworów w stropie wypełnienia misy E (rys. 2) udokumentowano piaski drobnoziarniste o miąższości 2,5 m, z udziałem ziaren eolizowanych, które przypisano do zespołu litologicznego U4.

W stanowisku **Rogów** przeanalizowano dwa kopalne zbiorniki, w podłożu misy Rogów A udokumentowana została glina zwałowa oraz piaski lodowcowe ze żwirami (rys. 2). Spągową serię wypełnienia stanowi mułek mineralny z udziałem piasku o miąższości około 2 m, który jest źle wysortowany i zawiera kilka procent węglanu wapnia (zaliczony został do zespołu litologicznego U2). W rozkładzie typów ziaren kwarcu w tym utworze przeważają ziarna pęknięte i nieobrobione (razem 36,1–38,0%), udział typu RM jest mniejszy – 20,5–26,6%. Powyżej zalega gytia i mułek organiczny, a mułki organiczno-mineralne w kopalnych stokach zagłębienia. Seria osadów organicznych zawiera domieszkę mułków i drobnego piasku. W tych utworach udział ziaren uszkodzonych wraz z nieobrobionymi jest duży (27,9–29,1%), równie wysoka jest zawartość ziaren eolizowanych (31,0–34,1%), zaś bardzo mała (poniżej 0,2%) węglanu wapnia. Łączna miąższość utworów zaliczonych do zespołu U3 osiąga 4,5 m. Górną część wypełnienia zbiornika stanowią mułki mineralne i piaski różnoziarniste zespołu litologicznego U4. Uziarnienie osadów jest bardzo

zmiennie, również w zakresie obróbki ziaren kwarcu występuje znaczna rozbieżność między badanymi próbkami. Udział ziaren eolizowanych wynosi 24,3–56,0%, przy równie zmiennym udziale typu EL (9,3–28,2%), jak i pękniętych (12,0–28,6%).

W podłożu zagłębienia B w Rogowie udokumentowana została glina zwałowa stadiału warty, która w północnej części kopalnego zbocza obniżenia zalega na głębokości 5,6 m, zaś w jej dnie na głębokości prawie 8 m. Glina zwałowa przykryta jest piaskiem gliniastym z gliną piaszczystą, którą nawiercono w kopalnym zboczu misy, w południowej części. Miąższość wypełnienia tego kopalnego zagłębienia sięga 5,2 m. Dolną jego część tworzą mułki i mułki piaszczyste, z przewarstwieniami piasku, wyżej zdeponowane zostały piaski z wkładkami mułków mineralno-organicznych (zespół U3). Stropową część wypełnienia stanowi mułek piaszczysty, który w obrębie kopalnych zboczy przechodzi w piasek pylasty, te utwory zaliczono do zespołu U4.

W stanowisku **Pieńki Bielańskie** misa zbiornika A, położonego w zachodniej części obszaru (rys. 2), wykształcona jest w piaskach i żwirach wodnolodowcowych, zespołu litologicznego U1. Rozpoznana miąższość wypełnienia sięga 3,5 m. W wypełnieniu zbiornika wyróżnić można mułki mineralne (zespół litologiczny U2), na nich zalega mułek mineralno-organiczny, z przewarstwieniami gytii. W centralnej części zagłębienia na osadach jeziornych rozpoznano ponad metrowej miąższości warstwę torfu, w brzeżnych częściach stwierdzono mułki z piaskiem i materiałem organicznym. Miąższość serii organicznej wynosi 1,75 m. Spągową część wypełnienia stanowią osady zaliczone do zespołu U4 takie jak piasek różnoziarnisty z mułkiem i pojedynczymi żwirami oraz mułek piaszczysty, stwierdzony w centralnej części zbiornika. Misa kopalnego zbiornika B w stanowisku Pieńki Bielańskie wykształcona jest również w wodnolodowcowych piaskach średnio- i gruboziarnistych z przewarstwieniami żwiru. Wypełnienie stanowią utwory mineralne, o miąższości 1,6 m, w dolnej części jest to mułek piaszczysty, powyżej zalegają piaski różnoziarniste z domieszkami żwiru, w centralnej części zagłębienia zawierają one mułki i mułki piaszczyste, zaś w częściach stokowych większy jest udział piasków drobnoziarnistych. Utwory te w całości można zaliczyć do zespołu litologicznego U4.

W stanowisku **Żabieniec** liczne kopalne zagłębienia otaczające torfowisko Żabieniec były zinwentaryzowane w trakcie badań prowadzonych w latach 2003–2012 (Twardy i in. 2010; Majecka 2014). Podłoże mis stanowią dla większości zbiorników gliny zwałowe i gliny piaszczyste (rys. 3, profile: 16, 08, 06, 03, X2, 9) oraz piaski fluwioglacjalne (profil 11). Osady gliniaste charakteryzują się dużym udziałem frakcji piaszczystej, sięgającym od 33% do 62%. Gлина zwałowa w stropie serii zawiera dużo węglanów od 7,3% do ponad 15%. Analiza obróbki ziaren kwarcu wykazała charakterystyczny dla glin zwałowych udział ziaren eolizowanych (RM) w wysokości 20–23% i błyszczących (EL) – 21–23% (Forysiak, Twardy 2010). Wysoki, sięgający 38%, udział ziaren pękniętych (C) i nieobrobionych (NU) świadczy o intensywnych procesach wietrzeniowych oddziałujących na osad w okresie jego deponowania i formowania serii. Osady fluwioglacjalne reprezentowane są przede wszystkim przed piaski drobnoziarniste, które pod względem obróbki ziaren kwarcu zawierają 21–28% ziaren błyszczących i zaokrąglonych (EL), świadczących o modelowaniu w środowisku wodnym. Znaczny udział ziaren pękniętych (C), wynoszący 15–29%, wskazuje na wpływ wietrzenia fizycznego. Wraz z głębokością wzrasta udział procentowy węglanu wapnia do wartości 9,59–12,96%. W stropie serii wodnolodowcowej zaznacza się jej odwapnienie. Cechy granulometryczne i obróbka ziaren kwarcu udokumentowane w kilku wierceniach (Forysiak, Twardy 2010) wykazują wartości typowe dla utworów glacialnych i wodnolodowcowych (rys. 3). Na opisanych utworach zalega zespół litologiczny U2 wykształcony w postaci mułków i mułków piaszczystych. Osady cechuje słabe i bardzo słabe wysortowanie oraz wysoki udział procentowy węglanu wapnia, wynoszący średnio 10–15%, a w spągu nawet 18%. Miąższość serii waha się od 0,8 m (profil 03) do 9,75 m (profil 9). W profilu 9 osady schyłku warty wypełniają zagłębienie prawie w całości. Osadów tego zespołu nie stwierdzono w profilach 06 i 08. Zespół U3 w stanowisku Żabieniec tworzą mułki organiczne z wkładkami gytii, torfy oraz mułki organiczne. Miąższość serii organicznej w zagłębieniach jest różna, od 0,45 m w profilu 08, gdzie cienka warstwa mułku organicznego spoczywa bezpośrednio na piaskach wodnolodowcowych (Twardy i in. 2010), do blisko 7,0 m w profilu X2 – Żabieniec Południowy. W części spągowej tego profilu (głębokość 10,8–7,52 m) dominują mułki mineralne, zawierające węglan wapnia. Średnia za-

wartość materii organicznej w opisywanych osadach nie przekracza 10% (rys. 5). Następna seria osadów (głębokość 7,52–4,40 m) stanowi zapis dynamicznej zmiany warunków depozycyjnych na dnie zbiornika (od osadów jeziornych, poprzez silnie skompaktowany torf, mineralno-organiczny mułek aż do piasków drobnoziarnistych). Zmianom tym towarzyszy gwałtowny wzrost udziału materii organicznej z 8 do 74% oraz CaCO₃ od 0 do 18%. Osady przykryte są serią piasków różnoziarnistych z domieszką mułku i humusu (głębokość 4,40–0,0 m). Średnia zawartość materii organicznej w opisywanych osadach przekracza nieco 20%, przy maksymalnej wartości tego składnika litogeochemicznego powyżej 50% (głębokość 3,20–2,80 m). W tym zagłębieniu metodą analizy pyłkowej udokumentowano ciągłą sukcesję od schyłku stadiału warty, przez interglacjał eemski do interstadiału odderade (Majecka 2014). Prawdopodobnie, jaką zauważa się w opisywanym stanowisku, wskazuje, że zbiorniki zawierające wypełnienie materiałem organicznym są zlokalizowane bliżej osi lub w osi rozległego obniżenia. Zbiorniki zlokalizowane w strefach podstokowych obniżenia lub w strefie wąskiego dna górnego odcinka doliny denudacyjnej (profil 9) są wypełnione osadami mineralnymi. Stropową serię wypełnień stanowią osady zespołu U4, tj. mułek i mułek piaszczysty, piasek różnoziarnisty i w stropie piasek drobnoziarnisty. W profilu 08 osady te wypełniają kopalny zbiornik prawie w całości. Analiza morfoskopii ziaren kwarcu wykonana dla piasków różnoziarnistych wskazuje na 50% udział ziaren eolizowanych (RM) i wysoki (36%) udział ziaren pośrednich. Analiza obróbki ziaren kwarcu dla piasków drobnoziarnistych wykazała dominację ziaren matowych (RM), modelowanych w środowisku eolicznym, których udział sięga od 40–52% oraz znaczny udział ziaren pośrednich (M) i pękniętych (C) (Forysiak, Twardy 2010; Majecka i in. 2016).

Dyskusja

Analiza budowy geologicznej zagłębień bezodpływowych w wybranych obszarach testowych pokazuje kilka istotnych cech litologicznych, różnicujących te obiekty, które pozwalają na określenie warunków ich powstawania oraz zapełniania osadami. We wszystkich przypadkach potwierdzono, że misy kopalnych zagłębień są osadzone w osadach glacialnych

– glinie zwałowej lub glinie piaszczystej oraz piaskach i żwirach wodnolodowcowych. Mimo zróżnicowania ujęto je we wspólny zespół litologiczny (U1), ze względu na podobne cechy obróbki ziaren kwarcu, czy zawartość węgla wapnia. Osady te formują dna zagłębień i na ogół wyłaniają się na powierzchni topograficznej w strefach górnych krawędzi ich kopalnych stoków. Można uznać, że pierwotne misy badanych zagłębień powstały w fazie zaawansowanej recesji lądolodu warciańskiego, w efekcie wytapiania brył martwego lodu, co było stwierdzane powszechnie w regionie łódzkim (m.in.: Klatkowska 1965, 1972, 1997; Wiczorkowska 1976; Roman 2016). Inne udokumentowane w środkowej Polsce zbiorniki eemskie w spągu zawierają zarówno osady wodnolodowcowe (np. Krzeczów – Klatkowska 1972; Ostrów – Klatkowska, Winter 1990), jak i gliny zwałowe (np. Modlna – Klatkowska, Balwierz 1990; Chropy – Klatkowska 1990; Ślądkowice – Klatkowska, Jastrzębska-Mamełka 1990; Grodzisk Mazowiecki – Nowak 1973, Janczyk-Kopikowa 1973).

Zagłębienia powstające w warunkach klimatu zimnego schyłku stadiału warty, w krajobrazie pozbawionym zwartej pokrywy roślinnej, ulegały wypełnianiu osadami mineralnymi. Klatkowska (1990) wskazuje dwa ich rodzaje. Pierwszy to mułki oraz mułki piaszczyste lub ilaste, wiązane z procesami spłukiwania drobnego materiału wypłukiwanego z glin. Drugi rodzaj stanowią piaski różnoziarniste z przewarstwieniami żwirów, pochodzące z wytapiania brył lodu (Wiczorkowska 1976; Klatkowska 1990). W analizowanych zagłębieniach takie osady ujęto w zespół litologiczny U2, wykształcony najczęściej jako mułki z różnymi domieszkami, rzadziej piaski. W tej serii spotyka się wkładki osadów biogenicznych, które dają możliwość rekonstrukcji szaty roślinnej (Majecka 2014), wkraczającej na młode formy polodowcowe. Wydajność akumulacji tych osadów jest zróżnicowana, co wynika zarówno z cech morfologicznych zagłębienia i jego zlewni bezpośredniej, jak i zależy od litologii osadów, które budują otoczenie misy. Serie analogiczne do wyróżnionego zespołu U2 obserwowane są w innych stanowiskach opisywanej strefy (m.in.: Janczyk-Kopikowa 1973; Klatkowska 1990; Seret i in. 1990; Granoszewski 2003). Niektóre zbiorniki w zbadanych zespołach, położone w dolnych strefach stoków, mogły więc ulec znacznemu wypełnieniu już u schyłku stadiału warty (Majecka 2014).

Wiele z udokumentowanych kopalnych zbiorników w środkowej Polsce zawiera

w swych wypełnieniach osady biogeniczne, związane wiekowo z interglacją eemską oraz mineralno-biogeniczne z wczesnego vistulianu (m.in.: Klatkowska 1972, 1990; Jastrzębska-Mamełka 1985; Klatkowska, Jastrzębska-Mamełka 1990; Klatkowska, Załoba 1991; Janczyk-Kopikowa 1997; Balwierz, Roman 2002; Balwierz 2003; Bruj, Roman 2007; Kołaczek i in. 2012; Roman 2016). Podobne utwory stwierdzone są w zbiornikach w innych częściach Niżu Środkowoeuropejskiego (m.in.: Woillard 1978; Seret i in. 1990; Granoszewski 2003; Behre i in. 2005; Kühl i in. 2007; Helmens 2014). W badanych zagłębieniach osady biogeniczne i mineralno-biogeniczne eemu i wczesnego vistulianu stanowią serię o największym potencjale paleoekologicznym (zespół litologiczny U3). Wielość stanowisk w centralnej Polsce zawierających florę tego wieku wskazuje na istnienie sprzyjających warunków do funkcjonowania zbiorników jeziornych i torfowisk. Położenie zbiorników z eemskimi i wczesnovistuliańskimi osadami biogenicznymi w obszarach interglacjalnych działów wodnych potwierdza, że były to strefy spokojnej i względnie ciągłej akumulacji zbiornikowej. Osady zaliczone do zespołu litologicznego U3 obejmują także materiał mineralny, który charakteryzuje się mniejszym zróżnicowaniem granulometrycznym w porównaniu z zespołami starszymi (U1, U2), ale podobnymi cechami obróbki ziaren kwarcu. Odmienne mogą być ich parametry fizykochemiczne (zawartość materii organicznej, węgla wapnia czy odczyn), które zależą w dużym stopniu od lokalnych warunków w zbiorniku i jego zlewni. Charakter wypełnienia rozpoznanych zagłębień zależy od litologii osadów podścielających misy zbiorników oraz osadów budujących otaczającą wysoczyznę. Ma to znaczenie w kontekście ich wodoprzepuszczalności, mogło bowiem sprzyjać zatrzymaniu w nich wody, bądź podziemnemu drenowaniu zbiorników. Funkcjonowanie zbiorników z akumulacją biogeniczną uformowanych w glinach jest częstsze ze względu na nieprzepuszczalność podłoża. Taka sytuacja potwierdza się w większości zagłębień w Żabińcu (profile 16, 03, X2). Zagłębienie C w Józefowie jest podścielone osadami piaszczystymi (U1), ale w ich podłożu zalega glina zwałowa, osady organiczne w jego wypełnieniu mają miąższość 5,1 m, co świadczy o długotrwałym funkcjonowaniu zbiornika. Podobna sytuacja miała miejsce w profilu 06 w Żabińcu. W zagłębieniu B w Rogowie w wypełnieniu zbiornika występują natomiast śladowe ilości osadów organicznych,

co może wynikać z głębszego zalegania pokładu gliny, leżącej pod serią piaszczystą.

Cześć kopalnych zagłębień, także w prezentowanych obszarach testowych, zawiera jedynie vistuliańskie osady mineralne, zaliczone do zespołu litologicznego U4. Przykładami są: zagłębienie B w Pieńkach Bielańskich i zagłębienie E w stanowisku Józefów. Śladowe ilości osadów biogenicznych w postaci mułków mineralno-organicznych stwierdzono w zagłębieniu 08 w Żabieńcu i zagłębieniu B w Rogowie. Zagłębienia bez materiału organicznego w wypełnieniach na ogół zlokalizowane są w sąsiedztwie takich, które zawierają osady, co potwierdzają badania we wszystkich czterech obszarach testowych. Tak więc o ich odmiennym wypełnieniu musiały decydować specyficzne cechy zagłębień takie jak litologia podłoża i kopalnych zboczy lub późniejsze uformowanie misy. Na tego typu zróżnicowanie wskazywała już Klatkowska (1990).

Zbadane zbiorniki pomimo długotrwałego funkcjonowania i wypełniania w wielu przypadkach wciąż stanowią na powierzchni wysoczyzny wyraźne formy wklęsłe. Te z nich, które mają położenie wododziałowe, nie zostały włączone w vistulianie w systemy otwarte dolin denudacyjnych, tak jak liczne formy położone w obrębie stoków wysoczyzn czy w dolinach denudacyjnych (Klatkowska 1965, 1989, 1990). Przykłady ciągów zagłębień w Rudunkach (Klatkowska 1989) i Ślądkowicach (Klatkowska, Jastrzębska-Mamełka 1990) pokazują, że w zagłębieniach włączanych w odpływ następowało zniszczenie serii biogenicznych i wypełnienie grubymi seriami produktów plenivistuliańskiej denudacji. Przykład wyraźnych w terenie zagłębień w Modlnej, gdzie obok zagłębienia z wypełnieniem eemskim (Klatkowska, Balwierz 1990) rozpoznano kolejne ze śladowymi ilościami osadów tego wieku, ale z mięszymi seriami osadów mineralnych vistulianu, jest potwierdzeniem możliwości przetrwania takich zagłębień bez wypełnienia biogenicznego z okresu interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu i ich zapełnienia dopiero po uaktywnieniu warunków peryglacjalnych (Klatkowska 1990, 1997). Zjawiska peryglacjalne w specyficznej sytuacji mogły dawać możliwość modyfikowania lub znacznego przekształcania kształtu zagłębień. Jeziora termokrasowe i formy pingo występują na obszarach współczesnej strefy peryglacjalnej na północy Kanady, Alasce czy Rosji (Czudek, Demek 1970; Mackay 1992). Symptomy kopalnych zjawisk i form peryglacjalnych z plenivistulianu w środkowej Polsce są

powszechnie znane (m.in.: Dylík 1961, 1963, 1967; Goździk 1973). Przykładem kopalnej formy jest pingo w Józefowie (Dylík 1963, 1967). Przeprowadzone w latach 60. XX wieku prace w zagłębieniu C, które zbadane zostało również obecnie, pozwoliły Dylíkowi na stwierdzenie dwufazowych deformacji osadów powyżej warstwy torfu korelowanego z interstadiem amersfoort/brörup i tym samym dwukrotny rozwój pagórka pingo, wiekowo wiązany z VS2 (stadiem świecia) i VS3 (Dylík 1967; Mojski 2005). Nie udokumentowano dotąd obrazu struktur osadów w zagłębieniach z wypełnieniem mineralnym, ale przykład zagłębienia C w Józefowie z zarejestrowanymi licznymi strukturami peryglacjalnymi wskazującymi na procesy termokrasowe (Klajnert 1965; Dylík 1967), pozwala wysunąć hipotezę, że wśród badanych stanowisk mogą być również takie, których genezę należy łączyć z procesami termokrasowymi w vistulianie. Dalsze badania strukturalne pozwolą na weryfikację tej hipotezy.

Podsumowanie

O podstawowych cechach przedeemskiej rzeźby terenu środkowej Polski decydowały procesy glacialne. Zagłębienia bezodpływowe tego obszaru mają więc w głównej mierze genezę polodowcową. Ich podłoże jest często gliniaste lub gliniasto-piaszczyste (morenowe), rzadziej piaszczysto-żwirowe, co pozwala stwierdzić, że powstały jako efekt wytapiania brył martwego lodu w okresie zaniku łądolodu warty. Jednak stwierdzone zróżnicowanie zdeponowanych w nich osadów wskazuje na różne uwarunkowania czasowe i genetyczne kształtowania się wypełnień.

Badania osadów wypełniających zbiorniki w czterech poligonach badawczych pozwoliły na wyróżnienie czterech zespołów litologicznych: glacialne serie podłoża zagłębień wydzielone jako zespół U1, osady zdeponowane u schyłku zimnego okresu warty w uformowanych już zbiornikach, głównie mineralne, zaliczone do zespołu litologicznego U2, osady organiczne i mineralno-organiczne interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu stanowią zespół U3 i mineralne, piaszczysto-mułkowe serie plenivistuliańskie jako zespół U4. Zbiorniki posiadające wypełnienie złożone z osadów wszystkich wymienionych zespołów powstały w fazie końcowej zlodowacenia warty i stanowiły obiekt akumulacji utworów mineralnych i biogenicz-

nych w zmieniających się warunkach klimatycznych interglacjału eemskiego i vistulianu oraz przy zmieniającym się tempie denudacji zlewni zbiorników i zróżnicowanej dostawie materiału. Brak młodszych z analizowanych zespołów osadów świadczy o szybkim wypełnieniu misy zagłębienia, z kolei późniejsze uformowanie się zbiornika lub jego modyfikacje u schyłku warty lub w vistulianie skutkowały brakiem lub silną redukcją osadów reprezentujących starsze z zespołów. Położenie zbadanych zagłębień w strefach wododziałowych ograniczało ryzyko ich włączenia do sieci niecek i dolin denudacyjnych w plenivistulianie, co w niższym położeniu (stokowym lub dolinnym) prowadziło do rozcinania i niszczenia wypełnień albo ich głębokie przykrycie osadami i zniknięcie z powierzchni topograficznej.

Autorzy dziękują Recenzentom za wnikliwe recenzje. Badania zrealizowano dzięki finansowaniu z budżetu Narodowego Centrum Nauki w ramach projektu 2014/15/B/ST10/03809).

Literatura

- Balwierz Z. 2003. Roślinność vistulianu w Polsce Środkowej. Botanical Guidebooks 2. W: E. Zastawniak (red.) *Paleobotanika na przelomie wieków*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków: 217-232.
- Balwierz Z. 2010. Analiza pyłkowa osadów torfowiska Żabieniec. W: J. Twardy, J. Forysiak, S. Żurek (red.) *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 179-188.
- Balwierz Z., Roman M. 2002. A new Eemian Interglacial to early Vistulian site at Łanięta, central Poland. *Geological Quarterly* 46(2): 207-217.
- Behre K.E., Hölzer A., Lemdahl G. 2005. Botanical macro-remains and insects from the Eemian and Weichselian site of Oerel (northwest Germany) and their evidence for the history of climate. *Vegetation History and Archaeobotany* 14: 31-53.
- Bruj M., Roman M. 2007. Zasięg pojezierza z interglacjału eemskiego w Polsce a pozycja stratygraficzna łądolołów zlodowaceń środkowopolskich. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 425: 27-34.
- Czudek T., Demek J. 1970. Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. *Quaternary Research* 1: 103-120.
- Dylik J. 1961. Guide-book of Excursion C. The Łódź region. VIth INQUA Congress, Poland.
- Dylik J. 1963. Nowe problemy wiecznej zmarzliny plejstocenijskiej. *Acta Geographica Lodziensia* 17: 1-93.
- Dylik J. 1967. Główne elementy paleogeografii młodszego plejstocenu Polski Środkowej. W: R. Galon, J. Dylik (red.) *Czwartorzęd Polski*. PWN, Warszawa: 311-352.
- Forysiak J., Twardy J. 2010. Budowa geologiczna i paleogeografia torfowiska Żabieniec i jego otoczenia. W: J. Twardy, J. Forysiak, S. Żurek (red.) *Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 17-42.
- Goździk J. 1973. Geneza i pozycja stratygraficzna struktur peryglacialnych w środkowej Polsce. *Acta Geographica Lodziensia* 31: 1-117.
- Granoszewski W. 2003. Late Pleistocene vegetation history and climatic changes at Horoszki Duże, eastern Poland: a palaeobotanical study. *Acta Palaeobotanica* (4 Suppl.): 3-95.
- Helmens K.F. 2014. The Last Interglacial-Glacial cycle (MIS 5-2) re-examined based on long proxy records from central and northern Europe. *Quaternary Science Reviews* 86: 115-143.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1973. Analiza pyłkowa osadów interglacjału eemskiego w Grodzisku Mazowieckim. *Kwartalnik Geologiczny* 17(4): 821-827.
- Janczyk-Kopikowa Z. 1997. Analiza pyłkowa osadów interglacjału eemskiego w Ruszkówku na Pojezierzu Kujawskim. *Przegląd Geologiczny* 45(1): 101-104.
- Jastrzębska-Mamelka M. 1985. Interglacjał eemski i wczesny vistulian w Zgierzu-Rudunkach na Wyżynie Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 53: 1-75.
- Klajnert Z. 1965. Budowa geologiczna i geneza zagłębień bezodpływowych w Józefowie. *Przegląd Geograficzny* 37: 143-162.
- Klatkowska H. 1965. Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 19.
- Klatkowska H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 28: 1-142.
- Klatkowska H. 1989. The incorporation of closed depression into the open erosional system as one of the models of head valley stretch fashioning in the Vistulian. *Quaestiones Geographicae* 2: 83-91.
- Klatkowska H. 1990. Występowanie eemskich osadów organicznych i uwagi o paleomorfologii środkowej Polski u schyłku warty i podczas eemu. *Acta Geographica Lodziensia* 61: 7-18.
- Klatkowska H. 1991. Wyniki analizy morfoskopowej wybranych osadów czwartorzędowych środkowej Polski. W: A. Kostrzewski (red.) *Geneza*,

- litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych. Wyd. UAM, Ser. Geografia 50: 277-287
- Klatkowa H. 1997. Zagłębienia bezodpływowe w Polsce środkowej i przydatność do analizy ich wypełnień do interpretacji paleogeograficznych. *Acta Universitatis Lodzianensis, Folia Geographica Physica* 1: 19-35.
- Klatkowa H., Balwierz Z. 1990. Bezodpływowy zbiornik z florą eemską w Modlniej koło Łodzi. *Acta Geographica Lodzianensis* 61: 39-49.
- Klatkowa H., Jastrzębska-Mamełka M. 1990. Stanowisko eemskich osadów organicznych w Ślądkowicach koło Łodzi. *Acta Geographica Lodzianensis* 61: 51-58.
- Klatkowa H., Winter H. 1990. Interglacjał eemski w Ostrowie koło Grabicy. *Acta Geographica Lodzianensis* 61: 59-68.
- Klatkowa H., Załoba M. 1991. Kształtowanie budowy geologicznej i rzeźby południowego obrzeżenia Basenu Uniejowskiego. W: W. Stankowski (red.) *Przemiany środowiska geograficznego obszaru Konin-Turek*. Wyd. UAM, Poznań: 33-44.
- Kołaczek P., Karpińska-Kołaczek M., Petera- Zganiacz J. 2012. Vegetation patterns under climate changes in the Eemian and Early Weichselian in Central Europe inferred from a palynological sequence from Ustków (central Poland). *Quaternary International* 268: 9-20.
- Kupryjanowicz M. 2008. Vegetation and climate of the Eemian and Early Vistulian lakeland in northern Podlasie. *Acta Palaeobotanica* 48,1: 3-130.
- Kupryjanowicz M., Granoszewski W., Nalepka D., Pidek I., A., Walanus A., Balwierz Z., Fiłoc M., Kołaczek P., Majecka A., Malkiewicz M., Nita M., Noryskiewicz I.A., Winter H. 2016. Instability of the environment at the end of the Eemian Interglacial as illustrated by the isopollen maps for Poland. *Geological Quarterly* 60,1: 225-237.
- Kuszel T. 1997. Palinostratygrafia osadów interglacjału eemskiego i wczesnego vistulianu w południowej Wielkopolsce i na Dolnym Śląsku. *Przegląd Geologiczno-Mineralogiczny* 40: 5-70.
- Kühl N., Litt T., Schölzel C., Hense A. 2007. Eemian and Early Weichselian temperature and precipitation variability in northern Germany. *Quaternary Science Reviews* 26: 3311-3317.
- Lamentowicz M., Balwierz Z., Forsyśiak J., Płóciennik M., Kittel P., Kloss M., Twardy J., Żurek S., Pawlyta J. 2009. Multiproxy study of anthropogenic and climatic changes in the last two millennia from a small mire in central Poland. *Hydrobiologia* 631: 213-230.
- Lindner L. 1992. Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia. PAE Warszawa. 1-633
- Mackay J.R. 1992. Lake stability in an ice-rich permafrost environment: examples from western Arctic coast. W: R.D. Robarts, M.L. Bothwell (red.) *Aquatic ecosystems in semi-arid regions: implications for resource management*. N.H.R.I. Symposium Series 7, Environment Canada, Saskatoon: 1-26
- Majecka A. 2014. The palynological record of the Eemian Interglacial and Early Vistulian Glaciation in deposits of the Żabieniec Południowy fossil basin (Łódź Plateau, Central Poland), and its palaeogeographic significance. *Acta Palaeobotanica* 54(2): 279-302.
- Majecka A., Balwierz Z., Forsyśiak J., Twardy J. 2016. Eemian and Vistulian (Weichselian) development of the meltout depression on the watershed between the Mroga and Mrożyca Rivers (Central Poland) based on lithological and pollen analysis. *Quaternary International* 1-17. <http://dx.doi.org/10.2016/j.quaint.2016.08.012>
- Manikowska B. 1999. Gleby kopalne i okresy pedogenetyczne w ewolucji środowiska Polski Środkowej po zlodowaczeniu warciańskim. *Acta Geographica Lodzianensis* 76: 41-100.
- Manikowska B. 1993. Mineralogy and abrasion of sands grains due to Vistulian (Late Pleistocene) aeolian process in Central Poland. *Geologie en Mijnbouw* 72: 167-177.
- Marks L., Dzierżek J., Janiszewski R., Kaczorowski J., Lindner L., Majecka A., Makos M., Szymanek M., Tołoczko-Pasek A., Woronko B. 2016. Quaternary stratigraphy and palaeogeography of Poland. *Acta Geologica Polonica* 66(3): 403-427.
- Mojski J.E. 2005. Ziemia polskie w czwartorzędzie. Zarys morfogenezy. PIG, Warszawa. 1-404.
- Mycielska-Dowgiałło E. 2007. Metody badań cech teksturalnych osadów klastycznych i wartość interpretacyjna wyników. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*. Wyd. Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin, Warszawa: 95-130.
- Myślińska E. 2001. Grunty organiczne i laboratoryjne metody ich badania. PWN, Warszawa: 1-208.
- Nowacki K. 1990. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Łyszkowice (592). PIG, Warszawa.
- Nowacki K. 1993. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Łyszkowice (592). PIG, Warszawa. 1-27.
- Nowak J. 1973. Sytuacja geologiczna osadów jeziornych interglacjału eemskiego w Grodzisku Mazowieckim. *Kwartalnik Geologiczny* 17(4): 810-820.
- Ralska-Jasiewiczowa M., Latałowa M., Wasylkowa K., Tobolski K., Madeyska E., Wright H.E., Turner Ch. 2004. Late Glacial and Holocene history of vegetation in Poland based on isopollen maps. Szafer Inst. of Botany, Polish Academy of Science, Kraków: 1-444.

- Roman M. 2016. Pojezierze eemskie: uwagi o genezie i zaniku jezior polodowcowych centralnej Polski. *Acta Geographica Lodziensia* 105: 11-25.
- Rychel J., Karasiewicz T., M., Krześlak I., Marks L., Noryśkiewicz B., Woronko B. 2014. Paleogeography of the environment in north-eastern Poland recorded in an Eemian sedimentary basin, based on the example of the Jałówka site. *Quaternary International* 328–329: 60-73.
- Seret G., Dricot E., Wansard G. 1990. Evidence for an early glacial maximum in the French Vosges during the last glacial cycle. *Nature* 346: 453-456.
- Sobolewska M. 1966. Wyniki badań paleobotanicznych nad eemskimi osadami z Józefowa na Wyżynie Łódzkiej. *Biuletyn Peryglacjalny* 15: 303-312.
- Tobolski K. 2000. Przewodnik do oznaczania torfów i osadów jeziornych. *Vademecum Geobotanicum*, PWN, Warszawa: 1-508.
- Trzmiel B. 1990. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Brzeziny (629). PIG, Warszawa.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 1-237.
- Twardy J., Żurek S., Forysiak J. (red.) 2010. Torfowisko Żabieniec: warunki naturalne, rozwój i zapis zmian paleoekologicznych w jego osadach. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 1-214.
- Wicik B. 1993. Badania laboratoryjne w opracowaniach fizycznogeograficznych. W: A. Rychling (red.) *Metody szczegółowych badań geografii fizycznej*. Wyd. PWN, Warszawa: 28-36.
- Wieczorkowska J. 1976. Rola zagłębień bezodpływowych w rozwoju rzeźby okolic Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 37: 183-190.
- Woillard G.M. 1978. Grande Pile peat bog: a continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary Research* 9: 1-21.
- Żarski M., Hrynowiecka A., Pidek A.I., Kupryjanowicz M., Fiłoc M., Szal M., Stachowicz-Rybka R. 2017a. Geologiczne uwarunkowania pojezierza eemskiego na Równinie Garwolińskiej. XXIV Konferencja Naukowo-Szkoleniowa Stratygrafia Plejstocenu Polski „Czwartorzęd pogranicza niżu i wyżyn w Polsce Środkowej”, 4-8 września 2017 r. Wawrzkowizna k/Bełchatowa: 84
- Żarski M., Winter H., Kucharska M. 2017b. Palaeoenvironmental and climate changes recorded in the lacustrine sediments of the Eemian Interglacial (MIS 5e) in the Radom Plain (Central Poland). *Quaternary International* <https://doi.org/10.1016/qua.2016.12.001>

Summary

Small closed depressions are a common feature of the landscape of Central Poland. Their origin has been connected with various morphogenetic processes but most of these features located in upland areas were formed by buried ice melting during deglaciation after the Warta Stadial. Four sites with clusters of depressions were examined in the Łódź Upland to compare the lithological features of their infillings, both mineral and biogenic ones. The study covers two depressions at the Józefów site, one of which was studied by Dylik (1961, 1967) and interpreted as a pingo remnant. At the Rogów site two depressions were examined and one of them contains biogenic sediments. The next site is Pieńki Bielańskie with two basins. The fourth site is at Żabieniec, which has been described before (among others: Twardy et al. 2010; Majecka 2014) and serves as a reference area containing a number of various depressions. Analysis of the sediments allowed distinguishing four lithological units: U1 – with Warta Stadial glacial sediments, U2 with Late Wartanian periglacial sediments deposited in basins, U3 contains biogenic sediments of the Eemian Interglacial and Early Vistulian, and U4 with Vistulian periglacial sediments. The differentiation of grain size distribution and quartz grain morphoscopy was displayed as well as the basic physicochemical properties of infillings of the selected basins. Biogenic and mineral-biogenic Eemian sediments in some of the studied depressions constitute a major part of the infilling, which determines their greater palaeoecological potential. Some of the depressions do not contain biogenic sediments. It indicates differences in local geological conditions and a different course of the filling in the basins. The basins that contain infilling composed of all lithofacial units developed at the end of the Warta Stadial. They have been subjected to mineral and biogenic deposition in varying climate conditions and at varying denudation rate in the basin catchments until the Plenivistulian.

CECHY UZIARNIENIA DELUWIÓW NA TLE OSADÓW ŹRÓDŁOWYCH NA PRZYKŁADZIE ZAGŁĘBIŃ BEZODPŁYWOWYCH W REJONIE ŁUPAWSKA (POJEZIERZE ZACHODNIOPOMORSKIE)

Grain size distribution interpretation of colluvial deposits in light of source sediments on the example of closed depressions in the Łupawsko Region (Zachodniopomorskie Lakeland)

MAREK MAJEWSKI*

Zarys treści. W artykule przedstawione zostały cechy uziarnienia osadów stokowych – deluwiów na tle osadów źródłowych – serii fluwioglacjalnych. Pozwoliło to wykazać różnice granulometryczne pomiędzy wymienionymi osadami. Badano materiał z dwóch zagłębi bezodpływowych usytuowanych na sandrze w pobliżu wsi Łupawsko (Pojezierze Zachodniopomorskie). Przeanalizowano takie parametry uziarnienia jak średnia średnica ziaren, wysortowanie, skośność, zawartość frakcji powyżej 4 phi oraz krzywe kumulacyjne uziarnienia i krzywe częstości. Deluwia na tle fluwioglacjalnego podłoża okazały się osadem drobniejszym i gorzej wysortowanym. Krzywe kumulacyjne uziarnienia serii deluwialnych na tle krzywych osadów źródłowych, odznaczają się słabszym zróżnicowaniem na poszczególne odcinki oraz niższym położeniem na siatce prawdopodobieństwa. Krzywe częstości deluwiów mają mody o bardzo szerokiej i płaskiej kumulacji, co odróżnia je od wąskich i wyraźnie zaakcentowanych wartości modalnych osadów sandrowych. W porównaniu z osadami źródłowymi przebadane deluwia charakteryzują się znacznie większą zawartością materiału o frakcji powyżej 4 phi. Zastosowane parametry i metody analizy uziarnienia mogą być przydatne przy genetycznym klasyfikowaniu rozpatrywanych typów osadów.

Słowa kluczowe: deluwia, osady fluwioglacjalne, granulometria, Pojezierze Zachodniopomorskie

Abstract. In this article characteristics of grain size distribution are shown – colluvial deposits against sources deposits – fluvioglacial deposits. This allowed to present the grain size differences between the mentioned deposits. Deposits from two different closed depressions which are situated on sandur close to Łupawsko Region (Zachodniopomorskie Lakeland) were examined. Parameters like mean grain size, sorting, skewness, content of fraction above 4 phi, cumulative curves and frequency curves were analyzed. Firstly, colluvial deposits turn out to be a smaller deposit and a worse sorted one than the fluvioglacial base. Secondly, cumulative curves of grain size of colluvial deposit series against the curves of source deposits have weaker differentiation of particular sections and in general are situated lower on the probability chart. What is more, frequency curves of colluvial deposits possess modals of wide and shallow accumulation, which distinguish them from narrow and significantly highlighted modal values of sandur deposits. On top of that, colluvial deposits characterized with material of a significantly higher content of fraction above 4 phi than the compared sources deposits. To sum up, the used parameters and techniques of grain size analysis can be useful when it comes to genetic classification of the considered types of deposits.

Key words: colluvial deposits, fluvioglacial deposits, grain size distribution, Zachodniopomorskie Lakeland

Wprowadzenie

Na obszarach o urozmaiconej rzeźbie w wyniku naturalnych procesów, a miejscami także przy znacznym udziale człowieka, powstawały osady deluwialne. Zajmują one dolne, rzadziej środkowe, części zboczy oraz powierzchnie na ich przedłużeniu, stanowiące między innymi dna zagłębi bezodpływowych.

Dokładne analizy cech teksturalnych, a w szczególności cech granulometrycznych deluwiów i osadów źródłowych, bywają częścią opracowań poświęconych zagadnieniom denudacji/denudacji antropogenicznej (m.in. Twardy 1995, 2002; Sinkiewicz 1998; Smolska 1999, 2005, 2011; Szpikowski 2010; Majewski 2013, 2014; Kittel 2014). Czasami są również głównym tematem publikacji (np. Smolska 2001, 2003; Kobjek, Kobjek 2003; Twardy 2003; Paluszkie-

* Akademia Pomorska w Słupsku, Instytut Geografii i Studiów Regionalnych, ul. Partyzantów 27, 76-200 Słupsk; e-mail: marek.majewski@apsl.edu.pl

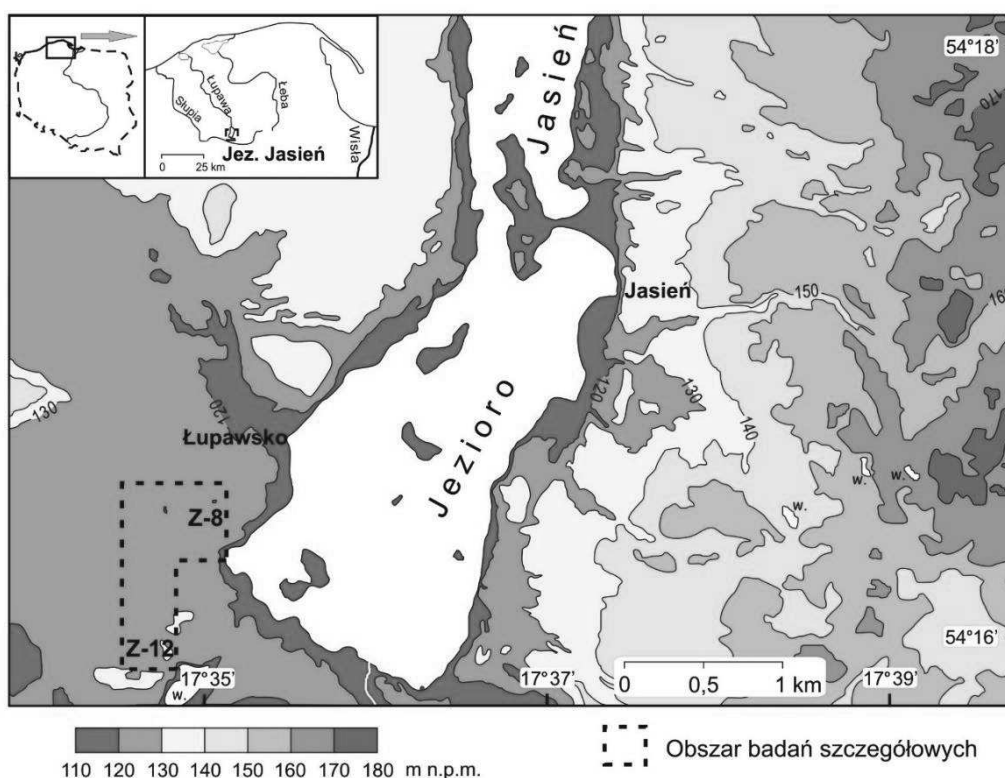
wicz 2014). Wyniki tego typu porównań służą między innymi rozróżnianiu osadów źródłowych od deluwii. Pozwalają także scharakteryzować mechanizm transportu, z którym osady były związane.

Przedmiot, cel i metody badań

Przedmiotem badań były dwa zagłębienia bezodpływowe (Z-8 i Z-12) znajdujące się na sandrze w sąsiedztwie wsi Łupawsko, położonej przy południowo-zachodnim brzegu jeziora Jasiień (rys. 1). Według regionalizacji fizycznogeogra-

ficznej Kondrackiego (2002) tereny te wchodzą w skład makroregionu Pojezierza Zachodniopomorskiego (314.4).

Wybrane zagłębienia należą do największych i najgłębszych w tym rejonie, co pozwalało przypuszczać, że w ich dnach znajdują się wyrażne serie osadów stokowych. Celem przeprowadzonych badań było rozpoznanie osadów deluwialnych występujących w zagłębieniach, analiza ich uziarnienia oraz porównanie cech tych osadów z osadami sandrowymi, ze szczególnym uwzględnieniem różnic pomiędzy wydzielonymi seriami.



Rys. 1. Położenie i szkic wysokościowy obszaru badań

Location and height sketch of the examined area

Powyższy cel realizowano poprzez rozpoznanie budowy geologicznej zagłębień i wydzielenie wypełniających je osadów stokowych. Prace terenowe objęły wykonanie i analizę 8 odkrywek, pobór próbek oraz pomiary niwelacyjnej formy. Badania laboratoryjne polegały na przeprowadzeniu analizy uziarnienia osadów metodą sitową. Z uwagi na niewielką zawartość materiału o średnicy poniżej 0,063 mm – dla 90% próbek wynosił on poniżej 5%, a poziom maksymalny nie przekroczył 9%, nie zastosowano metody areometrycznej. Osady przesiewano na sitach ułożonych w odstępach 1 phi dla

frakcji zwirowej oraz 0,5 phi i mniej dla frakcji piaszczystej. Wskaźniki uziarnienia: średnią średnicę ziaren, odchylenie standardowe oraz skośność obliczono wg Folka i Warda (1957), stosując program JoSEK. Otrzymane wartości przedstawiono w sposób graficzny na tle odkrywek oraz w parach w układzie współrzędnych. Przeanalizowano również krzywe kumulacyjne uziarnienia, krzywe częstości oraz zawartość frakcji o średnicy powyżej 4 phi. Dodatkowo wykonano oznaczenie zawartości materii organicznej metodą prażenia w temperaturze 550°C (wg Kowalkowskiego, Swałdka 1994), a ubytek

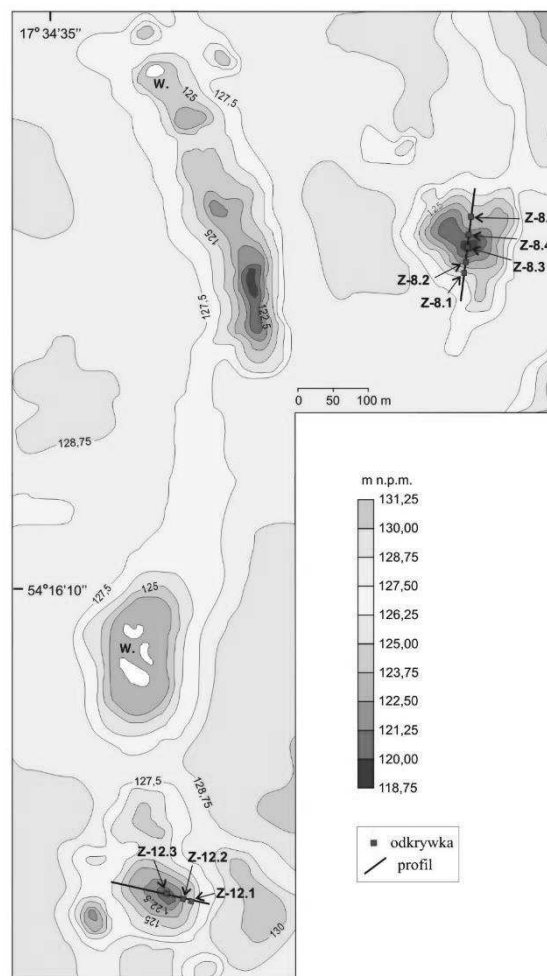
masy potraktowano jako odsetek materiału organicznego.

Charakterystyka rzeźby terenu oraz badanych zagłębień

Formy polodowcowe występujące w sąsiedztwie jeziora Jasień związane są z nasunięciem lobu bytowskiego (Sylwestrzak 1972) fazy pomorskiej zlodowacenia wisły wg Kozarskiego (1995). Najwyżej położoną strefą morfogenetyczną towarzyszącą rynnie jeziora Jasień jest wysoczyzna morenowa wznosząca się na zachód od jeziora do rzędnej około 150 m n.p.m., a na wschód od niego do rzędnej około 180 m n.p.m. Wzdłuż rynny jeziora Jasień rozpościerają się dwa poziomy sandrowe (Florek i in. 1999). Według wymienionych autorów pierwszy poziom sandrowy położony jest na wysokościach 125–135 m n.p.m., a drugi 115–120 m n.p.m. Płaską powierzchnię sandrów urozmaicają rynny subglacialne i dolinki erozyjno-denudacyjne oraz liczne zagłębienia bezodpływowe, co powoduje, że deniwelacje w obrębie sandrów dochodzą nawet do 7–10 metrów.

Badane zagłębienia położone są na pierwszym poziomie sandrowym. W rzeźbie terenu dominują tu niewielkie obniżenia, których średnica wynosi najczęściej poniżej 100 m, a głębokość rzadko przekracza 2 m. Tego typu formy osiągają miejscami liczebność bliską 30 sztuk/km². Największe zagłębienia mają średnicę w granicach 150–180 metrów i głębokość do 8–9 m – w omawianym rejonie rozpoznano cztery formy o zbliżonych rozmiarach, dwie z nich poddano badaniom.

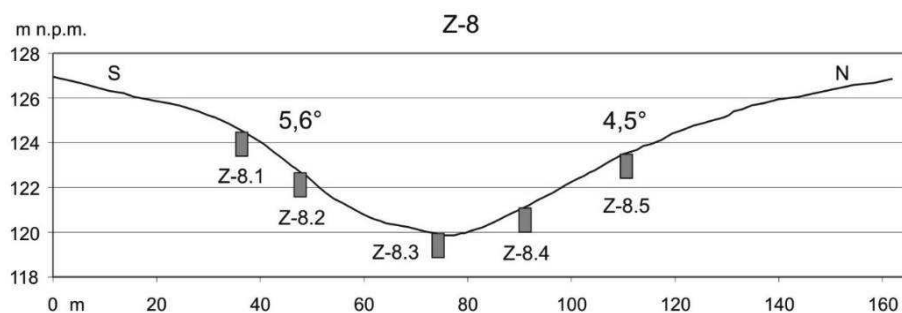
Zagłębienie Z-8 znajduje się w odległości niespełna 500 m na zachód od jeziora Jasień (rys. 1). Górna krawędź stoków obniżenia przebiega na wysokości około 127 m n.p.m., a lekko wklęsłe dno na 120 m n.p.m. (rys. 2). Średnica formy wynosi 160 m, a głębokość 7 m. Dno łagodnie przechodzi w stoki, które są niemal symetryczne i nachylone pod kątem 4–6° (rys. 3). Powierzchnia zlewni zagłębienia wynosi około 5,2 ha. Usytuowanie formy na obszarze sandru i wyraźnie owalny kształt (wskaźnik kształtu 0,82), zniekształcony nieco w części południowej, mogą świadczyć o genezie obniżenia związanej z zanikiem niewielkiej bryły martwego lodu.



Rys. 2. Szkic wysokościowo-lokalizacyjny obszaru badań szczegółowych

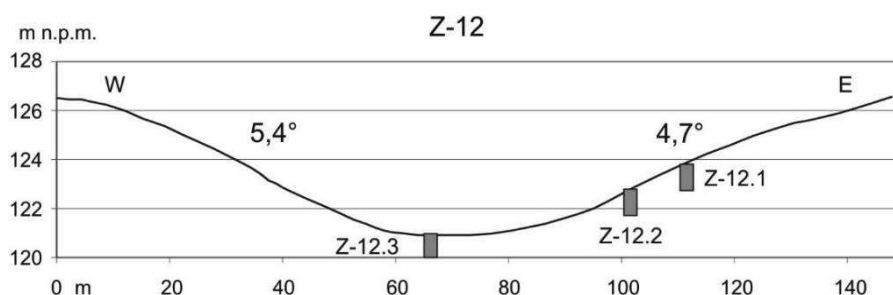
Sketch of height and location of a detailed examination area

Zagłębienie Z-12 leży w odległości 750 m na południowy zachód od jeziora Jasień (rys. 1). Jest nieznacznie mniejsze (rys. 2) – jego średnica wynosi niespełna 150 m, a głębokość 6 m, przy wskaźniku kształtu 0,79. Dno, które znajduje się na rzędnej 121 m n.p.m., ma kształt lekko wklęsły. Stoki formy są nachylone pod kątem około 5° (rys. 4). Powierzchnia zlewni obniżenia wynosi 2,6 ha. Owalny kształt zagłębienia i jego położenie na przedłużeniu południkowo zorientowanej podłużnej formy wklęsłej wskazują, iż jego powstanie mogło być związane z bryłą martwego lodu przetransportowaną i pozostawioną tu przez wody proglacialne (por. Molewski 1996).



Rys. 3. Profil zagłębienia Z-8 z lokalizacją odkrywek

Profile of depression Z-8 with outcrops location



Rys. 4. Profil zagłębienia Z-12 z lokalizacją odkrywek

Profile of depression Z-12 with outcrops location

Zarys budowy geologicznej zagłębień

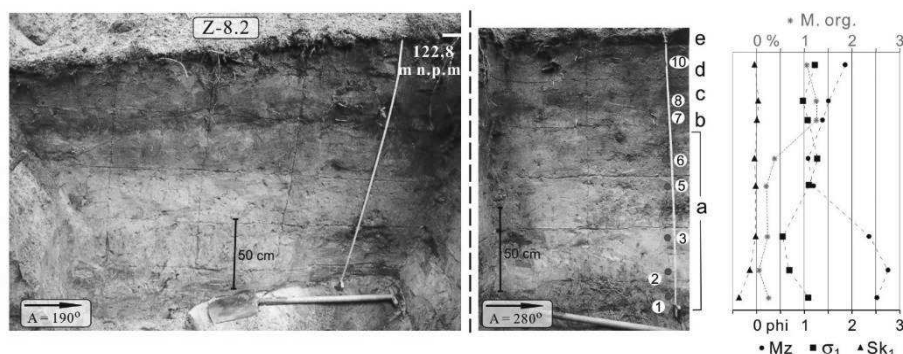
Budowa geologiczna zagłębienia Z-8 została rozpoznana na podstawie 5 odkrywek rozmieszczonych wzdłuż linii profilu o przebiegu S–N (rys. 3).

W górnej części stoku południowego obniżenia (odkrywka Z-8.1), występuje poziom próchniczny o miąższości 20–25 cm, który mógł być w przeszłości poziomem orno-próchnicznym. Znajduje to potwierdzenie w archiwalnych materiałach kartograficznych. Według mapy topograficznej z drugiej połowy XIX wieku (Topographische Karte 1887) obszar zagłębienia wykorzystywany był wówczas jako pole uprawne (współcześnie pokrywa je las). Bezpośrednio pod poziomem ornym znajdują się piaszczyste i piaszczysto-żwirowe osady fluwiogłajalne.

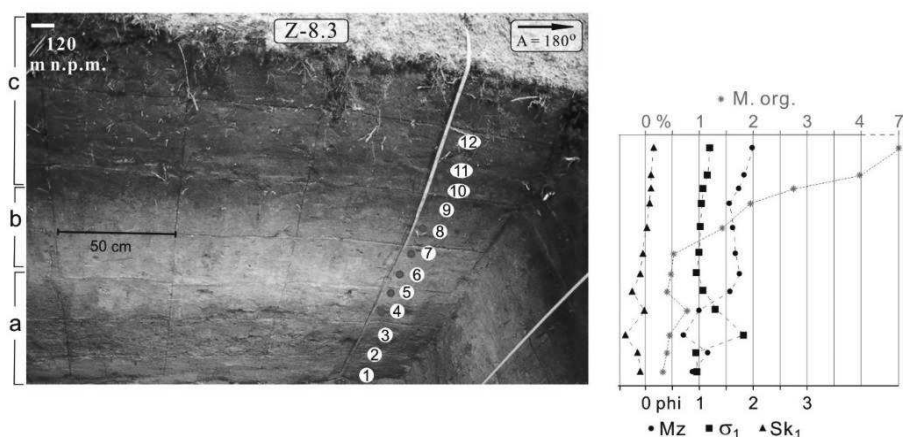
W środkowej części stoku południowego (odkrywka Z-8.2) poziom próchniczny (seria „e”) ma zredukowaną miąższość do 12 cm (rys. 5). Poniżej zalegają próchniczne deluwia („d”) o miąższości 22–34 cm i zawartości materii organicznej wynoszącej 1,1%. Tworzą one poziom próchniczny deluwialny (Adel). Głębiej (od 28 do 40 cm) występują deluwialne piaski próchniczne (seria „c”). W ich

obrębie widoczny jest wyraźny poziom próchniczny z cechami wymywania (AEsb) należący do kopalnej gleby rdzawej z cechami bielcowania. Serię „c” podścielają piaszczyste deluwia („b”) o zawartości materii organicznej 1,3%, które pochodzą przypuszczalnie z początków holocenu. Miąższość ich jest niewielka i wynosi 20–25 cm. Rozwinął się tu kopalny poziom rdzawienia z wtórnie namytymi tlenkami żelaza i namytą materią organiczną (Bvhsb). Od głębokości około 60–75 cm zalegają fluwiogłajalne piaski i piaski z domieszką żwirów (seria „a”). W ich górnej części widoczny jest kopalny poziom rdzawienia (Bvb).

W dnie zagłębienia (odkrywka Z-8.3) (rys. 6) bezpośrednio pod powierzchnią terenu występuje seria deluwialna o łącznej miąższości około 110 cm. Na deluwia składają się dwie serie: górna próchniczna (seria „c”) oraz dolna mineralna (seria „b”). Piaszczysta seria próchniczna wzbogacona jest w mulki i zawiera domieszkę materii organicznej na poziomie od 2% do 7%. W jej górnej części rozpoznano deluwialny poziom próchnicznym (Adel). W dolnej części serii „c” widoczny jest kopalny poziom próchniczny z cechami bielcowania (AEsb) przechodzący ku spągowi w kopalny poziom rdzawienia z wtórnie namytą materią organiczną (Bvhsb).



Rys. 5. Budowa geologiczna środkowego odcinka stoku południowego zagłębienia Z-8 (objaśnienia w tekście)
 Geological structure of middle section of southern hillside depression Z-8 (description in the text)



Rys. 6. Budowa geologiczna dna zagłębienia Z-8 (objaśnienia w tekście)
 Geological structure of bottom depression Z-8 (description in the text)

Poniżej zalegają piaszczyste deluwia (seria „b”), których miąższość była stosunkowo trudna do określenia z racji problemów z jednoznacznym przeprowadzeniem granicy pomiędzy deluwiami a osadami podłoża (seria „a”). Z porównania przebiegu krzywych kumulacyjnych i częstości uziarnienia pobranych próbek wynika, że poszukiwana granica przebiega najprawdopodobniej w strefie pomiędzy miejscami poboru próbek 6 i 5, czyli na głębokości około 110 cm. Przy czyną niewielkiego udziału frakcji mułowych i iltystych (3–7%) w obrębie wydzielonych poziomów glebowych może być młody wiek deluwiiów, a tym samym krótkie oddziaływanie na nie procesów glebowych.

Inaczej wygląda budowa dolnej części stoku północnego rozpoznana w odkrywce Z-8.4, położonej niespełna 20 metrów od Z-8.3, na rzędnej o 1,3 m wyższej (zob. rys. 3). Przy powierzchni terenu występują tu deluwia o miąższości 20–22 cm wzbogacone w materię organiczną (1,5%). Bezpośrednio pod nimi zalegają piaszczyste deluwia o miąższości 10–13 cm. Nie ma tutaj rozpo-

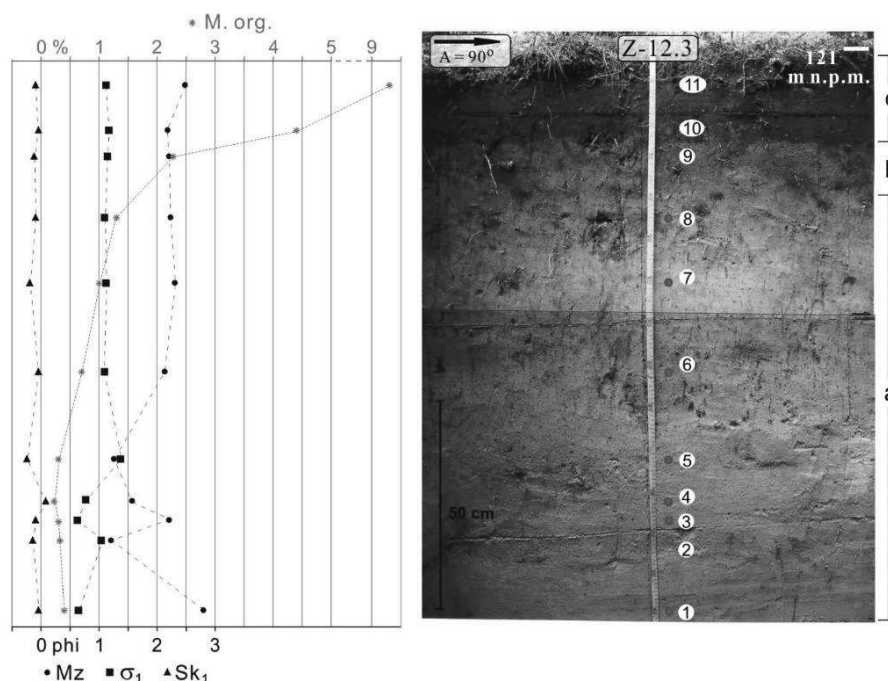
znanego w odkrywkach Z-8.2 i Z-8.4 kopalnego poziomu próchnicznego. Podłoże zbudowane jest z fluwioglacjalnych piasków z domieszką żwirów.

W obrębie środkowego odcinka stoku północnego (odkrywka Z-8.5) poziom orno-próchniczny ma miąższość do 15 cm. Pod nim występują deluwia piaszczyste (zawartość materii organicznej 0,5%) o niewielkiej 10–20 cm miąższości, która wyraźnie zwiększa się w dół stoku. Pod deluwiami zalegają piaszczyste lub piaszczysto-żwirowe osady sandrowe.

W drugim z wybranych do badań zagłębień (Z-12) osady stokowe rozpoznano jedynie w formie (odkrywka Z-12.3). Deluwia – piaski drobne silnie próchniczne (zawartość materii organicznej 4–9%) osiągają tu miąższość do 30 cm (seria „c”) (rys. 7). Na podstawie cech litologicznych przypuszcza się, iż serię stokową stanowi również piaszczysta seria „b”), będąca prawdopodobnie śladem starszych deluwiiów próchnicznych, których górna część mogła zostać zmieniona przez uprawę ziemi. Miąższość serii „b”

nie przekracza kilkunastu cm. Zaznaczyć należy, że wyraźnie mniejsza, bo o ponad 60 cm, miąższość deluwii w zagłębieniu Z-12, w porównaniu z zagłębieniem Z-8, może być związana z innym sposobem wykorzystania gruntów. Jak wynika z archiwalnych map topograficznych obszar zagłębienia Z-12 przez okres ostatnich co naj-

mniej 140 lat nie był wykorzystywany rolniczo, występował tu las. Osady podłoża (seria „a”) reprezentują różnoziarniste piaski z niewielkimi i słabo wykształconymi żwirowymi przewarstwieniami. W dnie formy nie występują gleby kopalne.



Rys. 7. Budowa geologiczna dna zagłębienia Z-12 (objaśnienia w tekście)

Geological structure of bottom depression Z-12 (description in the text)

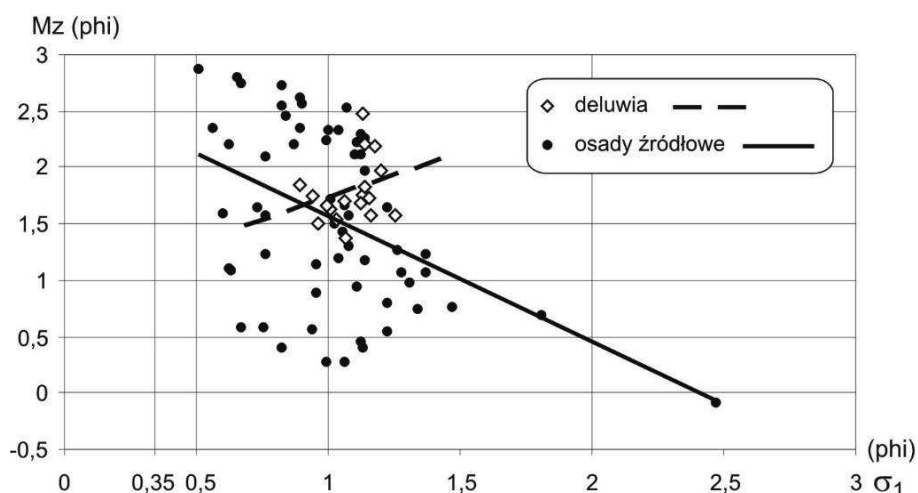
Wybrane cechy uziarnienia deluwii i osadów sandrowych

Analizowane osady deluwialne są z reguły drobniejsze oraz mniej zróżnicowane granulometrycznie od fluwioglacjalnych osadów źródłowych. Ich średnia średnica ziarna Mz mieści się w przedziale od 1,4 do 2,5 phi, czyli wskazuje na piaski średnio- i drobnoziarniste, podczas gdy Mz osadów podłoża wynosi od -0,1 do 2,9 phi, co klasyfikuje je do piasków bardzo grubych i drobnych. Wprawdzie chmura punktów odpowiadających osadom źródłowym zawiera w sobie chmurę utworów deluwialnych (rys. 8), ale ta jest bardziej skoncentrowana i przesunięta w kierunku większych wartości Mz.

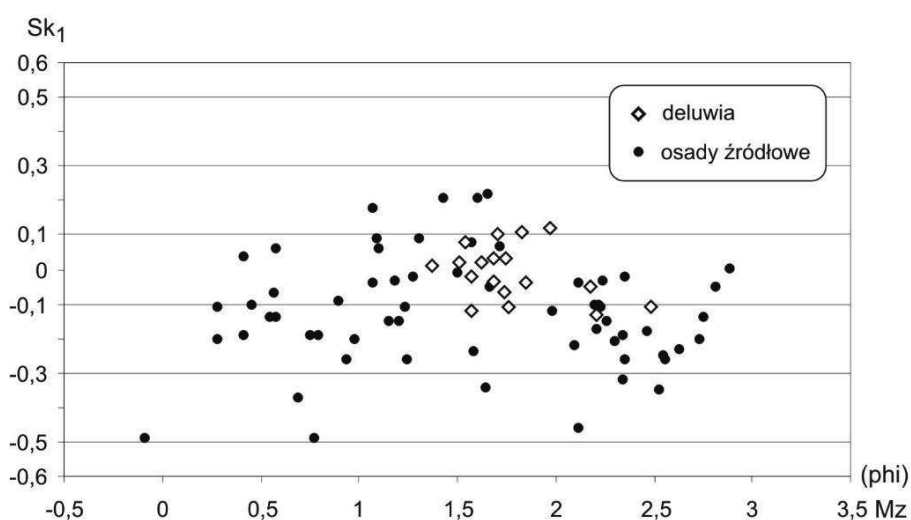
Wysortowanie przebadanych deluwii jest umiarkowane do słabego (0,85–1,25 phi), a osadów podłoża od dobrego i umiarkowanego po słabe (0,5–2,5 phi). Widać więc, że generalnie nastąpiło pogorszenie wysortowania deluwii w porównaniu z osadami źródłowymi (zob. rys.

8). Wyniki te są zgodne ze spostrzeżeniami mówiącymi o gorszym wysortowaniu deluwii (zarówno deluwii antropogenicznych, jak i deluwii właściwych) na tle osadów wodnolodowcowych (m.in. Smolska 2005; Szpikowski 2010).

Skośność (rys. 9) osadów podłoża mieści się w przedziale od około -0,5 do 0,21 a osadów stokowych w zakresie od -0,12 do 0,12. Cechą deluwii jest mniejsze zróżnicowanie wartości skośności przy jednoczesnym przesunięciu ku wielkościom dodatnim. W przypadku osadów podłoża na wartości dodatnie skośności przypadło 21% przebadanych próbek, a dla serii stokowych 50%. Przyjmowanie dodatnich wartości świadczy o wzbogaceniu osadu stokowego w drobną frakcję. Jak podają Smolska (2003, 2005) czy Twardy (2003) podczas opadów o dużym i bardzo dużym natężeniu dochodzi częściowo do selektywnego transportu w dół stoku, jak również do wzbogacania osadu w drobne frakcje, głównie w wyniku splukiwania rozproszonego. Może to pośrednio podkreślać rolę splukiwania w dostawie materiału (por. Szpikowski 2010).



Rys. 8. Zależność między średnią średnicą ziarna (Mz) i wysortowaniem (σ_1) dla badanych osadów
Relationship between mean grain size (Mz) and sorting index (σ_1) of examined deposits



Rys. 9. Zależność między średnią średnicą ziarna (Mz) i skośnością (Sk_1) dla badanych osadów
Relationship between mean grain size (Mz) and skewness (Sk_1) of examined deposits

Jedną z metod pozwalającą wskazać różnice podstawowych cech granulometrycznych osadów stokowych na tle osadów podłoża jest analiza zależności pomiędzy wskaźnikami uziarnienia (tzw. diagramy zależnościowe; Mycielska-Dowgiałło 1995, 2007). Najczęściej rozpatrywana jest zależność między średnią średnicą ziarna (Mz) a wysortowaniem (odchyleniem standardowym σ_1) (m.in. Smolska 2003, 2005; Twardy 2003, 2008; Szpikowski 2010; Majewski 2013; Kittel 2014).

W przebadanych deluwiiach zarysowuje się pogorszenie wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziaren, co odpowiada układowi drugiemu wg Mycielskiej-Dowgiałło (1995). Zależność, w której zmniejszaniu się średniej średnicy ziarna towarzyszy pogarszanie wysortowania jest typowa dla środowiska sedymentacyjnego,

w którym przeważają procesy sortowania w obrębie grubszej frakcji i okresowej dostawie słabiej wysortowanego materiału transportowanego w zawieszeniu (Mycielska-Dowgiałło 1995). Fluwio-glacialne osady podłoża, stanowiące osad źródłowy dla deluwii, tworzą z kolei układ pierwszy, czyli charakteryzują się pogorszeniem wysortowania występującym wraz ze wzrostem średniej średnicy ziaren (rys. 8). Układ ten jest charakterystyczny dla środowisk o zróżnicowanej dynamice siły transportującej. Widać, iż mimo tak krótkich stoków, wzdłuż których przemieszczane były analizowane osady, zróżnicowanie rozmieszczenia punktów w układzie $Mz-\sigma_1$ reprezentujących wymienione wyżej kategorie osadów, jest wyraźne.

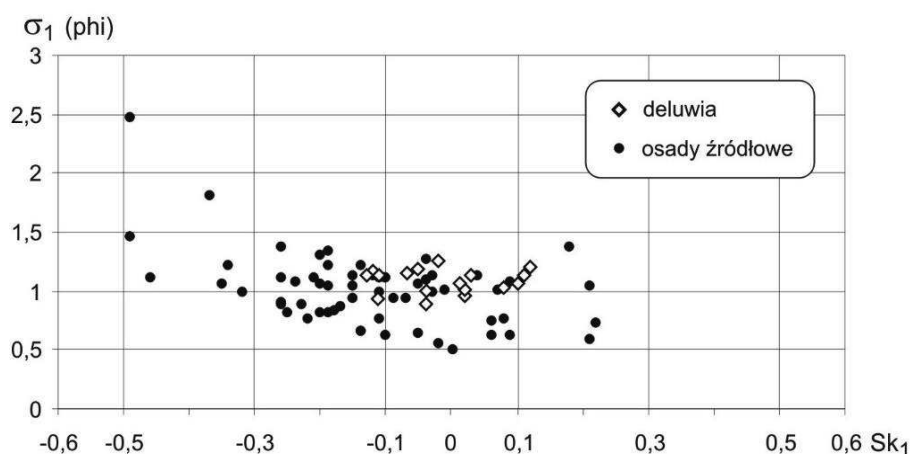
W przypadku zestawienia średniej średnicy ziaren i skośności (rys. 9) fluwio-glacialne osady

podłoża tworzą „chmurę” przypominającą sinusoidę, czy też, jak określa takie rozmieszczenie Ludwikowska-Kędzia (2000), kilka „fal”. Poszczególne, fale odnoszą się do różnych środowisk – osadów korytowych, wezbraniowych i zbiornikowych. Otrzymane „falowanie” może być efektem zróżnicowanej dynamiki środowiska fluwioglacjalnego, z którym związane są osady podłoża. Najniższa fala odpowiada osadom korytowym – ujemne wartości skośności, fala centralna – osadom wezbraniowym pozakorytowym o dodatnich wartościach skośności, a fala prawa – osadom wód stagnujących (zob. Mycielska-Dowgiałło 2007). Deluwia tworzą na wykresie $Mz-Sk_1$ dosyć zwartą chmurę punktów zajmujących głównie obszar symetrycznego rozkładu uziarnienia. Tym samym trudno tu mówić o wyraźnym wzroście lub spadku wartości skośności w powiązaniu ze zmianą średniej średnicy ziaren. Zatarcie tego „sinusoidalnego” układu czytelnego w osadach źródłowych można uznać za skutek transformacji osadów w transporcie stokowym, któremu podlegały

utwory pochodzące wyjściowo z różnych subsródo-
wisk fluwioglacjalnych.

Spostrzeżenie to jest zgodne z wynikami uzyskanymi przez Szpikowskiego (2010) dla diamik-tonów rolnych (deluwiów rolnych), gdzie nie stwierdzono występowania związku między średnią średnicą ziaren i skośnością.

Przy zestawieniu wysortowania i skośności (rys. 10) osady źródłowe układają się w asymetryczną parabolę o wyraźnie lepiej rozwiniętym lewym ramieniu, co odpowiada osadom korytowym (por. Ludwikowska-Kędzia 2000). Deluwia natomiast zajmują wąski obszar o poziomej orientacji – zmianom wartości skośności nie towarzyszy wyraźny trend zmian wartości wysortowania. Ich położenie przypomina wyniki uzyskane przez Smolską (2005) dla osadów deluwialnych z Łopuchowa. Jak podaje autorka, potrzebna jest dłuższa droga transportu, aby znalazł on odzwierciedlenie w relacji między σ_1-Sk_1 . Uwaga ta może również odnosić się do przeprowadzonych przez autora badań w obrębie zagłębień o stosunkowo krótkich stokach.



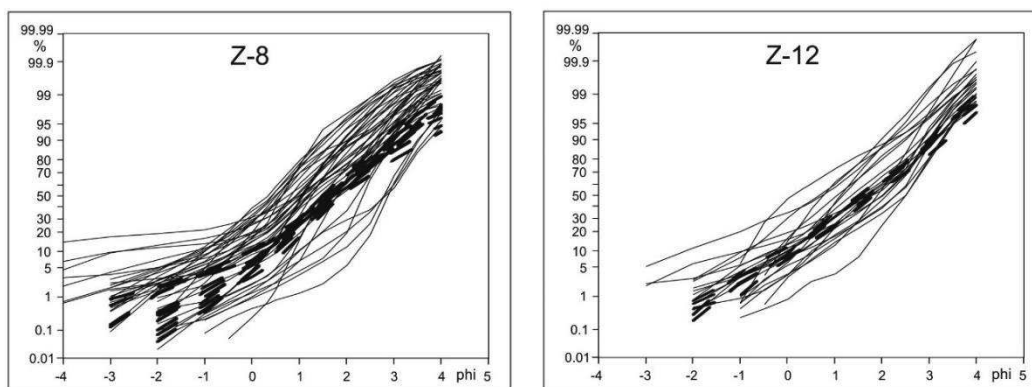
Rys. 10. Zależność między wysortowaniem (σ_1) i skośnością (Sk_1) dla badanych osadów

Relationship between sorting index (σ_1) and skewness (Sk_1) of examined deposits

W celu poznania różnic pomiędzy materiałem źródłowym a stokowym zestawiono również krzywe kumulacyjne uziarnienia na siatce prawdopodobieństwa w skali phi.

Krzywe kumulacyjne uziarnienia odnoszące się do deluwiów mają na tle osadów źródłowych przebieg bardziej zbliżony do prostoliniowego – słabiej wyodrębniają się populacje wyróżnione przez Vishera (1969) odpowiadające różnym rodzajom transportu. O takim przebiegu sygnalizowali też Smolska (2003) oraz Majewski (2013).

Kształt krzywych deluwiów wskazuje, że transport osadów stokowych odbywał się głównie w postaci saltacji. Krzywe mają ponadto nieznacznie wklęsły charakter „odziedziczony” zapewne po osadach podłoża. Ponadto krzywe deluwiów położone są w układzie współrzędnych nieznacznie niżej niż większa część krzywych osadów fluwioglacjalnych i na ogół nachylone są pod mniejszym kątem do osi poziomej układu (rys. 11).



Rys. 11. Krzywe kumulacyjne uziarnienia deluwiiów (linie przerywane) i osadów źródłowych (linie ciągłe)

Cumulative curves of grain size of colluvial deposits (dotted lines) and source deposits (solid lines)

Do poszukiwania różnic pomiędzy osadami źródłowymi a stokowymi wykorzystano także krzywe częstości, które pozwalają odczytać tendencje przekształcające materiał wyjściowy (Mycielska-Dowgiałło 1995). Z otrzymanego obrazu wynika, że krzywe częstości deluwiiów osiągają mniejsze maksymalne wartości częstości i obejmują większy zakres frakcji od krzywych fluwioglacjalnych osadów podłoża (rys. 12). Większość krzywych reprezentujących osady stokowe posiada jedną – słabo zarysowaną wartość modalną. W swoim obrazie przypominają one krzywe częstości deluwiiów uzyskane przez Smolską (2005) dla zadarnionego zbocza Czarnej Hańczy. Jedynie w przypadku odkrywek Z-8.2 i Z-12.3 można mówić o krzywych ze słabo zaznaczającą się bimodalnością, gdzie widoczna jest wielomodalność deluwiiów, o których wspominają m.in. Korotaj (1988), Twardy (1995, 2003), Smolska (2003, 2005).

Jeszcze jednym elementem litologicznym, który może różnicować i ułatwiać wydzielenie osadów deluwialnych od fluwioglacjalnych osadów źródłowych jest procentowy udział frakcji powyżej 4 phi, czyli mułów i pyłów (por. Smolska 2005). W przebadanych osadach stokowych widać wyraźny wzrost udziału materiału drobniejszego od piasków w porównaniu z osadami źródłowymi (rys. 13). W profilu podłużnym stoku może to być wzrost nawet kilkukrotny, z poziomu od 1% dla osadów źródłowych do aż 7–9% dla deluwiiów, jak w przypadku odkrywek w dnach obu przebadanych zagłębień (Z-8.3 oraz Z-12.3).

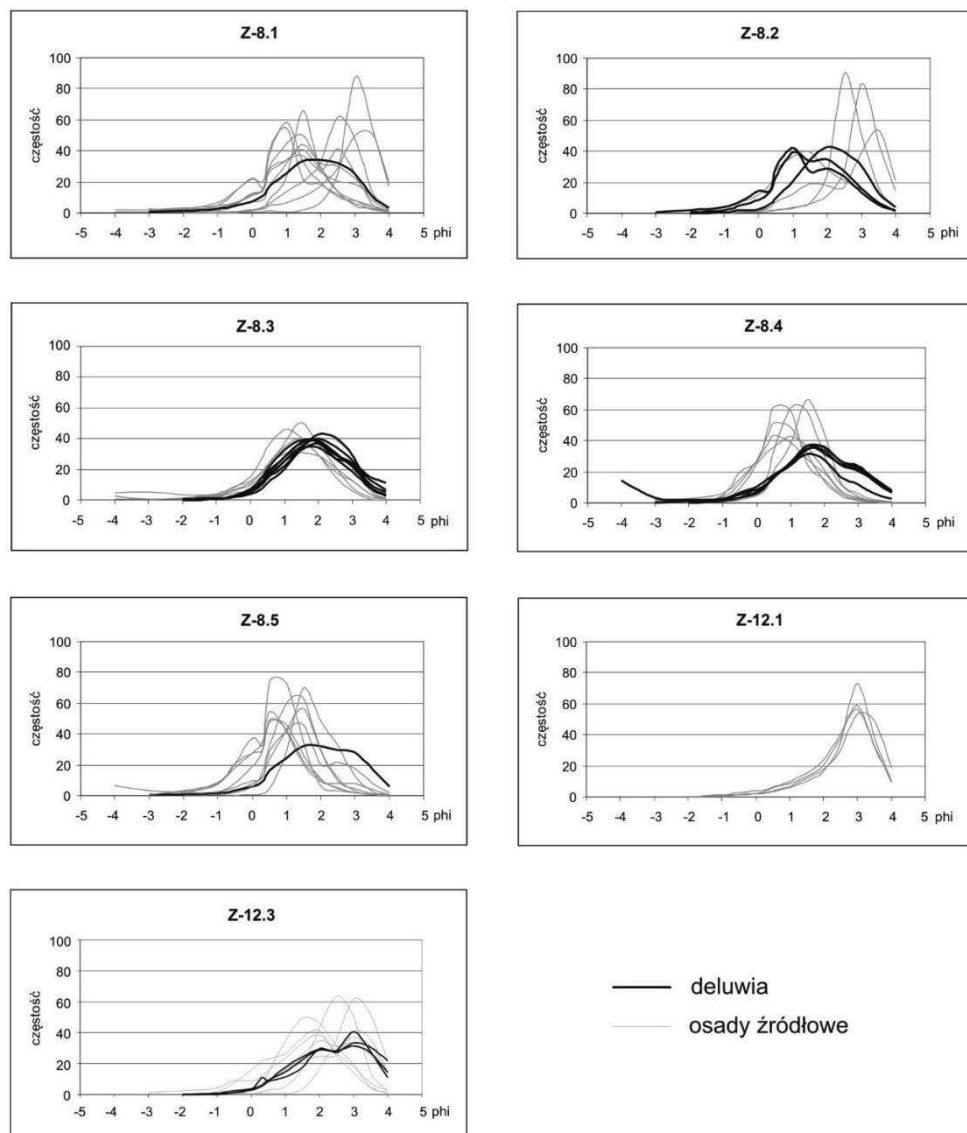
Wyraźny wzrost udziału frakcji powyżej 4 phi w deluwiiach pobranych z odkrywek usytuowanych w dnach zagłębień, jest najprawdopodobniej wynikiem selektywnego wynoszenia przez wodę spływającą po stoku najdrobniejszych frakcji ku cen-

tralnym częściom obniżeń. Parametr ten jest o tyle istotny i „skuteczny” w swym wydźwięku, gdyż zmiany uziarnienia nie zawsze są widoczne w wartościach M_z z racji wzbogacenia osadu stokowego nie tylko we frakcje drobniejsze, ale i grubsze od frakcji o maksymalnej częstości.

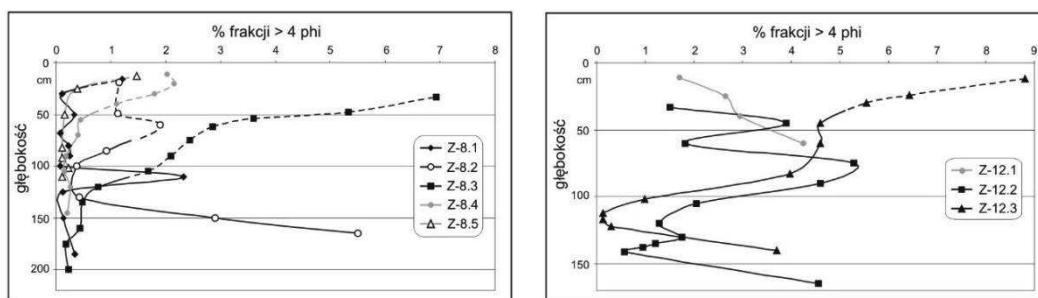
Podsumowanie

Wyodrębnione deluwia to piaski średnio- i drobnoziarniste, są one drobniejsze od osadów źródłowych reprezentowanych przez piaski od bardzo grubych po drobne. Rozpoznane deluwia posiadają ponadto większe od osadów podłoża, nierzadko kilkukrotnie, domieszki frakcji powyżej 4 phi. Wzbogacenie we frakcje drobniejsze zapisało się m.in. w postaci przesunięcia wartości skośności z ujemnych dla podłoża, ku dodatnim dla deluwiiów. Deluwia okazały się materiałem słabiej wysortowanym od osadów źródłowych oraz charakteryzującym się pogarszaniem stopnia wysortowania wraz z drobnieniem ziarna, czyli układem przeciwnym w stosunku do otrzymanego dla fluwioglacjalnego podłoża.

Krzywe kumulacyjne uziarnienia osadów deluwialnych różnią się nieznacznie od krzywych otrzymanych dla serii fluwioglacjalnych – generalnie posiadają przebieg bardziej zbliżony do prostoliniowego i są niżej położone na siatce prawdopodobieństwa. Krzywe częstości deluwiiów przyjmują mniejsze maksymalne wartości od krzywych fluwioglacjalnych osadów podłoża i bywają nieznacznie przesunięte w prawo. Ich mody mają bardzo szeroką i płaską, najczęściej jedną, kumulację. Układy bimodalne są rzadkie i słabo zarysowane.



Rys. 12. Zestawienie krzywych częstości badanych osadów
Set of frequency curves of examined deposits



Rys. 13. Zawartość frakcji powyżej 4 phi w badanych osadach

linią przerywaną zaznaczono pionowy zasięg deluwii, a sygnaturami głębokość pobrania próbki

Content of fraction above 4 phi in examined deposits

dotted lines mark vertical range of colluvial deposits and signatures mark the depth of collected sample

Zebrany i zestawiony materiał pozwolił wykazać różnice granulometryczne pomiędzy osadami stokowymi – deluwiami a materiałem źródłowym, którym były osady fluwioglacjalne. Potwierdzono wcześniejsze spostrzeżenia innych autorów. Osady źródłowe mimo jednorodnego pochodzenia cechują się znacznym zróżnicowaniem litologicznym, skutkującym szerokimi zakresami wskaźników granulometrycznych. Uzyskane wyniki dla osadów deluwialnych często mieszczą się w tych samych zakresach, powodując wrażenie umiarkowanej lub słabej transformacji materiału w warunkach stokowych. Otrzymano jednak obraz zmian, jakim uległ materiał źródłowy w wyniku przemieszczenia w dół stoku. W konsekwencji wskazane różnice mogą być pomocne w rozróżnieniu serii deluwialnych od podłoża. Trzeba jednak zaznaczyć, że rozwianiu tego typu wątpliwości musi towarzyszyć kilka metod prezentacji analiz uziarnienia.

Literatura

- Florek W., Alexandrowicz S.W., Pazdur A. 1999. Zmiany poziomu wody w jeziorze Jasiień na tle ewolucji środowiska w późnym vistulianie i holocenie. W: A. Pazdur (red.) *Geochronologia górnego czwartorzędu Polski w świetle datowania radiowęglowego i luminescencyjnego*. WIND J. Wojewoda, Wrocław: 199-214.
- Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Kittel P. 2014. Slope deposits as an indicator of anthropopressure in the light of research in Central Poland. *Quaternary International* 324: 34-55.
- Kobojek E., Kobojek S. 2003. Osady stokowe Wyżyny Częstochowskiej i Wysoczyzny Rawskiej w świetle badań litologicznych. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 45-57.
- Kondracki J. 2002. Geografia regionalna Polski. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa.
- Korotaj M. 1988. Przekształcenia osadu stokowego w świetle zmian uziarnienia i stopnia obtoczenia ziarn kwarcowych. *Prace i Studia Geograficzne* 9: 105-113.
- Kowalkowski A., Szałdek M. 1994. Analiza podstawowych chemicznych właściwości gleb z elementami analityki. WSP im. J. Kochanowskiego, Kielce.
- Kozarski S. 1995. Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 1: 1-83
- Ludwikowska-Kędzia M. 2000. Ewolucja środkowego odcinka doliny Belnianki w późnym glacie i holocenie. Wyd. Akademickie Dialog, Warszawa: 1-181.
- Majewski M. 2013. Rozwój form i procesów stokowych w rynnice jeziora Jasiień w późnym vistulianie i holocenie. *Akademia Pomorska w Słupsku*: 1-169.
- Majewski M. 2014. Human impact on Subatlantic slope wash processes and landform development at Lake Jasiień (northern Poland). *Quaternary International* 324: 56-66.
- Molewski P. 1996. Nowe fakty dotyczące genezy zagłębień wytopiskowych na sandrach przedpola lodowca Skeidarar (Islandia). *Przegląd Geograficzny* 68,3-4: 405-426.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. WGiSR UW: 29-105.
- Mycielska-Dowgiałło E. 2007. Metody badań cech teksturalnych osadów klastycznych i wartość interpretacyjna wyników. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*. SWPR: 95-180.
- Paluszkiewicz R. 2014. Późnoglacialna depozycja osadów dolinek wschodnich stoków Buślarskich Gór (Pojezierze Zachodniopomorskie). *Landform Analysis* 26: 85-93.
- Sinkiewicz M. 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski północnej. W: Niewiarowski (red.). UMK: 1-98.
- Smolska E. 1999. Natężenie sflukiwania w obszarze młodoglacjalnym na przykładzie wybranych stoków w zlewni górnej Szesupy. Dynamika procesów stokowych i fluwialnych w rzeźbie młodoglacjalnej w świetle wybranych cech sedymentologicznych osadów, Jeleniewo k/Suwałk, 13-17 września 1999: 62-66.
- Smolska E. 2001. Cechy sedymentologiczne pokryw stokowych na Pojezierzu Suwalskim. W: K. Klimek, K. Kocel (red.) *Pokrywy stokowe jako zapis zmian klimatycznych w późnym vistulianie i holocenie*. Sosnowiec, 5-7 kwietnia 2001: 63-65.
- Smolska E. 2003. Cechy deluwii na przykładzie osadów stokowych pagórka w okolicy Łopuchowa na Pojezierzu Suwalskim. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 45-57.
- Smolska E. 2005. Znaczenie sflukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). WGiSR UW: 1-146.
- Smolska E. 2011. Fan sediments as indicator of gully erosion stages on the example of the Suwałki Lakeland (NE Poland). *Landform Analysis* 17: 177-182.
- Sylwestrzak J. 1972. Zagadnienie recesji krawędzi lodowej lobu bytowskiego i uwagi o rozwoju

- morfologicznym doliny górnej Łupawy. *Zeszyty Naukowe Uniwersytetu Gdańskiego, Geografia* 2: 23-49.
- Szpikowski J. 2010. Antropogeniczne przekształcenia rzeźby zlewni Perznicy w neoholocene (Pojezierze Drawskie, dorzecze Parsęty). Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia, Poznań, 91: 1-203.
- Topographische Karte 1887, skala 1:25 000
- Twardy J. 1995. Dynamika denudacji holocenińskiej w strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 69: 1-213.
- Twardy J. 2002. Etapy neoholocenińskiej ewolucji suchych dolin denudacyjnych na Wyżynie Łódzkiej w świetle analizy osadów. *Acta Universitatis Nicolai Copernici, Geografia* 32, 109: 127-137.
- Twardy J. 2003. Cechy sedymentologiczne neoholocenińskich osadów stokowych na Wyżynie Łódzkiej i ich wartość interpretacyjna. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 25-44.
- Twardy J. 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź: 1-292.
- Visher G.S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 1074-1106.

Summary

The main subject of the studies were two closed depressions that are situated among sandurs in the neighborhood of the village of Łupawsko (Zachodniopomorskie Lakeland). The purpose of the research was to compare the features of grain size of colluvial deposits that occur in depressions together with source fluvio-glacial deposits.

The goal of the study was achieved by the recognition of the geological structure of depressions and by separating already filled in colluvial deposits and source deposits. The research of analyzed deposits was done with the use of strainer technique. Furthermore, grain size distribution, sedimentological indexes, cumulative curves, frequency curves and the content of fraction above 4 phi were analyzed.

The analyzed closed depressions are forms of 150–160 meters in diameter and of 6–7 meters in depth. Their closed depressions are occupied by colluvial deposits, where thickness clearly and its maximum reaches about 110 cm and the minimum close to 40 cm. The recognized colluvial deposits are less varied in grain size than source fluvio-glacial deposits and are, in general, tinier. Their mean grain sizes range from 1,4 up to 2,5

phi for Mz -0,1–2,9 phi and refer to subsoil deposits.

The sorting index of the examined colluvial deposits ranges from 0,85–1,25 phi with values of 0,5–2,5 phi for fluvio-glacial deposits. It has to be pointed that 19 samples of subsoil were better-sorted than the best-sorted sample of colluvial deposits and only 8 samples of subsoil were worse than the weakest sample of colluvial deposits. It can be claimed that what is observed is in general a deterioration of the sorting index of colluvial deposits against source deposits. In the examined colluvial deposits, there was a marked deterioration of the sorting index together with a reduction of the mean grain size, which is a second system according to Mycielska-Dowgiałło (1995), that is typical for a deposition environment in which sorting processes predominate within thicker fraction and periodic supply of weaker translocated sorted material in suspension. However, base fluvio-glacial deposits are characterized by sorting deterioration that appears with the rise of the mean grain size, which is characteristic of environments of differential dynamics of transporting forces.

In case of skewness of subsoil the range is from -0,5 up to 0,21 but colluvial deposits range between -0,12–0,12. The acceptance of skewness plus values proves enriched colluvial deposits constitute a tiny fraction, what can indirectly highlight the role of flush in the delivery of the material. In case of the mean grain size and skewness, subsoil fluvio-glacial deposits create a 'cloud' that resembles a sine wave and it can be an effect of varied dynamics of a fluvio-glacial environment, which is closely connected to subsoil deposits. Colluvial deposits create on a Mz-Sk₁ chart a cloud of points that is compact enough to cover an area of symmetrical graining distribution. At the same time, it is hard to associate a clear increase or decrease of skewness values with the change of the mean grain size. Taking into account the sorting index and skewness source deposits compose an asymmetric parabola with a better-developed left ray, on the other hand, colluvial deposits create a compact enough area with horizontal orientation changes of skewness values that are not accompanied with a trend of changes of the sorting index values, consequently it can be a case of short transport.

Grain size cumulative curves that refer to colluvial deposits when compared to source deposits have a course more nearing a straight-line – isolation of a particular population that corresponds to different kinds of transport is weaker.

Moreover, colluvial deposits curves are located a bit lower than most of fluvioglacial deposit curves and in general the angle of inclination is smaller.

From an image of frequency curves, it appears that colluvial deposit curves are lower than fluvioglacial deposit curves and their modal values have wide and flat cumulation. Colluvial deposits differ from sources deposits in a significant way with greater content of fraction above 4 phi in material. The observed profile can increase several times from the level of 1% for source

deposits up to 7–9% for colluvial deposits. A significant increase of fraction above 4 phi in colluvial deposits derived from outcrops, situated in bottom closed depressions is likely to be a result of selective transfer of the smallest fraction towards the central parts of reduction.

The presented results of grain size with the use of described techniques allow to notice differences between colluvial deposits and sources deposits. Consequently, it enables to distinguish one series from another in a case where there is a doubt about genetic material.

CECHY UZIARNIENIA VISTULIAŃSKICH ALUWIÓW W DOLINIE WARTY, KOTLINA KOLSKA

Grain size composition of the Vistulian alluvium in the Warta River valley, Koło Basin

MATEUSZ LISEK*, JOANNA PETERA-ZGANIACZ**

Zarys treści. Badania osadów vistuliańskich wypełniających dolinę Warty wykonano w odkrywkach Koźmin Północ (Kwiatków) oraz Koźmin (Południe) PAK KWB „Adamów”. Uzasadnieniem podjęcia badań była możliwość poznania cech uziarnienia osadów dużej rzeki nizinnej w pobliżu osi doliny, w profilach sięgających podłoża przedvistuliańskiego, a celem rozpoznanie etapów depozycji osadów oraz warunków hydrodynamicznych panujących podczas ich akumulacji. W badanych profilach wyodrębniono siedem jednostek depozycyjnych. Najbardziej rozbudowaną jednostkę podzielono na kilka subjednostek. Wyniki analizy uziarnienia posłużyły do wyliczenia wskaźników Folka i Warda, które stały się podstawą wnioskowania na temat zróżnicowania dynamiki procesów sedymentacyjnych. Wykazano, że depozycja badanych aluwii zachodząca od schyłku środkowego plenivistulianu do późnego vistulianu następowała w cyklicznie, choć nie radykalnie, zmieniających się warunkach przepływu od względnie wysokoenergetycznych po niskoenergetyczne. W późnym vistulianie i holocenie akumulowane były osady w dwóch wyraźnie wyodrębniających się facjach: korytowej i pozakorytowej, przy znacznym udziale materii organicznej w aluwiiach.

Słowa kluczowe: aluwia, wskaźniki uziarnienia, warunki hydrodynamiczne, plenivistulian, późny vistulian, Polska Środkowa

Abstract. Vistulian deposits which fill the Warta River valley were studied in the open pits Koźmin North (Kwiatków) and Koźmin (South) of the “Adamów” Lignite Mine. The studies were conducted due to the possibility of analysing fluvial deposits of a big lowland river close to the axis of the valley, in profiles which reach a pre-Vistulian background. The aim of the research was to establish the phases of deposition and hydrodynamic conditions during the accumulation. In the studied profiles, seven depositional units have been distinguished, and one of them – the thickest – was divided into seven subunits. The results of the grain size analysis were used to calculate the Folk and Ward coefficients, as the basis for interpretations of differentiation in sedimentary environment dynamics. The deposition, which took place from the end of the Middle Plenivistulian to the Late Vistulian, was characterized by cyclic, but rather mild, transitions from rather high energetic to low energetic conditions. During the Late Vistulian and Holocene, alluvium has been accumulated in two clearly distinguishing facies: channel and overbank, with high content of organic matter.

Key words: alluvium, grain size composition coefficients, hydrodynamic conditions, Plenivistulian, Late Vistulian, Central Poland

Wprowadzenie

Osady rzeczne utworzone podczas vistulianu są powszechnie dokumentowane w dolinach rzecznych strefy staroglacjalnej, a ich cechy strukturalne i teksturalne dobrze rozpoznane. W większości badanych profili stwierdzano względne zwiększanie frakcji deponowanych osadów przy przejściu od środkowego do górnego plenivistulianu (m.in. Krzemiński 1965; Turkowska 1988, 1995; Harasimiuk 1991), co wiązało się z wykształceniem roztokowych koryt rzecznych

(m.in. Kozarski 1983; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Turkowska 1997; Petera 2002; Petera-Zganiacz 2007). Niejednokrotnie w osadach środkowego plenivistulianu, deponowanych w dolinach rzecznych, stwierdzano obecność poziomów organicznych, które ułatwiały lokowanie kolejnych etapów rozwoju dolin rzecznych w czasie, szczególnie w przypadkach, kiedy wiek poziomów organicznych mieścił się w zasięgu metody ^{14}C (Pazdur i in. 1980; Krzyszkowski 1990; Manikowska 1996; Petera 2002; Forsyś 2005). Z kolei za powszechną cechę aluwii

* Pracownia Geologiczno-Inżynierska sp. z o.o. sp.k., ul. Obywatelska 102/104, 94-104 Łódź; e-mail: matfox@interia.pl

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

górnego plenivistulianu uważa się brak materii organicznej (Krzyszkowski 1990; Goździk 1995; Goździk, Zieliński 1999). Następujące u schyłku vistulianu istotne zmiany w dolinach rzecznych, będące skutkiem adaptacji do łagodniejszych warunków klimatycznych, spowodowały zmianę układu koryt rzecznych na wielkomeandrowe (m.in. Turkowska 1988; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Starkel 1991; Kamiński 1993; Kobjek 2000) lub wielokorytowe (Superson 1996; Turkowska i in. 2000; Forsyjak 2005; Petera-Zganiacz i in. 2015), a wreszcie na meandrowe (m.in. Kozarski 1983; Turkowska 1988; Kamiński 1993; Kobjek 2000), co przyczyniło się do zmiany w uziarnieniu osadów rzecznych na bardziej zróżnicowane, z wyraźniej wyodrębniającymi się cechami granulometrycznymi osadów korytowych i pozakorytowych, przy coraz większym udziale materii organicznej w aluwjach (m.in. Turkowska 1990).

Zdefiniowanie ogólnych prawidłowości rozwoju dolin rzecznych w vistulianie było możliwe dzięki wieloletnim badaniom, które prowadzono w dostępnych odsłonięciach zlokalizowanych najczęściej na terasach rzecznych. Prace te często obarczone były oczywistymi ograniczeniami technicznymi, wynikającymi z braku możliwości wglądu w pełne profile osadów wypełniających doliny. Szczególne możliwości stwarzały duże odsłonięcia kopalniane takie jak odkrywki KWB „Belchatów” czy PAK KWB „Adamów”. Utworzenie odkrywki Koźmin Północ (Kwiatków) w dolinie Warty, niedaleko współczesnego koryta tej dużej rzeki nizinnej, dało wyjątkową okazję prowadzenia badań osadów wypełniających dolinę w pełnym profilu, w pobliżu jej osi.

Celem badań było poznanie wybranych cech teksturalnych osadów vistuliańskich wypełniających dolinę Warty w jej środkowej części, poprzez powiązanie wydzielonych w kilku badanych profilach jednostek i subjednostek depozycyjnych oraz zdefiniowanie ich wspólnych cech uziarnienia, jak również wskazanie etapów akumulacji aluwii od środkowego plenivistulianu po holocen.

Metody i materiały

Terenowa część prac polegała na wytypowaniu stanowisk badawczych w miejscach, które potencjalnie dawały perspektywy opracowania pełnych profili osadów fluwialnych, przy czym jeden z profili znajdował się zaledwie 500 m od współczesnego koryta Warty. Profile zostały opró-

bowane metodą punktową przy zastosowaniu zasady poboru materiału do analiz laboratoryjnych z warstw o odmiennych cechach strukturalnych i teksturalnych określonych na podstawie oceny makroskopowej (Mycielska-Dowgiałło 1995; Rutkowski 1995). Pobrane próbki osadu poddano analizie granulometrycznej, dla grubszej frakcji osadu stosowano metodę sitową, a oznaczenie składu granulometrycznego materiału drobnofrakcyjnego wykonano metodą areometryczną (PN-R-04032, 1998).

Na podstawie wyników analiz laboratoryjnych, przy zastosowaniu pakietu Gradistat wyliczono wskaźniki Folka i Warda (1957): średnią średnicę ziarna (M_z), wysortowanie osadu (δ_1) i skośność (Sk_1). Kurtoza została pominięta z uwagi na jej poboczną rolę w analizie uziarnienia osadów, która sprowadza się do uzupełnienia wskaźnika skośności (Brodzikowski 1992). Wskaźniki uziarnienia posłużyły do skonstruowania diagramów relacji między wysortowaniem i średnią średnicą ziarna oraz między skośnością i średnią średnicą ziarna, co było pomocne przy identyfikacji facji analizowanych osadów rzecznych (Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011; Szmańda 2011).

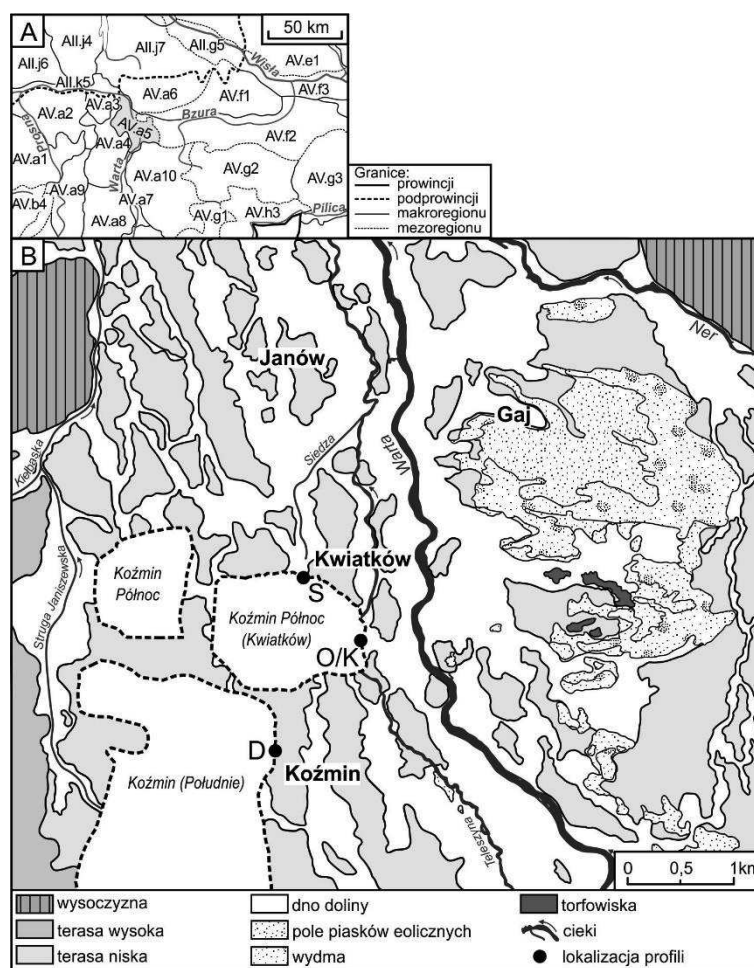
Vistuliańskie aluwia Warty analizowano łącznie w trzech profilach oznaczonych symbolami: D, O/K i S (rys. 1).

Profil D znajdował się około 1800 m na zachód od współczesnego koryta Warty i obejmował 17,51 m osadów, licząc od powierzchni terenu o wysokości 97,5 m n.p.m.:

- od 17,51 m do 17,30 m – żwiry,
- od 17,30 m do 2,00 m – piaski średnio- i drobnoziarniste, piaski z mułami i muły piaszczyste barwy od jasnoszarej do beżowej; na głębokości 15,60 m do 15,55 m znajduje się przewarstwienie organiczno-mułowe,
- od 2,00 m do 1,52 m – seria organiczno-mineralna o barwie ciemnobrunatnej do czarnej,
- od 1,52 m do 0,30 m – piaski drobnoziarniste, piaski z mułami,
- od 0,30 m do powierzchni terenu – osady piaszczyste z widocznymi śladami procesów glebowych i humus.

Profil O/K położony był około 1300 m na północny wschód od profilu D i około 500 m od współczesnego koryta Warty. Sięgał 18,23 m w głąb, licząc od powierzchni terenu o wysokości 96 m n.p.m. i obejmował:

- od 18,23 m do 16,93 m – piaski drobno- i średnioziarniste barwy jasnobieżowej,
- od 16,93 m do 16,55 m – glina zwałowa barwy szarej, silnie zdeformowana,



Rys. 1. Położenie terenu badań

A – Położenie Kotliny Kolskiej na tle podziału Polski na jednostki geomorfologiczne wg Gilewskiej (1991)

B – Położenie badanych profili na tle sytuacji geomorfologicznej (wg Forsyśki 2005)

Location of the study area

A – Location of the Kolo Basin in relation to the geomorphological units by Gilewska (1991)

B – Location of studied profiles in relation to geomorphological situation (after Forsyśki 2005)

- od 16,55 m do 15,65 m – żwir piaszczysty, szary,
- od 15,65 m do 6,56 m – piaski średnio- i drobnoziarniste, piaski z mułami i muły piaszczyste, o barwach od jasnoszarej do beżowej,
- od 6,56 m do 5,56 m – piaski drobnoziarniste, jasnobieżowe,
- od 5,56 m do 0,6 m – w spągu piaski ze żwirami, piaski średnio- i drobnoziarniste, piaski z mułami, namuły organiczne,
- od 0,6 m do powierzchni terenu – osady piaszczyste z widocznymi śladami procesów glebowych i humus.

Profil S znajdował się około 800 m na północny zachód od profilu O/K i około 1100 m od współczesnego koryta Warty. Obejmował 16,20 m osadów, licząc od powierzchni terenu o wysokości 95,3 m n.p.m.:

- od 16,20 m do 3,77 m – piaski średnio- i drobnoziarniste, piaski z mułami, muły piaszczyste o barwie beżowej lub rzadziej szarej, na głębokości 15,05–15,12 m występuje warstwa zawierająca namytą materię organiczną,
- od 3,77 do 0,50 – piaski średnioziarniste, rzadziej drobnoziarniste i piaski z mułami o barwie beżowej,
- od 0,50 m do powierzchni terenu – piasek humusowy z widocznymi procesami glebowymi o barwie ciemnobieżowej;

Teren badań

Teren badań zlokalizowany jest, zgodnie z podziałem Polski na jednostki geomorfologiczne według Gilewskiej (1991), w południowo-zachodniej części mezoregionu o nazwie Kotlina Kolska

(AV.a5) (rys. 1A), który swój charakter zawdzięcza rozszerzeniu doliny Warty w miejscu połączenia z pradoliną warszawsko-berlińską. Kotlinę Kolską otaczają wyraźnie zarysowane w rzeźbie wysoczyzny: Turecka (AV.a4), Kłodawska (AV.a6) i Wzgórza Złotogórskie (AV.a3) oraz mezoregiony o mniej urozmaiconym ukształtowaniu terenu takie jak Wysoczyzna Łaska (AV.a10) i Wysoczyzna Kłodawska (AV.a6). Poprzez dolinę Warty Kotlina Kolska łączy się od północnego zachodu z Doliną Konińską (AII.k5) oraz z Kotliną Sieradzką (AV.a7) od południa, a na wschodzie nawiązuje do niej Równina Łowicko-Błońska (AV.f2), odwadniana w zachodniej części przez Ner, prawobrzeżny dopływ Warty. Kotlina Kolska jest zaliczana do makroregionu Niziny Południowopolskiej (AV.a) i podprowincji – Nizin Środkowopolskich (AV). Jej obszar włączony został przez Turkowską (2006) do regionu łódzkiego, wyznaczając jego północno-zachodni kraniec.

Kotlina Kolska znajduje się w zasięgu zlodowaceń środkowopolskich. Po raz ostatni przykryta była lądolodem warty, ale najważniejsze elementy jej budowy geologicznej i rzeźby ukształtowały się podczas zlodowacenia wiśły. Maksymalny zasięg tego zlodowacenia w fazie poznańskiej znajdował się na północno-zachodnim krańcu kotliny (Stankowski, Krzyszkowski 1991; Marks i in. 2006).

Badania przeprowadzono w centralnej części Kotliny Kolskiej po zachodniej stronie doliny Warty, gdzie dominującą formą rzeźby jest szeroka na kilka kilometrów terasa niska porożciniana licznymi korytami, w większości niefunkcjonujących już cieków (rys. 1B). Jej powierzchnia znajduje się na wysokości od około 98 do 95 m n.p.m. i wznosi się ponad dno doliny na 1–2 m. Niektóre płyty terasy nadbudowane są 1–2-metrowymi pokrywami eolicznymi. Obecnie rzeźba Kotliny Kolskiej jest silnie przekształcona antropogenicznie, głównie na skutek odkrywkowej eksploatacji węgla brunatnego przez PAK KWB „Adamów”. Szczegółowe analizy uziarnienia osadów wykonano w odkrywce Koźmin Północ (Kwiatków) (rys. 1B), gdzie wytypowano profile O/K i S (Lisek 2017) oraz w zrehabilitowanej już odkrywce Koźmin (Południe), w której zlokalizowany jest profil D (Petera-Zganiacz 2007).

Wyniki badań

Analiza osadów udokumentowanych w trzech badanych profilach pozwoliła na wydzielenie siedmiu jednostek sedymentacyjnych (A, B, C, D,

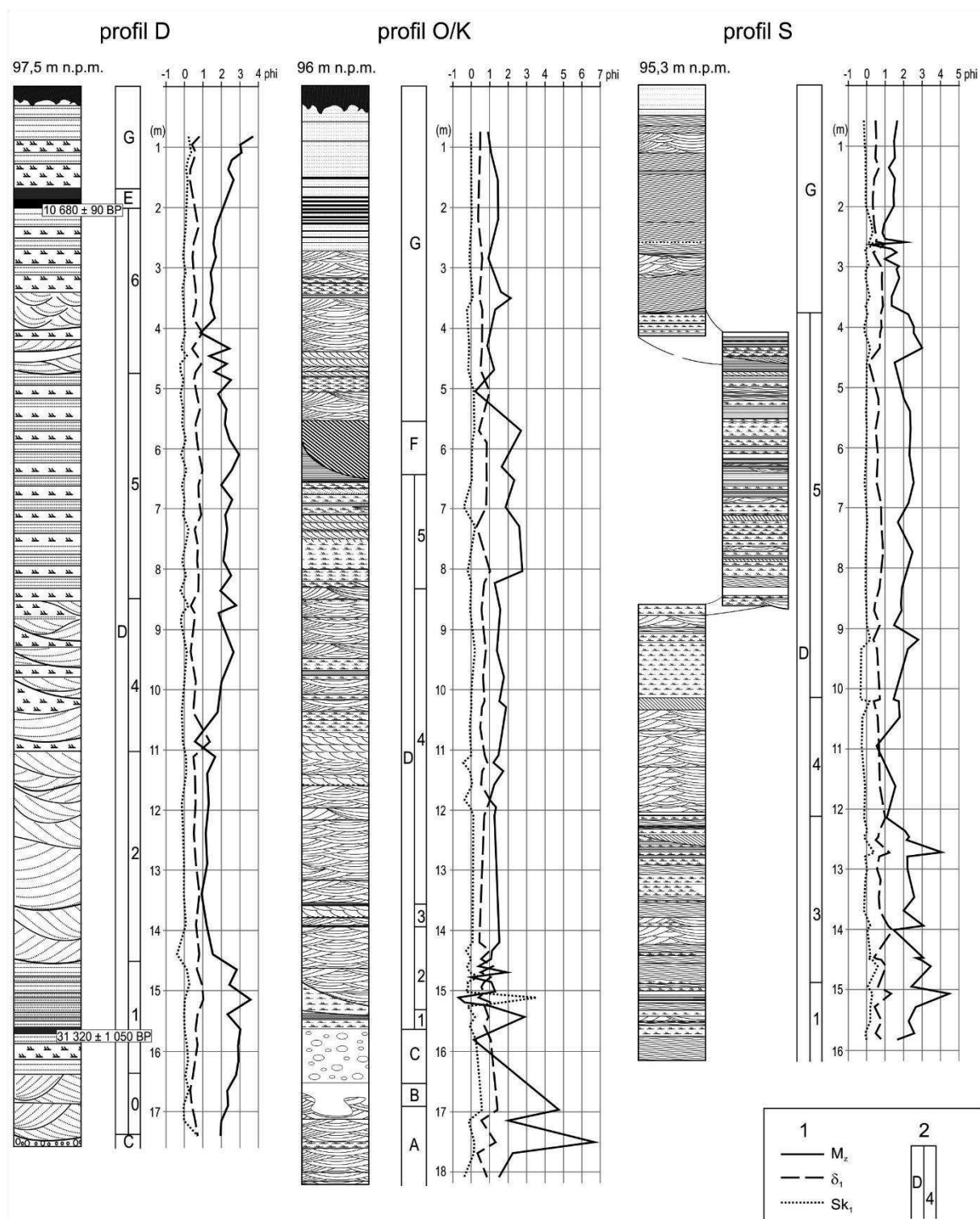
E, F, G) różniących się od siebie pod względem litologicznym i genetycznym, a w niektórych przypadkach jednostki oddzielone są wyraźnymi granicami erozyjnymi.

Najwięcej z wydzielonych jednostek sedymentacyjnych stwierdzonych zostało w profilu O/K. Piaski znajdujące się w dolnej części profilu przypisano do jednostki A. Należy brać pod uwagę, że analizie poddana była tylko stropowa, być może niewielka część tej jednostki sedymentacyjnej, nie udokumentowano bowiem jej spągu. Wartość średniej średnicy ziarna dla większości próbek jest zbliżona i wynosi około 2 phi, choć w jednym przypadku wzrosła do 6,759 phi. Pozostałe z analizowanych wskaźników mieszczą się w granicach: skośność od -0,384 do 0,161 a wysortowanie od 0,334 do 1,321. Z przeprowadzonej analizy wynika, że osady jednostki A to głównie piaski średnioziarniste z pojedynczymi przewarstwieniami mułowymi, których skośność zawiera się w przedziale rozkładu symetrycznego, a wysortowanie jest dobre do bardzo dobrego (rys. 2).

Gлина zwałowa należąca do jednostki B jest masywna, a w jej spągu utworzyły się pograży angażujące w deformacje piaski podścielające glinę. Amplituda struktur deformacyjnych wynosi od 15 do 25 cm. Granica między gliną jednostki B i żwirowo-piaszczystą jednostką C ma charakter erozyjny. Mięzsze na 90 cm osady żwirowo-piaszczyste nie wykazują warstwowania i najprawdopodobniej stanowią rezydium po zniszczeniu części pokładu gliny.

Najbardziej rozbudowana jest jednostka sedymentacyjna D o miąższości osiagającej w profilu O/K 9,9 m, w profilu S 12,4 m i 15,3 m w profilu D. Duża miąższość oraz zaznaczające się cykliczne zróżnicowanie osadów jednostki D we wszystkich profilach pozwoliło na wydzielenie siedmiu subjednostek sedymentacyjnych (rys. 2). Dokonując podziału, brano pod uwagę przede wszystkim różnice w uziarnieniu osadów, ale także kierowano się cechami strukturalnymi, które pozwoliły na precyzyjne wskazanie granic.

Zestawienie wartości średniej średnicy ziarna ze wskaźnikami wysortowania oraz skośności dla jednostki D pokazuje, że zdecydowana większość populacji próbek zawiera się we wspólnej grupie. Biorąc pod uwagę relację skośności i średniej średnicy ziarna wspólną grupę stanowi 79% populacji próbek pobranych z profilu O/K, 84% z profilu S i 77% z profilu D (rys. 3A). Relacja wysortowania do średniej średnicy ziarna wykazuje również silne powiązania, ponieważ we wspólnej grupie znajduje się 88% populacji próbek z profilu O/K, 78% z profilu S oraz 83% z profilu D (rys. 3B).

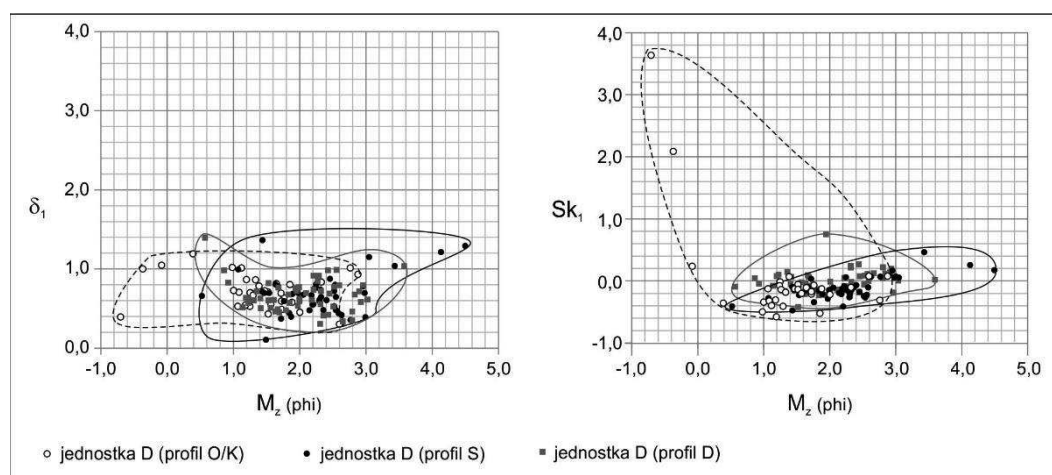


Rys. 2. Zestawienie badanych profili

1 – jednostki i subjednostki depozycyjne, 2 – wskaźniki Folka i Warda (1957)

Composition of studied profiles

1 – depositional units and subunits, 2 – Folk and Ward (1957) coefficients



Rys. 3. Relacja średniej średnicy ziarna i wysortowania oraz średniej średnicy ziarna i skośności osadów jednostki D

Relationship between mean grain size and sorting degree and between mean grain size and skewness of deposits of the unit D

Średnia średnica ziarna dla jednostki D w profilu O/K zawiera się w przedziale od 0,701 do 2,883 phi, w profilu D od 0,572 do 3,592 phi, a w profilu S granice te są szersze ze względu na udział drobniejszej frakcji i oscylują między 0,526 a 4,501 phi (rys. 2, 3). Zaznaczyć należy, że wartości tego wskaźnika pokazują wyraźnie dominujący udział frakcji piaszczystej, mieszczącej się najczęściej w granicach między 1 a 2,5 phi. Wysortowanie osadów jednostki D w profilu O/K zawiera się w granicach od 0,302 do 1,101, w profilu S od 0,106 do 1,364, a w profilu D od 0,306 do 1,378. Wartości te informują o wysortowaniu utworów od bardzo dobrego do słabego, jednak biorąc pod uwagę dominujące wyniki, z pominięciem wartości skrajnych, osady te należy uznać za dobrze i średnio wysortowane. Ostatnia z analizowanych miar to skośność. Jej wartości w profilu O/K zawierają się w przedziale od -0,45 do 3,73, w profilu S od -0,348 do 0,59, a w profilu D od -0,4 do 0,723. Nieznacznie przeważają wartości ujemne dla poszczególnych próbek, wskazując przewagę frakcji gruboziarnistej nad frakcją o maksymalnej częstotliwości. Analiza wskaźników uziarnienia w odniesieniu do całej jednostki D pozwala na uzyskanie jedynie ogólnego obrazu cech osadów. Dopiero prześledzenie wartości wskaźników w obrębie wyraźnie wyodrębniających się subjednostek ukazuje istotne cechy osadu, charakteryzujące warunki depozycji.

Subjednostka D0 o miąższości około 1 metra udokumentowana została jedynie w profilu D (rys. 2). Reprezentowana jest przez przekątnie warstwowane piaski średnio- i drobnoziarniste (1,96–2,37 phi), odznaczające się najczęściej dobrym wysortowaniem.

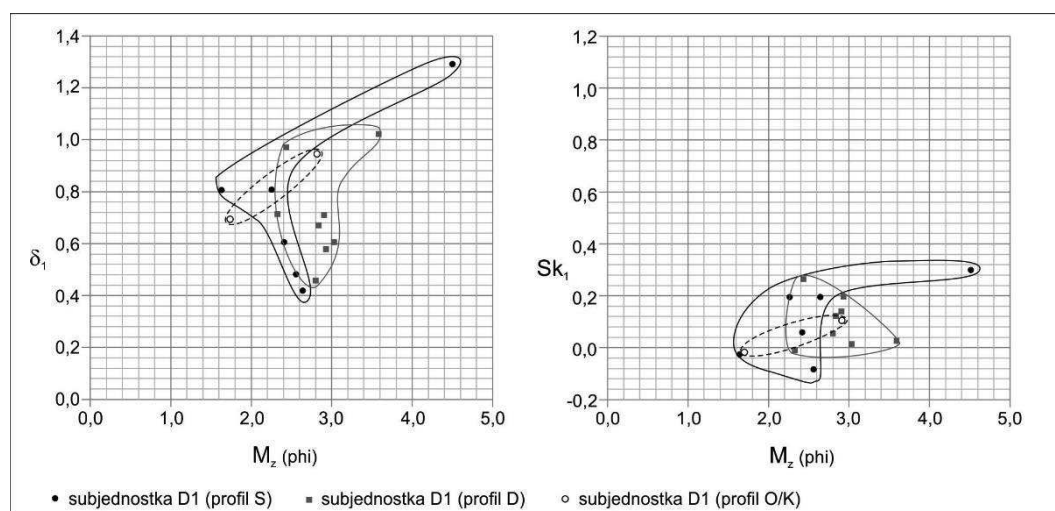
Subjednostka D1 została zaobserwowana w profilach S, D i O/K, gdzie jej miąższość wynosi odpowiednio: niespełna 1,5 m, 2 m oraz 0,7–0,3 m (rys. 2). W osadach odnotowano małoskalowe, niskokątowe warstwowania przekątne, przechodzące w riplemarkowe i horyzontalne, jak również warstewki masywne. Cechą charakterystyczną subjednostki D1 jest obecność przewarstwienia z udziałem materiału organicznego, które w profilu D przybiera postać masywnego osadu mułowo-organicznego o miąższości 5 cm, a w profilu S występuje jako nagromadzenie materii organicznej w obrębie 7 cm warstewki piaszczysto-mułowej o laminacji riplemarkowej. Datowanie metodą radiowęglową osadu mułowo-organicznego w profilu D dało wynik $31\,320 \pm 1050$ ^{14}C BP (Lod 1403) (Petera-Zganiacz 2007). W profilu O/K subjednostka D1 została w znacznym stopniu zerodowana, co uniemożliwia potwierdzenie, czy i w tym przypadku obecna była warstwa wzbogacona w materiał organiczny.

Średnia średnica ziarna dla osadów subjednostki D1 w profilu S zawiera się w przedziale od 1,636 do 4,501 phi, w profilu D od 2,334 do 3,592 phi, a profil O/K reprezentowany jest przez zaledwie dwie próbki, z których uzyskano wartości: 1,750 phi oraz 2,955 phi (rys. 2, 4). Granice podanych przedziałów wskazują na frakcję od piasków średnioziarnistych do bardzo gruboziarnistego pyłu, ale większość materiału reprezentuje frakcję piasków drobnych (rys. 2, 4). Osady subjednostki D1 odznaczają się wysortowaniem dobrym do średniego (profil S: od 0,418 do 1,291; profil D: od 0,458 do 1,021; profil O/K 0,7 i 0,94), przy czym w przypadku profilu D wysortowanie osadu, przy nieco mniejszej średnicy ziarna, jest lepsze niż

w profilu S. Współczynnik skośności wyliczony dla osadów w profilu S mieści się w granicach od -0,084 do 0,301, a w profilu D między -0,012 a 0,261. W większości próbek miara ta przyjmuje wartości dodatnie, natomiast w profilu O/K skośność równa jest -0,03 i 0,1.

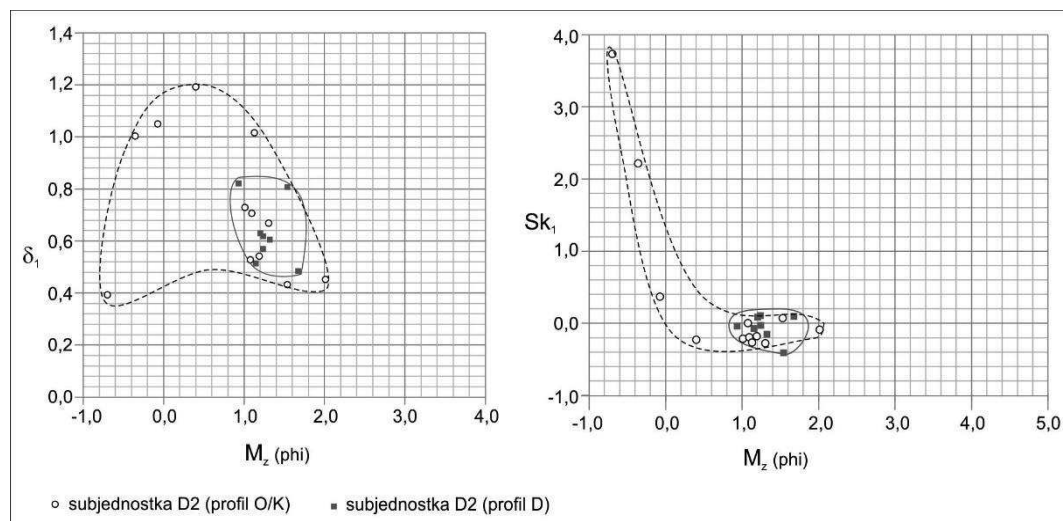
Subjednostkę D2 udokumentowano w profilach O/K (1,4 m miąższości) i D (3,5 m miąższości). Składają się na nią wyłącznie osady mineral-

ne, wyraźnie grubsze niż miało to miejsce w subjednostce D1, warstwowane przekątnie z niewielkim udziałem warstwowania horyzontalnego. Średnia średnica ziarna oscyluje od -0,701 do 2,01 phi w profilu O/K i 0,932 do 1,671 w profilu D, wskazując na dominację frakcji piasków gruboziarnistych i średnioziarnistych (rys. 2, 5). Wyszortowanie osadu w profilu O/K jest zróżnicowane od dobrego do słabego (0,393 do 1,191), podczas gdy



Rys. 4. Relacja średniej średnicy ziarna i wysortowania oraz średniej średnicy ziarna i skośności osadów subjednostki D1

Relationship between mean grain size and sorting degree and between mean grain size and skewness of deposits of the subunit D1



Rys. 5. Relacja średniej średnicy ziarna i wysortowania oraz średniej średnicy ziarna i skośności osadów subjednostki D2

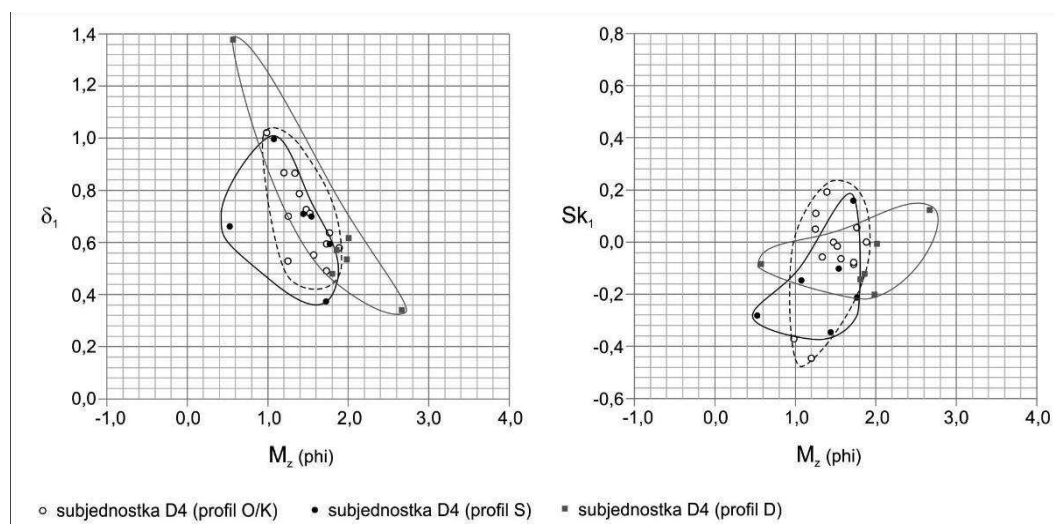
Relationship between mean grain size and sorting degree and between mean grain size and skewness of deposits of the subunit D2

w większości próbek z profilu D odznacza się wysortowaniem średnim (0,482 do 0,817). Skośność informuje o przewadze frakcji grubszej nad najczęściej występującą (rys. 5), mieszcząc się w granicach od -0,281 do 3,73, przy czym znaczne wartości dodatnie obserwowane są w spągu subjednostki D2 w profilu O/K. Wartości te w profilu D odznaczają się znacznie większą koncentracją w granicach od -0,4 do 0,101.

Subjednostka D3 w profilu O/K (rys. 2) oddzielona jest od subjednostki D2 powierzchnią erozyjną, a w strukturze osadów dominują warstwowania przekątne i horyzontalne. W profilu S analizowana subjednostka jest dobrze wykształcona i obejmuje 2,7 m osadów, odznaczających się małoskalowym warstwowaniem przekątnym, laminacją riplemarkową i horyzontalną. W osadach tych stwierdzono ślady obecności niewielkich sezonowych szczelin mrozowych. Wskaźniki uziarnienia osadu pokazują dominację frakcji piasku drobnoziarnistego z udziałem piasku bardzo drobnego (1,45 do 4,13 phi) (rys. 2), odznaczającego się wysortowaniem od dobrego do słabego (0,39 do 1,37). Wartości miary skośności, pomimo tego że mieszczą się w niezbyt szerokim przedziale (od -0,15 do 0,59), są względnie zróżnicowane. Zaznacza się wzbogacenie grubszej frakcji w ziarna większe od najczęściej występujących, a wskaźnik skośności dla drobniejszego materiału pokazuje

ponadprzeciętny udział frakcji o większych wartościach phi.

Kolejna subjednostka (D4) manifestuje się we wszystkich trzech profilach. Najbardziej rozbudowana jest w profilu O/K, gdzie osiąga miąższość 5,3 m, a w profilach D i S odpowiednio 2,3 m i 2 m. Kontakt osadów subjednostki D4 z materiałem podścielającym ma charakter erozyjny. W strukturze osadu dominuje warstwowanie przekątne rynnowe o średniej skali, przy niewielkim udziale warstwowania przekątnego tabularnego i laminacji riplemarkowej. Średnia średnica ziarna dla profilu O/K oscyluje od 0,985 do 1,886 phi, w profilu D od 0,572 do 2,666 phi, a w profilu S od 0,526 do 1,768 phi (rys. 2, 6) i wskazuje na dominujący udział frakcji piasku średnioziarnistego i gruboziarnistego. Osady odznaczają się średnim wysortowaniem, a tylko w pojedynczych próbkach w każdym z profili wysortowane są dobrze, co potwierdzają wartości wskaźnika δ_1 dla profili: O/K od 0,49 do 1,019, D od 0,336 do 1,378 oraz S od 0,373 do 1,378. Współczynnik skośności dla profilu O/K mieści się w granicach od -0,45 do 0,195, dla profilu D od -0,204 do 0,125, a dla profilu S od -0,348 do 0,162. Dla większości próbek ze wszystkich profili uzyskano ujemne wartości współczynnika skośności, wskazujące na zwiększony udział frakcji grubszej niż najczęściej występująca (rys. 6).

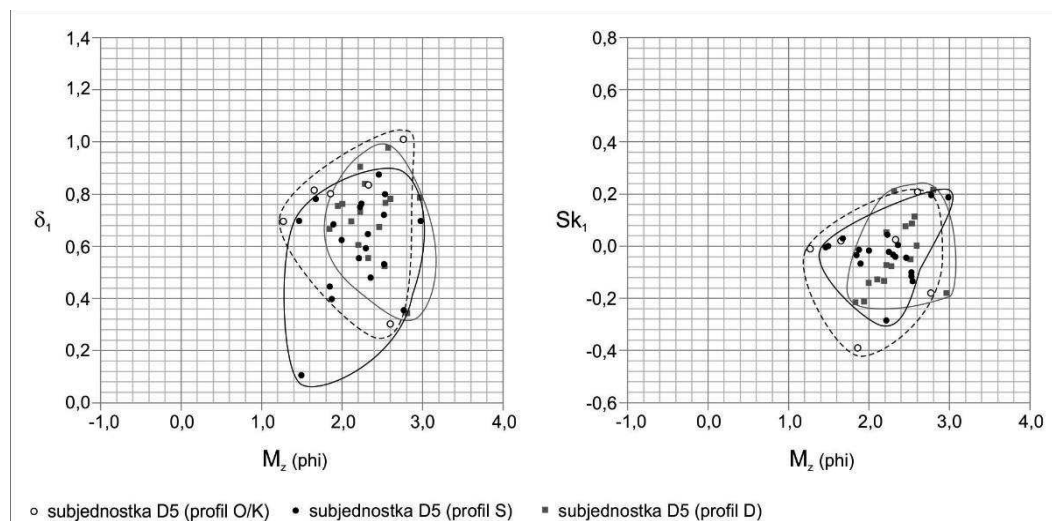


Rys. 6. Relacja średniej średnicy ziarna i wysortowania oraz średniej średnicy ziarna i skośności osadów subjednostki D4

Relationship between mean grain size and sorting degree and between mean grain size and skewness of deposits of the subunit D4

Subjednostka D5 odróżnia się znacząco od subjednostki leżącej niżej, składa się z drobniejszego osadu, w przeważającej mierze odznaczającego się laminacją riplemarkową, choć pojawiały się warstwowania przekątne o niewielkiej skali oraz laminacja horyzontalna czy smużysta. Subjednostka D5 reprezentowana jest we wszystkich profilach. Jej miąższość w profilu S osiąga 6,4 m, w profilu D 3,7 m, a najmniejsza jest w profilu O/K i wynosi 1,8 m (rys. 2). Średnia średnica ziarna dla osadów z profilu S oscyluje między 1,467 a 2,982 phi, w profilu D między 1,839 a 2,969 phi, a w profilu O/K wynosiła od 1,268 do 2,765 phi (rys. 2). W analizowanej subjednostce wyraźnie dominuje frakcja piasków drobnoziarnistych, chociaż udział piasków średnioziarnistych nie jest marginalny (rys. 7). Wyszortowanie

materiału jest dobre do średniego, na co wskazują wartości wskaźnika δ_1 mieszczące się w granicach od 0,106 do 0,876 w profilu S, od 0,343 do 0,977 w profilu D i od 0,302 do 1,013 w profilu O/K. Skośność oscyluje w granicach od -0,286 do 0,194 w profilu S, od -0,216 do 0,212 w profilu D i od -0,394 do 0,204 w profilu O/K. Rozkład wartości miary skośności jest niemalże symetryczny, z niewielką przewagą przypadków, w których dominuje frakcja grubsza nad najczęściej występującą. Cechy granulometryczne subjednostki D5 w trzech badanych profilach są wyjątkowo zbieżne, a diagramy zależności średniej średnicy ziarna do wysortowania i średniej średnicy ziarna do skośności pokazują, że zdecydowana większość próbek mieści się we wspólnej grupie (rys. 7).



Rys. 7. Relacja średniej średnicy ziarna i wysortowania oraz średniej średnicy ziarna i skośności osadów subjednostki D5

Relationship between mean grain size and sorting degree and between mean grain size and skewness of deposits of the subunit D5

W subjednostce D5 występują inwolucje o małej skali od kilku do kilkunastu centymetrów. Mają charakter pogrązków przybierających postać zbliżoną do struktur kropkowych. Deformacje powstały na granicy cienkich przewarstwień mułowo-piaszczystych i warstw piaszczystych. Obecne są również ślady niewielkich, sezonowych szczelin mrozowych.

Subjednostka D6 zachowała się jedynie w profilu D, gdzie osiąga miąższość 2,3 m (rys. 2). Osady jednostki warstwowane są przekątnie, przy czym skala struktur zmniejsza się ku stropowi, gdzie dominuje laminacja riplemarkowa i horyzontalna. Średnia średnica ziarna mieści się w granicach od 0,869 do 2,444 phi, a największa

zmiennosc frakcji obserwowana jest w jej dolnej części. Najczęściej jednak wartości tego wskaźnika oscylują wokół 1,5 phi. Piaski są średnio lub dobrze wysortowane (0,415–0,969), przy czym lepsze wysortowanie występuje w stropowej części jednostki. Skośność przyjmuje rozkład symetryczny, a wartości oscylują między -0,229 i 0,141 (rys. 2).

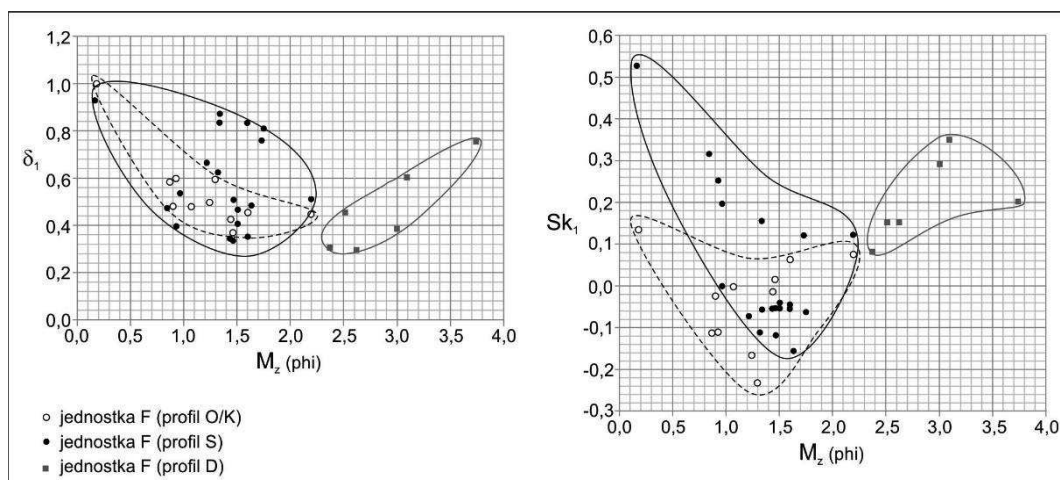
Kolejna jednostka w porządku stratygraficznym – jednostka E – reprezentowana jest przez serię organiczno-mineralną, obecną tylko w profilu D, gdzie ma miąższość 0,7 m. Seria ta odznacza się bardzo dużym rozprzestrzenieniem w terenie badań. Poddana była szczegółowym i wszechstronnym analizom (m.in. Dzieduszyńska i in. 2014)

i na podstawie kilkudziesięciu datowań radiowęglowych określono jej wiek (Dzieduszyńska, Twardy 2014). Jedno z datowań pochodziło ze stanowiska D, gdzie uzyskano wynik $10\,680 \pm 90$ ^{14}C BP (Lod 1396) (Petera-Zganiacz 2007).

W profilu O/K wydzielono jednostkę F, której osady wypełniają głębokie rozcięcia, warstwowane są przekątnie, a ich struktury mają dużą skalę. W spągu występują piaski średnioziarniste (M_z wynosi 1,7 phi), a ku stropowi przechodzą do piasków drobnoziarnistych (M_z równe 2,6 phi). Oznaczają się wysortowaniem średnim do dobrego i symetrycznym rozkładem skośności (rys. 2).

W górnej, dochodzącej do powierzchni terenu, części profili wydzielono jednostkę G. Ma ona odmienny charakter w profilach O/K i S, gdzie reprezentuje wypełnienia rozcięć erozyjnych, których powstanie skutkowało usunięciem subjednostki D6 i jednostki E oraz w profilu D, w którym jednostka G wykształcona jest w facji pozakorytovej. W osadach profili O/K oraz S dominują warstwowania przekątne o różnej skali, natomiast osady w profilu D laminowane są riplemarkowo lub horyzontalnie (rys. 2).

W profilu O/K średnia średnica ziarna w osadach jednostki G oscyluje od 0,181 do 2,197 phi, w profilu S od 0,165 do 2,197 phi, a w profilu D wartości tego wskaźnika mieszczą się między 2,38 a 3,75 phi (rys. 2, 8). Jednostkę wykształconą w facji korytovej reprezentują piaski średnio- i gruboziarniste, a nawet bardzo gruboziarniste dobrze lub średnio wysortowane (profil O/K od 0,343 do 0,998; profil S od 0,334 do 0,928). W profilu D jednostkę G tworzą piaski drobnoziarniste o wskaźniku wysortowania mieszczącym się zakresie tych samych stopni wysortowania jak w przypadku profili O/K oraz S, jednak w tym przypadku wartości od 0,29 do 0,75 wskazują na lepsze wysortowanie. Zróżnicowanie dostrzega się również w skośności, większość próbek z profili O/K i S, pomimo wyników w granicach od -0,233 do 0,133 w profilu O/K i od -0,158 do 0,526 w profilu S, odznacza się skośnością ujemną. W profilu D skośność we wszystkich przypadkach jest dodatnia (od 0,08 do 0,35).



Rys. 8. Relacja średniej średnicy ziarna i wysortowania oraz średniej średnicy ziarna i skośności osadów jednostki F

Relationship between mean grain size and sorting degree and between mean grain size and skewness of deposits of the unit F

Interpretacja wyników i dyskusja

Przeprowadzona analiza cech granulometrycznych osadów doliny Warty w wybranych profilach dostarcza szczegółowych danych, na podstawie których możliwe jest interpretowanie warunków panujących podczas ich depozycji. W pierwszej kolejności należy jednak dokonać

przyporządkowania stratygraficznego analizowanych osadów. W badanym terenie sytuacja geologiczna jest dobrze rozpoznana, a wieloletnie badania prowadzone w odkrywkach PAK KWB „Adamów” dostarczyły dużą ilość danych pozwalających na względnie łatwą korelację nowych profili z już wcześniej udokumentowanymi.

Najstarsza z analizowanych jednostek (A) deponowana była najprawdopodobniej w środowisku fluwialnym. W profilu O/K udokumento-

wano wprowadzić tylko stropową część tej serii osadowej, ale jednostkę A można wiązać z mięszszą serią piaszczystą podścielającą glinę warciańską udokumentowaną w odkrywce Koźmin-Północ. Powstała ona prawdopodobnie w warunkach zimnego klimatu w schyłkowej fazie interglacjału mazowieckiego lub w czasie zlodowacenia liwca jako mięszsza, nawet na 20 m, seria rzeczna akumulowana w środowisku sedymentacyjnym piaszkodennej rzeki roztokowej (Czarnik 1972; Trzmiel 1996; Czubla i in. 2010, 2013).

Jednostkę A przykrywa cienka warstwa gliny zwałowej jednostki B. Rzędna spągu gliny nawiązuje do spągu gliny warciańskiej dolnej udokumentowanej w sąsiedniej odkrywce PAK KWB „Adamów” (Czubla i in. 2010, 2013). Glinę pokrywa rezydium żwirowo-piaszczyste przypisane do jednostki C, rejestrowane w miejscach, gdzie glina warciańska odznacza się zredukowaną miąższością lub nie występuje wcale. Okres kształtowania tej jednostki przypadł na schyłek zlodowaceń środkowopolskich (Trzmiel 1996; Petera 2002; Czubla i in. 2010).

W vistulianie akumulowana była najbardziej rozbudowana z analizowanych jednostek depozycyjnych – jednostka D. W dolinie Warty osady tego wieku stanowią ciągłą i mięszszą serię osiadającą nawet 20 m. Wynik datowania radiowęglowego ($31\,320 \pm 1050$ ^{14}C BP) pozwala zakładać, że początek akumulacji jednostki D miał miejsce w środkowym plenivistulianie. Zaznaczyć jednak trzeba, że rozważana sytuacja udokumentowana została w pobliżu osi doliny, podczas gdy w części dystalnej osady tego wieku odznaczają się mniejszą miąższością oraz obecnością kilku, dobrze wyrażonych i ciągłych poziomów organicznych (Klatowa i in. 1996; Petera 2002; Petera-Zganiacz 2007).

Wydzielenie subjednostek depozycyjnych w obrębie jednostki D opiera się na założeniu, że odznaczają się one podobieństwem pod względem uziarnienia osadów, a zmienność pionowa w poszczególnych profilach wyraża powszechność tego zjawiska w osiowej części doliny. Na przykład podobieństwo cech granulometrycznych oraz obecność przewarstwień organicznych w subjednostce D1 na podobnym poziomie w profilach D i S daje dobre podstawy do ich korelowania, a bazując przede wszystkim na właściwościach uziarnienia, najlepiej korelują się osady subjednostek D4 i D5 obecne we wszystkich trzech profilach.

Zestawienie średniej średnicy ziarna i skośności dla całej populacji próbek z jednostki D (rys. 3), wskazuje, że znaczna większość przeba-

danego materiału zawiera się w przedziale pola rozkładu osadów deponowanych w przejściowych warunkach reżimu przepływu (Szymańda 2011). Jednakże osady w profilu O/K deponowane w przejściowych warunkach reżimu przepływu w 79% przebadanych próbek posiadają cechy wykazujące na tendencję do górnego reżimu przepływu, a 12% do dolnego. Proporcje te układają się inaczej w profilach D i S – na przykład w profilu S 50% próbek wykazało cechy z tendencją do dolnego reżimu przepływu, a 41% populacji próbek do górnego. Diagram zależności średniej średnicy ziarna i wysortowania (rys. 3) ukazuje mało wyraziście układ 2b, odzwierciedlający pogorszenie wysortowania wraz ze zmniejszaniem się średniej średnicy ziarna w osadach bruku korytowego, następnie układ 1a, w którym widoczne jest polepszenie wysortowania wraz ze zmniejszeniem średniej średnicy ziarna właściwe dla osadów korytowych oraz układ 2a typowy dla osadów, których wysortowanie pogarsza się wraz ze zmniejszeniem frakcji akumulowanych w subsrodowisku pozakorytowym.

Z diagramu zależności wysortowania i średniej średnicy ziarna w subjednostce D1 (rys. 4) wynika, że większość próbek z profili D i O/K oraz mniejsza część z profilu S, nawiązując do układu 2a, wykazuje tendencje do pogorszenia wysortowania względem zmniejszania się średniej średnicy ziarna (wg Mycielskiej-Dowgiałło 1995 oraz Szymańdy 2011). W profilu S zaznacza się grupa próbek o bardzo zbliżonych wartościach średniej średnicy ziarna i różnym wysortowaniu. Z diagramu zależności skośności i średniej średnicy ziarna (rys. 4) wynika, że próbki głównie zawierają się w grupie właściwej dla przejściowych warunków reżimu przepływu, choć pojedyncze próbki z profili S i D odznaczające się najdrobniejszą frakcją wykazują cechy typowe dla dolnego reżimu przepływu. Depozycja subjednostki D1 zachodziła w warunkach równi zalewowej w zmiennych warunkach hydrodynamicznych, zdarzały się bowiem okresy spokojnej akumulacji głównie z zawiesiny, kiedy prędkość depozycyjna wynosiła kilka cm/s oraz krótkotrwałe okresy wzmożonej dynamiki środowiska, w których była rzędu 10 cm/s (Koster 1978; Szymańda 2011).

Na diagramie zależności wysortowania i średniej średnicy ziarna osadów subjednostki D2 w profilu O/K wyraźnie zaznaczają się dwa układy 2b oraz 1a (wg Mycielskiej-Dowgiałło 1995 oraz Szymańdy 2011), wyniki dla profilu D nawiązują do układu 1a (rys. 5). Układ 2b wyraża pogorszenie wysortowania przy jednoczesnym

zmniejszeniu średniej średnicy ziarna i świadczy o transporcie trakcyjnym lub saltacyjnym, odzwierciedlającym akumulację bruku korytowego. Depozycja następowała przy prędkości przekraczającej 25 cm/s (Koster 1978; Szmańda 2011). Układ 1a ukazuje polepszanie się wysortowania wraz ze zmniejszeniem frakcji oraz informuje o transporcie saltacyjnym i depozycji w korycie rzeczonym przy prędkości między 25 a 10 cm/s (Mycielska-Dowgiałło 1995; Szmańda 2011). Na znaczną dynamikę środowiska depozycyjnego, mieszczącą się w zakresie górnego reżimu przepływu, wskazują także dane z diagram zależności skośności i średniej średnicy ziarna (rys. 5).

Subjednostka D3 cechuje się depozycją osadu w warunkach dolnego reżimu przepływu. Wysortowanie osadów ulega pogorszeniu wraz z jego drobnieniem (rys. 2), co sugeruje, że transport deponowanego materiału odbywał się w sposób saltacyjny z udziałem transportu w zawieszynie.

Diagram zależności wysortowania i średniej średnicy ziarna dla subjednostki D4 pokazuje polepszanie się wysortowania wraz ze zmniejszeniem średniej średnicy ziarna, nawiązując do układu 1a (rys. 6), a rozkład wartości na diagramie relacji skośności i średniej średnicy ziarna jest typowy dla przejściowych warunków reżimu przepływu z tendencją do górnego reżimu (rys. 6). Materiał ten podlegał transportowi na drodze saltacji, akumulowany był w subsrodowisku korytowym przy prędkości depozycyjnej mieszczącej się w zakresie od 25 do 10 cm/s (Mycielska-Dowgiałło 1995; Szmańda 2011).

Osady subjednostki D5 odznaczają się największym podobieństwem pod względem cech granulometrycznych we wszystkich trzech profilach (rys. 7). Świadczy to o jednorodnych warunkach sedymentacyjnych panujących w dolinie. Dodać należy, że wartości poszczególnych wskaźników są skupione w niewielkiej, zwartej grupie. Z diagramu relacji skośności i średniej średnicy ziarna wynika, że osady zawierają się w przedziale właściwym dla przejściowych warunków reżimu przepływu, zarówno z tendencją do górnego, jak i dolnego reżimu. Na diagramie relacji wysortowania i średniej średnicy ziarna można zauważyć, że w osadach zaznacza się pogorszenie wysortowania przy równoczesnym zmniejszeniu średniej średnicy ziarna (rys. 7), ale jednocześnie możliwe jest wyodrębnienie populacji próbek, które wykazują tendencję odwrotną. Oznaczałoby to nakładanie się układu 1a na układ 2a. Wykształcenie układu 1a może wynikać z akumulacji drobnych, dobrze wysortowanych piasków przy nieznacznie większej prędkości

depozycyjnej oraz piasków gorzej wysortowanych przy mniejszej prędkości. Można zakładać, że prędkość depozycyjna oscylowała wokół wartości 10 cm/s, a sposób transportu deponowanego materiału zmieniał się od wyłącznie saltacyjnego do saltacyjnego z udziałem transportu w zawieszynie (Koster 1978; Szmańda 2011).

Biorąc pod uwagę wyniki datowań radiowęglowych, należy stwierdzić, że jednostka D kształtowała się w okresie od nieco przed 31 320±1050 ¹⁴C BP do około 10 680±90 ¹⁴C BP, a więc od schyłku środkowego plenivistulianu po późny vistulian. Warunki depozycji w tym czasie ulegały zmianie – następowały okresy zwiększenia dynamiki środowiska fluwialnego i uspokojenia, kiedy akumulacja zachodziła nawet z zawiesziny. Należy zauważyć, że omawiana jednostka odznacza się znacznym rozprzestrzenieniem, a poszczególne subjednostki dają się dość wyraźnie wyodrębnić. W okresie formowania jednostki D, przy założeniu, że istnieje w niej zapis całego okresu zamkniętego podanymi wyżej datami radiowęglowymi, panowały początkowo warunki dość surowego klimatu, od maksimum chłodu w apogeum ostatniego zlodowacenia, po stopniowe, choć nierównomierne ocieplania klimatu w późnym vistulianie. Następowaly wtedy istotne zmiany w dolinach rzecznych, polegające na przejściu od systemów o mniejszej sile transportowej (np.: Krzemiński 1965; Rotnicki 1987; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Harasimiuk 1991; Superson 1996), wyrażonej w wielu przypadkach wykształceniem meandrowych (np.: Superson 1996; Goździk 1999) lub wielokorytowych układów koryt (van Huissteden 1990; Kasse i in. 1995a; Kasse 1998) do systemów o znacznie większych kompetencjach transportowych związanych z funkcjonowaniem powszechnie rzek roztokowych (np.: Rotnicki 1987; Turkowska 1988; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Kamiński 1993; Harasimiuk 1991; Goździk 1999; Petera 2002; Wachecka-Kotkowska 2004; Forysiak 2005). Kolejnym etapem było zmniejszanie siły transportowej rzek i niesynchroniczne przechodzenie do układów wielkomeandrowych (np. Turkowska 1988; Rotnicki, Młynarczyk 1989; Kozarski 1991; Starkel 1991; Kalicki 1993; Kamiński 1993; Kasse i in. 1995b; Koboжек 2000) lub wielokorytowych (np. Superson 1996).

W analizowanych profilach cechy uziarnienia osadów jednostki D pokazują kilkakrotne, cykliczne zmiany dynamiki środowiska depozycyjnego od względnie wysokoenergetycznych warunków typowych dla koryt rzek roztokowych po mniej energetyczne warunki przejściowe (Zie-

liński, Goździk 2001). Rzeki pozostające w stanie przejściowym deponują osady drobniejsze, o cechach uziarnienia podobnych do osadów facji pozakorytowej.

Istotna zmiana warunków depozycyjnych nastąpiła na granicy jednostki D i zalegających wyżej jednostek E, F i G. Przejście od jednostki D do mineralno-organicznej jednostki E miało charakter akumulacyjny, natomiast kontakt jednostki D z F i G ma charakter erozyjny, wyrażony głębokimi rozcięciami. Jednostka G reprezentowana jest w profilach O/K i S oraz D przez osady wykształcone w odmiennych warunkach hydrodynamicznych. Diagram relacji wysortowania i średniej średnicy ziarna pokazuje, że wysortowanie osadów w profilach O/K i S polepsza się, przy równoczesnym zmniejszaniu się średniej średnicy ziarna (układ 1a), ale dla części próbek relacje wskaźników sugerują tendencje do tworzenia układu 2a, poprzez nieznaczne pogorszenie wysortowania w stosunku do zmniejszenia średniej średnicy ziarna (rys. 8). Prędkość depozycyjna dla tych osadów oscyluje w granicach 25–10 cm/s, a sposób transportu akumulowanego materiału był przede wszystkim saltacyjny z udziałem transportu w zawieszynie gradacyjnej (Szymańda 2011). W typowym układzie 2a grupują się próbki pochodzące z profilu D, które nie tworzą części wspólnej z populacją próbek z pozostałych dwóch profili. Transport odbywał się na drodze saltacji i w zawieszynie, a osady deponowane były w środowisku odznaczającym się mniejszą dynamiką przy prędkości depozycyjnej mieszczącej się w granicach między 5 a 10 cm/s (Koster 1978; Szymańda 2011). Z diagramu zależności skośności i średniej średnicy ziarna wynika, że w większości przypadków osady zawierają się w przedziale właściwym dla przejściowych warunków reżimu przepływu, przy czym w odniesieniu do profili O/K i S zaznacza się tendencja do górnego reżimu (rys. 8). Odmienne cechy uziarnienia jednostki G w poszczególnych profilach, są wyrazem akumulacji w różnych subsrodowiskach depozycyjnych. W profilach O/K i S występowało subsrodowisko korytowe z zapisem wypełniania koryt i zmniejszeniem dynamiki przepływu, a osady profilu D akumulowane były w subsrodowisku równi zalewowej. Analogiczne cechy uziarnienia osadów, tożsamych z wydzieloną w niniejszej pracy jednostką G, uzyskano w efekcie wcześniejszych badań (Twardy 2014; Petera-Zganiacz i in. 2015).

Osady jednostki depozycyjnej G akumulowane były po około $10\ 680 \pm 90$ ^{14}C BP. Główny etap formowania jednostki przypadał na wczesną

część młodszego dryasu, chociaż w sytuacjach, w których była reprezentowana przez fację korytową mogły nakładać się procesy zachodzące także w holocenie, nie wykluczając młodszego holocenu (Forysiak 2005; Petera-Zganiacz i in. 2015, w druku). W młodszym dryasie zaznaczyło się zwiększenie dynamiki procesów fluwialnych (np. Turkowska 1995; Starkel 2000; Kaiser i in. 2012) skutkujące w wielu przypadkach powrotem do roztokowania (np.: Turkowska 1988; Kalicki 1991; Gębica 1995; Kasse i in. 1995b), a niekiedy tworzeniem się systemów wielokorytowych (Kalicki 1991; Forysiak 2005) jak miało to miejsce w badanym odcinku doliny Warty (Turkowska i in. 2000; Forysiak 2005; Petera-Zganiacz i in. 2015).

Wnioski

Przeprowadzone badania pozwalają na sformułowanie następujących wniosków:

1. Zróznicowanie cech uziarnienia osadów wykazało, że wydzielenie jednostek i subjednostek depozycyjnych było uzasadnione, a skorelowanie ich między badanymi profilami dało podstawy do stwierdzenia, że odrębność poszczególnych jednostek wyraża zmiany zachodzące w środowisku depozycyjnym w kolejnych etapach akumulacji aluwiów, a nie zmiany subsrodowisk sedymentacyjnych w przestrzeni.

2. Najniższe z wydzielonych jednostek depozycyjnych (A, B i C) obejmują osady podłoża serii vistuliańskich, powiązane z kompleksem środkowopolskim. Zdefiniowanie pozycji stratygraficznej tych osadów pozwoliło na pewne wyznaczenie spągu osadów vistuliańskich, który znajduje się na rzędnej 80,2 m n.p.m. udokumentowanej w południowej części terenu badań profilu D i 79,5 m n.p.m. w zlokalizowanym niespełna 1,5 km na północny wschód profilu O/K.

3. W badanych profilach położonych w osiowej części doliny Warty osady vistuliańskie niemal całkowicie pozbawione są materii organicznej. Niewielki jej udział zaznacza się w spągu (subjednostka D1) i wyraźnie większy w górnej części profilu (jednostka E). Bezwzględna dominacja osadów mineralnych jest wyrazem surowych warunków środowiskowych, jakie panowały przez większość czasu depozycji osadów, który należy wiązać ze schyłkiem środkowego plenivistulianu i górnym plenivistulianem.

4. Depozycja vistuliańskich osadów fluwialnych ujętych w jednostkę D zachodziła w przejściowych warunkach reżimu przepływu,

ale w kolejnych subjednostkach, przynajmniej w trzech powtarzających się cyklach, zaznaczała się naprzemiennie tendencja do górnego i dolnego reżimu. Wskazuje to na zróżnicowane w czasie hydrodynamiczne warunki akumulacji osadów. Zintensyfikowanie procesów fluwialnych wyrażone było depozycją grubszych i lepiej wysortowanych osadów odkładanych w subsródownisku korytowym, natomiast zmniejszenie ich intensywności wyrażało się przepływami o małej dynamice z silną tendencją do agradacji w warunkach bardzo płytkiego koryta. W takiej sytuacji właściwości uziarnienia osadów zbliżone były do cech osadów powodziowych.

5. Najmłodszy etap depozycji osadów vistuliańskich w dolinie Warty wyrażony jest akumulacją najbardziej zróżnicowanego frakcyjnie materiału odkładanego na równi zalewowej i w trwałych, wyraźnie wyodrębniających się korytach, formujących układ wielokorytowy podczas młodszego dryasu.

6. Dobrze poznany podczas wcześniejszych badań obraz formowania aluwii w dystalnej części doliny Warty uzupełniony został o nowe dane, które pozwoliły na rekonstrukcję warunków depozycji osadów w proksymalnej, bardzo szerokiej w Kotlinie Kolskiej, części doliny.

Podziękowania

Autorzy składają podziękowania recenzentkom: dr hab. Elżbiecie Kobjek prof. UŁ oraz dr hab. Lucynie Wacheckiej-Kotkowskiej oraz redakcji czasopiśma za cenne uwagi do tekstu.

Literatura

- Brodzikowski K. 1992. Rola i zakres sedymentologicznych badań litofacjalnych w geologii i geomorfologii glacialnej. W: K. Brodzikowski, T. Zieliński, B. Gruszka (red.) *Problemy sedymentacji glacialimnicznej*. Materiały letniej szkoły sedymentologicznej. Murzynowo wrzesień 1992: 7-56.
- Czarnik J. 1972. Paleogeografia okolic Turka w górnym trzeciorzędzie i plejstocenie. *Studia Geologica Polonica* 40: 1-165.
- Czubla P., Forysiak J., Petera-Zganiacz J. 2010. Lithologic and petrographic features of tills in the Koźmin region and their value for stratigraphical interpretation of the deposits of the Koźmin glacial lake, central Poland. *Geologija* 52(1-4): 1-8.
- Czubla P., Forysiak J., Petera-Zganiacz J., Grajoszek M., Wiśniewska M. 2013. Charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów czwartorzędowych w dolinie Warty (stanowisko Koźmin-Północ). *Przegląd Geologiczny* 61(2): 120-126.
- Dzieduszyńska D., Twardy J. 2014. Ogólna charakterystyka stanowiska Koźmin Las. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 11-21.
- Dzieduszyńska D.A., Kittel P., Petera-Zganiacz J., Brooks S.J., Korzeń K., Krąpiec M., Pawłowski D., Płaza D.K., Płóciennik M., Stachowicz-Rybka R., Twardy J. 2014. Environmental influence on forest development and decline in the Warta River valley (Central Poland) during the Late Weichselian. *Quaternary International* 324: 99-114.
- Folk R.L., Ward W.C. 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Forysiak J. 2005. Rozwój doliny Warty między Burzeninem a Dobrowem po zlodowaczeniu warty. *Acta Geographica Lodziensia* 90: 1-116.
- Gębica P. 1995. Ewolucja doliny Wisły pomiędzy Nowym Brzeskiem a Opatowcem w vistulianie i holocenie. *Dokumentacja Geograficzna PAN* 2: 1-91.
- Gilewska S. 1991. Współczesne środowisko przyrodnicze. Rzeźba. W: L. Starkel (red.) *Geografia Polski. Środowisko przyrodnicze*. Wyd. Nauk. PWN, Warszawa: 248-296.
- Goździk J.S. 1995. Wpływ procesów eolicznych na genezę górnoplenivistuliańskich aluwii w Środkowej Polsce. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica* 20: 99-108.
- Goździk J.S. 1999. Sediments of periglacial environment from Pleistocene deposits in the Bełchatów opencast mine. Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future”, Łódź 27-30 September 1999, Exc. III: 75-82.
- Goździk J.S., Zieliński T. 1999. Plenivistulian and Late Vistulian sediments of the Struga Żłobnicka series – a characteristic example of valley infill in central Poland. Łódź Periglacial Symposium „Periglacial Environments: Past, Present and Future”, Łódź 27-30 September 1999, Exc. III: 82-84.
- Harasimiuk M. 1991. Vistulian glacial cycle of the fluvial processes development in the valley of the middle Wieprz River (SE Poland). *Annales UMCS* 46: 81-109.
- Kaiser K., Lorenz S., Germer S., Juschus O., Küster M., Libra J., Bens O., Hütti R.F. 2012. Late Quaternary evolution of rivers, lakes and peatlands in northeast Germany reflecting past climates and human impact – an overview. *E&G Quaternary Science Journal* 61: 103-132.
- Kalicki T. 1991. The evolution of the Vistula river valley between Cracow and Niepołomice in

- Late Vistulian and Holocene times. *Geographical Studies, Special Issue* 6: 11-37.
- Kalicki T. 1993. Studia nad późnoglacialną i holoceni- ską ewolucją wybranych dolin rzecznych na Białorusi. *Folia Geographica Ser. Geogr.- Phys.* 24/25: 73-84.
- Kamiński J. 1993. Późnoplejstoceni- ska i holoceni- ska transformacja doliny Moszczenicy. *Acta Geographica Lodziensia* 64: 1-104.
- Kasse C. 1998. Depositional model for cold – climate tundra rivers. W: G. Benito, V.R. Baker, K.J. Gregory (red.) *Paleohydrology and Environmental Change*. Willey and Sons, Chichester: 83-97.
- Kasse C., Bohncke S.J.P., Vandenberghe J. 1995a. Fluvial periglacial environments, Climate and vegetation during the Middle Weichselian in the northern Netherlands with special Reference to the Hengelo Interstadial. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 52: 387-414.
- Kasse C., Vandenberghe J., Bohncke S.J.P. 1995b. Climatic change and fluvial dynamics of the Maas during the late Weichselian and early Holocene. *Palaoklimaforschung/Palaeoclimate Research* 14: 123-150.
- Klatkova H., Załoba M., Forsyjak J. 1996. Nowy profil osadów plejstoceni- skich i holoceni- skich w środkowej Polsce. III Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski“, Wigry: 17.
- Kobojek E. 2000. Morfogenez a doliny Rawki. *Acta Geographica Lodziensia* 77: 1-157.
- Koster E.H. 1978. Transverse rib; their characteristics, origin and paleohydrologic significance. W: A.D. Miall (red.) *Fluvial sedimentology*. Can. Soc. Petrol. Mem. 5: 161-186.
- Kozarski S. 1983. River channel changes in the middle reach of the Warta Valley, Great Poland Lowland. *Quaternary Studies in Poland* 4: 159-169.
- Kozarski S. 1991. Warta – a case of a lowland river. W: L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thornes (red.) *Temperate paleohydrology*. Wiley and Sons, Chichester: 189-215.
- Krzemiński T. 1965. Przełom doliny Warty przez Wyżynę Wieluńską. *Acta Geographica Lodziensia* 21: 1-95.
- Krzyszowski D. 1990. Middle and Late Weichselian stratigraphy and palaeoenvironments in central Poland. *Boreas* 19: 333-350.
- Lisek M. 2017. Interpretacja sedymentologiczna osadów doliny Warty w okolicach Koźmina. Maszynopis pracy magisterskiej, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii WNG UŁ.
- Manikowska B. 1996. Dwucykliczność ewolucji środowiska peryglacialnego w Polsce Środkowej podczas Vistulianu. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373: 97-106.
- Marks L., Ber A., Gogołek W., Piotrowska K. (red.) 2006. Mapa geologiczna Polski 1:500 000. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego: 220-235.
- Mycielska-Dowgiałło E., Ludwikowska-Kędzia M. 2011. Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos* 17(4): 189-203.
- Pazdur M., Stankowski W., Tobolski K. 1980. Litol- ogiczna i stratygraficzna charakterystyka profilu z kopalnymi utworami organogenicznymi w Malińcu koło Konina. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią* 33: 79-88.
- Petera J. 2002. Vistuliańskie osady dolinne w basenie uniejowskim i ich wymowa paleogeograficz- na. *Acta Geographica Lodziensia* 83: 1-174.
- Petera-Zganiacz J. 2007. Osady rzeki plenivistuliań- skiej w Koźminie. *Acta Geographica Lodziensia* 93: 43-56.
- Petera-Zganiacz J., Dzieduszyńska D.A., Twardy J., Pawłowski D., Płóciennik M., Lutyńska M., Kittel P. 2015. Younger Dryas flood events: A case study from the middle Warta River valley (Central Poland). *Quaternary International* 386: 55-69.
- Petera-Zganiacz J., Piotrowska M., Twardy J., Dzied- uszyńska D., Okupny D., Forsyjak J., Rzepec- ki S. w druku. Environmental conditions as a key factor in the functioning of wells at a settlement from the Roman period of the Iron Age. *Quaternary International* <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.046>
- PN-R-04032 1998. Gleby i utwory mineralne – po- bieranie próbek i oznaczanie składu granul- ometrycznego. PKN.
- Rotnicki K. 1987. Main phases of erosion and accu- mulation in the Proсна Valley in the last glacial – interglacial cycle. *Geographia Polonica* 53: 53-65.
- Rotnicki K., Młynarczyk Z. 1989. Późnovistuliańskie i holoceni- skie formy i osady korytowe środko- wej Proсны i ich paleohydrologiczna interpre- tacja. Wyd. Nauk. UAM, Seria Geografia 43: 1-76.
- Rutkowski J. 1995. O opróbowaniu i reprezentatyw- ności wyników w badaniach litologicznych. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badania osadów czwartorzędowych*. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego: 9-29.
- Stankowski W., Krzyszowski D. 1991. Stratygrafia czwartorzędu okolic Konina. W: W. Stankow- ski (red.) *Przemiany środowiska geograficz- nego obszaru Konin–Turek*. Instytut Badań Czwartorzędu UAM, Poznań: 11-31.
- Starkel L. 1991. The Vistula River Valley: a case study for Central Europe. W: L. Starkel, K.J. Gregory, J.B. Thorne (red.) *Temperate paleo-*

- hydrology*. Wiley and Sons, Chichester: 171-188.
- Starkel L. 2000. Chronology of phases of various fluvial activity, of erosion and deposition in the Vistula catchment during the Late Quaternary. *Geochronometria* 19: 53-58.
- Superson J. 1996. Funkcjonowanie systemu fluwialnego wyżynnej części dorzecza Wieprza w zlodowaceniu wisły. Wyd. UMCS, Wydział Biologii i Nauk o Ziemi. Rozprawy habilitacyjne 53: 1-280.
- Szmańda J.B. 2011. Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwiiów pozakorytowych. *Landform Analysis* 18: 1-9.
- Trzmiel B. 1996. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej w skali 1:50 000, ark. Turek (550). *PIG*, Warszawa: 1-47.
- Turkowska K. 1988. Rozwój dolin rzecznych na Wyżynie Łódzkiej w późnym czwartorzędzie. *Acta Geographica Lodziensia* 57: 1-157.
- Turkowska K. 1990. Main fluvial episodes in the Ner Valley in the last 22 000 years; a detail study in Lublinek near Łódź, Central Poland. *Quaternary Studies in Poland* 9: 85-99.
- Turkowska K. 1995. Recognition of valleys evolution during the Pleistocene-Holocene transition in non-glaciated regions of Polish Lowlands. *Biuletyn Peryglacjalny* 34: 209-227.
- Turkowska K. 1997. Stan wiedzy na temat rozwoju dolin ekstraglacialnych na Niżu Polskim w okresie przejściowym plejstocen–holocen. *Acta Universitatis Lodziensis, Folia Geographica Physica* 1: 67-87.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Wyd. UŁ, Łódź: 1-238.
- Turkowska K., Petera J., Forsyś J., Miotk-Szpi-ganowicz G. 2000. Morfogenezę powierzchni Kotliny Kolskiej w okolicach Koźmina. *Acta Geographica Lodziensia* 78: 98-134.
- Twardy J. 2014. Litologiczna charakterystyka osadów w stanowisku Koźmin Las i ich interpretacja paleogeograficzna. *Acta Geographica Lodziensia* 102: 23-38.
- van Huissteden J. 1990. Tundra rivers of the last glacial: sedimentation and geomorphological processes during the Middle Pleniglacial in Twente, eastern Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 44(3): 1-138.
- Wachecka-Kotkowska L. 2004. Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne. *Acta Geographica Lodziensia* 86: 1-161.
- Zieliński T., Goździk J. 2001. Palaeoenvironmental interpretation of a Pleistocene alluvial succession in central Poland: sedimentary facies analysis as a tool for palaeoclimatic inferences. *Boreas* 30: 240-253.

Summary

The features of fluvial deposits, which were accumulated during the Vistulian, are very well recognized in many river valleys of the Polish Lowlands. The studies were usually carried out in open pits located on river terraces and were met with obvious technical restrictions. The presented studies were conducted due to the possibility of analysing fluvial deposits of a big lowland river close (500 m) to the axis of the valley. That exceptional condition occurred in the open pits Koźmin North (Kwiatków) and Koźmin (South) of the „Adamów” Lignite Mine.

The study area was located in the southwestern part of the Koło Basin, where the main geomorphological element is the Warta River valley. In the valley, a wide lower terrace dominates, divided into isolated patches by numerous streams, mostly dry nowadays. The analysis was conducted in the open pits located on the lower terrace. Two of the selected profiles (O/K and S) were studied in the Koźmin North (Kwiatków) open pit and one (D) in the Koźmin (South) open pit. The aim of the investigations was the recognition of selected textural features of deposits, and establishing the phases of deposition and hydrodynamic conditions during the accumulation on the base of grain size analysis and Folk and Ward coefficients.

In the studied profiles, seven depositional units have been distinguished (A, B, C, D, E, F and G). The thickest unit D was divided into seven subunits. The basis of the division was grain size composition and basic structural features. Units A, B and C were deposited during the Middle Polish Complex and represent the background of the unit D – the lowest Vistulian unit – documented in the analysed profiles.

Unit D developed during the period from the end of the Middle Plenivistulian to the Late Vistulian, which was identified on the basis of radiocarbon datings obtained from organic-rich layers occurring in subunit D1 (31 320±1050 ¹⁴C BP) and unit E (10 680±90 ¹⁴C BP) which covers unit D. Subunits D0, D2 and D4 mainly consist of medium sand, well or medium sorted with negative skewness. The dependency diagrams of the mean grain size and sorting degree as well as dependency diagrams of the mean grain size and skewness allow to conclude that accumulation took place under transitional energy flow regime with tendencies towards the high regime. The grains were transported in saltation and settlement velocities range from 25 to 10

cm/s. Subunits D1, D3 and D5 are dominated by fine sand usually well or medium sorted with positive skewness in most cases, but in the subunit D5 negative skewness predominates. The deposition of that subunit took place under transitional energy flow regime, but with slight tendencies towards the low regime. The movement of grains took place in saltation and suspension, the settlement velocity value was about 10 cm/s. Subunit D6 joins the features of both groups of subunits.

The deposition of unit D was characterized by cyclic, but rather mild transitions from rather high energetic to the low energetic conditions. The changes were probably common in the axis part of the Warta River valley and they reflected the tendencies in the valley development during the part of Vistulian.

Unit F is probably an element of transition towards the development of unit G, which was

accumulated through the Younger Dryas and Holocene in two clearly distinguishing facies: channel and overbank, with high content of organic matter, but only in Holocene channels fillings. Channel deposits have had a flow energy regime typical for transitional with tendencies toward high flow regime grain size parameters: medium to coarse sand, well or medium sorting degree and negative skewness. Overbank deposits consist of fine sands, medium and well sorted with positive skewness. The flow energy regime was transitional with tendencies to low regime.

The features of the studied deposits of unit D reflect changes of the sedimentary environment from typical braided river to transitional river in at least three cycles, while the character of the deposits documented in unit G indicates development of deposits in stable channels and clearly defined floodplain.

RECENZENCI

Piotr Czubla	Uniwersytet Łódzki
Stanisław Fedorowicz	Uniwersytet Gdański
Wacław Florek	Akademia Pomorska
Maria Górską-Zabielska	Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego
Zdzisław Jary	Uniwersytet Wrocławski
Tomasz Kalicki	Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego
Tomasz Karasiewicz	Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Elżbieta Kobjek	Uniwersytet Łódzki
Kazimierz Krzemień	Uniwersytet Jagielloński
Józef Kukulak	Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN
Adam Łajczak	Uniwersytet Pedagogiczny im. KEN
Marek Majewski	Akademia Pomorska
Michał Makos	Uniwersytet Warszawski
Małgorzata Malkiewicz	Uniwersytet Wrocławski
Anna Michno	Uniwersytet Jagielloński
Piotr Migoń	Uniwersytet Wrocławski
Krystyna Milecka	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Przemysław Mroczek	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Milena Obremska	Instytut Nauk Geologicznych PAN
Joanna Petera-Zganiacz	Uniwersytet Łódzki
Irena Pidek	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Małgorzata Pisarska-Jamroży	Uniwersytet im. Adama Mickiewicza
Ewa Smolska	Uniwersytet Warszawski
Lucyna Wachecka-Kotkowska	Uniwersytet Łódzki
Adam Walanus	Akademia Górniczo-Hutnicza
Piotr Weckwerth	Uniwersytet Mikołaja Kopernika
Barbara Woronko	Uniwersytet Warszawski
Piotr Paweł Woźniak	Uniwersytet Gdański
Wojciech Zgłobicki	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Paweł Zieliński	Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej
Marcin Żarski	Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy