

Tomasz Kalicki¹  • Paweł Przepióra¹  • Michał Jabłoński² • Marcin Frączek¹ 
Łukasz Podrzycki³⁽¹⁾ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Instytut Geografii i Nauk o Środowisku, Zakład Geomorfologii i Geoarcheologii⁽²⁾ Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, Studenckie Koło Naukowe „Złoty Bazant”⁽³⁾ Naukowiec niezrzeszonyE-mail: tomaszkalicki@ymail.com; pawelprzepiora1988@gmail.com; michaljablonski98@wp.pl; marcinfraczek1987@gmail.com; lukasz88.kielce@gmail.com

Zróźnicowanie litologiczne i wiek kemów koło Suchedniowa (Wyżyna Kielecka)

Lithological diversity and age of kames near Suchedniów (Kielce Upland)

Zarys treści

Wzgórza i terasy kemowe położone na Płaskowyżu Suchedniowskim (północna część Wyżyny Kieleckiej) były przedmiotem badań w latach 70. XX wieku. W 2019 r. rozpoczęto nowymi metodami dalsze badania w celu określenia wieku i genezy osadów budujących te formy. Kemy powstały podczas zlodowaceń środkowopolskich (MIS 6), ok. 175–137 tys. lat temu. Urozmaicona hipsometria, ze wzgórzami i obniżeniami, spowodowała rozdzielenie wkraczającego lądolodu na dwa loby. W trakcie deglacjacji w części międzylobowej występowała duża zmienność warunków sedymentacji (5 poziomów akumulacji w profilach KR II i 4 w KR I). Spowodowało to wyższe położenie (KR II) kemów wodnolodowcowych z przewagą osadów piaskowo-żwirowych nieprzykrytych moreną. Uformowane niżej (KR I) kemy złożone, zbudowane z poziomów akumulacyjnych o naprzemiennie występujących drobniejszych osadach (kemy limnoglacialne) i grubszych – piaskowo-żwirowych (kemy wodnolodowcowe) zostały przykryte moreną ablacyjną z głazami narzutowymi. Formy te powstały podczas deglacjacji arealnej i topnienia bloków martwego lodu. Tempo tego procesu było zmienne i trwało od kilkudziesięciu do kilku tysięcy lat, co mimo pojawiających się inwersji, potwierdzają uzyskane daty TL. Plejstocenska terasa fluwialna (PK 1) oraz holocenske aluwia w dnie doliny Kamionki zostały wcięte w osady kemów i teras kemowych.

Słowa kluczowe

Zlodowacenia środkowopolskie (odra), kompleks środkowopolski, akumulacja międzylobowa, kemy.

Abstract

The kame hills and terraces located in the Suchedniów Plateau (northern part of the Kielce Upland) were the subject of research in the 1970s. In 2019, further study was started using new methods to determine the age and genesis of the sediments that build these forms. Varied hypsometry, with hills and depressions, divided the advanced ice sheet into two lobes. During deglaciation in the inter-lobe part, there was a large variability of sedimentation conditions (5 accumulation members in KR II and 4 in KR I profiles). It was resulted in the higher position (KR II) of fluvio-glacial kames with dominant of sand and gravel sediments not covered with moraine. The lower (KR I), complex kames were formed, composed of alternately occurring accumulation members of finer sediments (limnoglacial kames) and coarser – sand-gravel (fluvio-glacial kames) covered with ablation moraine with erratics. These forms were created during areal deglaciation and the melting of blocks of dead ice. The rate of this process was variable, and it lasted from several dozen to several thousand years, which is confirmed by the obtained TL dates, despite the appearing inversions. The Pleistocene fluvial terrace (PK 1) and the Holocene alluvia in the bottom of the Kamionka valley were cut into kames and kame terraces sediments.

Keywords

Middle-Polish (odra) glaciations, Middle Polish Complex, inter-lobe accumulation, kames.

1. Wprowadzenie

Tematyka form i osadów glacialnych na obszarze Polski jest bardzo obszerna (m.in. Czarnocki 1927; Pałowski 1928; Różycki 1967, 1972; Lewandowski i in. 1975; Lindner 1988, 2004, 2005; Maruszczak 1993; Wysota 2002; Ber i in. 2007; Ludwikowska-Kędzia, Olszak 2009; Rdzany i in. 2015, 2021ab; Marks i in. 2019; Dzierżek, Lindner 2021; Ludwikowska-Kędzia 2021; Wieczorek i in. 2021). Zlodowacenia środkowopolskie wywarły duży wpływ na budowę geologiczną

i rzeźbę Gór Świętokrzyskich (m.in. Czarnocki 1931; Klatka 1964; Różycki 1967; Lindner 1978; Fedorowicz 1996; Lindner 1996; Marks 2004; Lindner, Marks 2012), ich północnego przedpola (m.in. Bartosik 1972; Lewandowski i in. 1975; Filonowicz 1978, 1979; Rdzany 1993, 2009; Przepióra 2010, 2012; Kuształ, Kalicki 2016; Kalicki i in. 2017; Jabłoński 2021) oraz terenów położonych na południowy wschód (m.in. Ludwikowska-Kędzia i in. 2015; Ludwikowska-Kędzia 2000, 2018, 2021) i na zachód (Filonowicz 1972; Lindner 1977) od głównego Pasma Łysogórskiego.

Urozmaicona rzeźba terenu Płaskowyżu Suchedniowskiego spowodowała, że łądolód w czasie zlodowaceń środkowopolskich (kompleks środkowopolski) wkroczył do Kotliny Suchedniowskiej dwoma obniżeniami od północy i zachodu (Lewandowski i in. 1975), zajmując niemal całą zlewnię Kamionki (Lindner 1978). W czasie deglacjacji arealnej na stokach wzgórz na zachód od Suchedniowa powstały formy akumulacji międzylobowej – kemy i kilka poziomów teras kemowych (Lewandowski in. 1975).

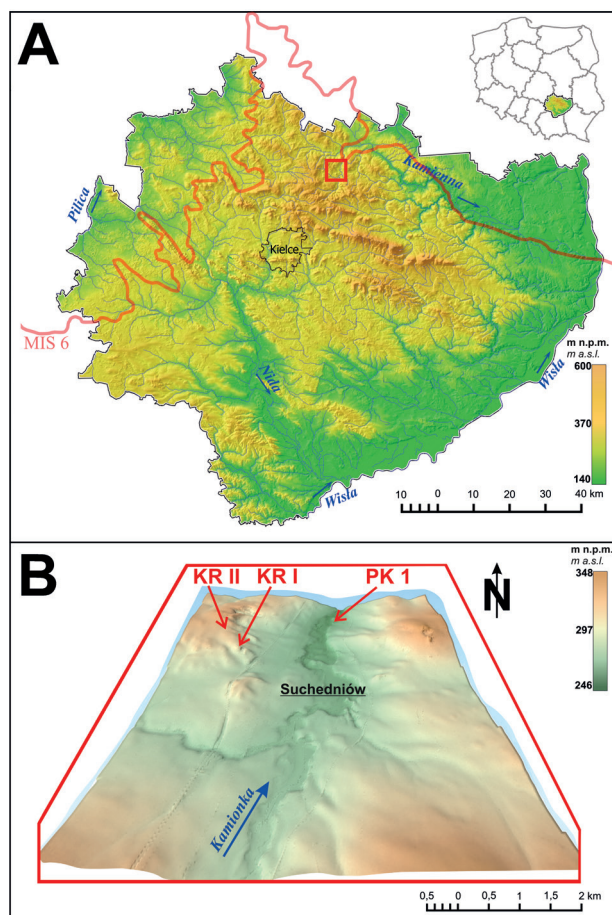
W ostatnich latach zagadnienia dotyczące osadów oraz rzeźby glacialnej doliny Kamionki były podejmowane okazjonalnie przy realizacji innych badań geomorfologicznych (m.in. Kalicki i in. 2017; Przepióra 2017, 2021). Nowe, bardzo dobre i rozległe odświeżenia będące efektem budowy drogi S7 w ostatnim dziesięcioleciu pozwoliły na ponowne opisanie i opróbowanie profili w piaskowniach na zachód od Suchedniowa, które poprzednio studiowane były wiele lat temu przez Lewandowskiego i in. (1975). Rozpoczęte w 2019 r. prace umożliwiły, przy użyciu współczesnych metod, udokumentowanie zmian sedymentacyjnych z użyciem kodów litogenetycznych i litofacjalnych (Zieliński 2014) i datowanie metodą TL osadów budujących wzniesienia w środkowej części zlewni Kamionki, a także przedstawić model 3D ewolucji tego obszaru. Są to pierwsze tak szczegółowo opracowane profile osadów kemowych w regionie świętokrzyskim.

2. Lokalizacja i charakterystyka obszaru

Obszar badań położony jest na Płaskowyżu Suchedniowskim będącym częścią Wyżyny Kieleckiej (Kondracki 1977; Solon i in. 2018), ok. 30 km na północ od Kielc (rys. 1) i wchodzi w skład północnego obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich. Znajduje się on w zlewni Kamionki. Jest to rzeka III rzędu o długości ok. 107 km, prawostronny dopływ Kamiennej. Jej średni spadek ok. 5‰ oraz odcinki przełomowe nadają Kamionce charakter rzeki górskiej (Przepióra 2017, 2021).

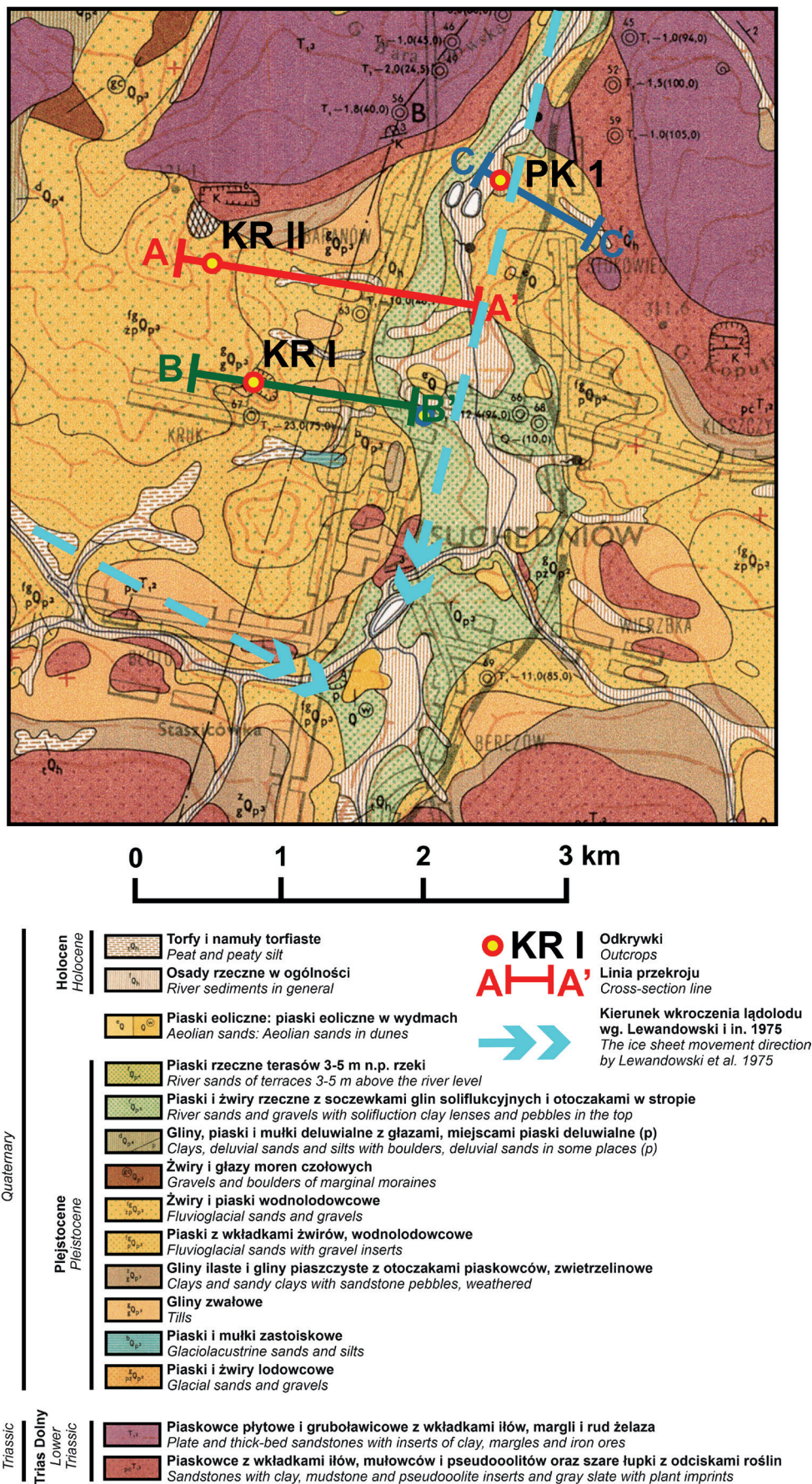
W trakcie zlodowaceń środkowopolskich (Mojski 2005; Lindner i in. 2012), dno doliny Kamionki zostało wypełnione osadami pochodzenia lodowcowego i wodnolodowcowego (rys. 2; Filonowicz 1978, 1979). Przykryły one przedczwartorzędowe podłoże, którego wychodnie występują na pobliskich, niekiedy przekraczających wysokość 300 m n.p.m., wzgórzach. Są to przede wszystkim charakterystyczne dla tej części regionu świętokrzyskiego, czerwone piaskowce triasowe. Miąższość osadów plejstoceńskich w rejonie badanych stanowisk jest stosunkowo niewielka i niekiedy nie przekracza 1 m (rys. 2; Jabłoński 2021; Przepióra 2021). Ich miąższość wzrasta w obrębie elewacji morfologicznych, które tworzą piaszczysto-żwirowe wzgórza kemowe oraz kilka poziomów teras kemowych w zachodniej części zlewni Kamionki (Lewandowski i in. 1975; Przepióra, 2017, 2021; Kalicki i in. 2020, 2021b, Jabłoński 2021). W piaski fluwioglacjalne, które wypełniają wyraźne obniżenie terenu w rejonie Suchedniowa, zostały włożone aluwia wyższej terasy Kamionki z okresu stadiu warty (rys. 3; Kalicki i in. 2017), a także aluwia niższej, prawdopodobnie vistuliańskiej terasy i holocenijskiej równiny zalewowej (Przepióra 2021).

Szczegółowe badania zostały wykonane w dwóch stanowiskach. Profil KR II położony jest na 5-metrowej ścianie nieczynnej piaskowni na Szpicu (N 51°03'27,14", E 20°48'51,84"), ok. 300 m na południe od kopalni „Włochy” w Baranowie. Profil KR I położony jest na zachodniej, 15-metrowej ścianie piaskowni na Kruku przy ul. Zagórskiej w Suchedniowie (N 51°03'02,37", E 20°49'04,67").



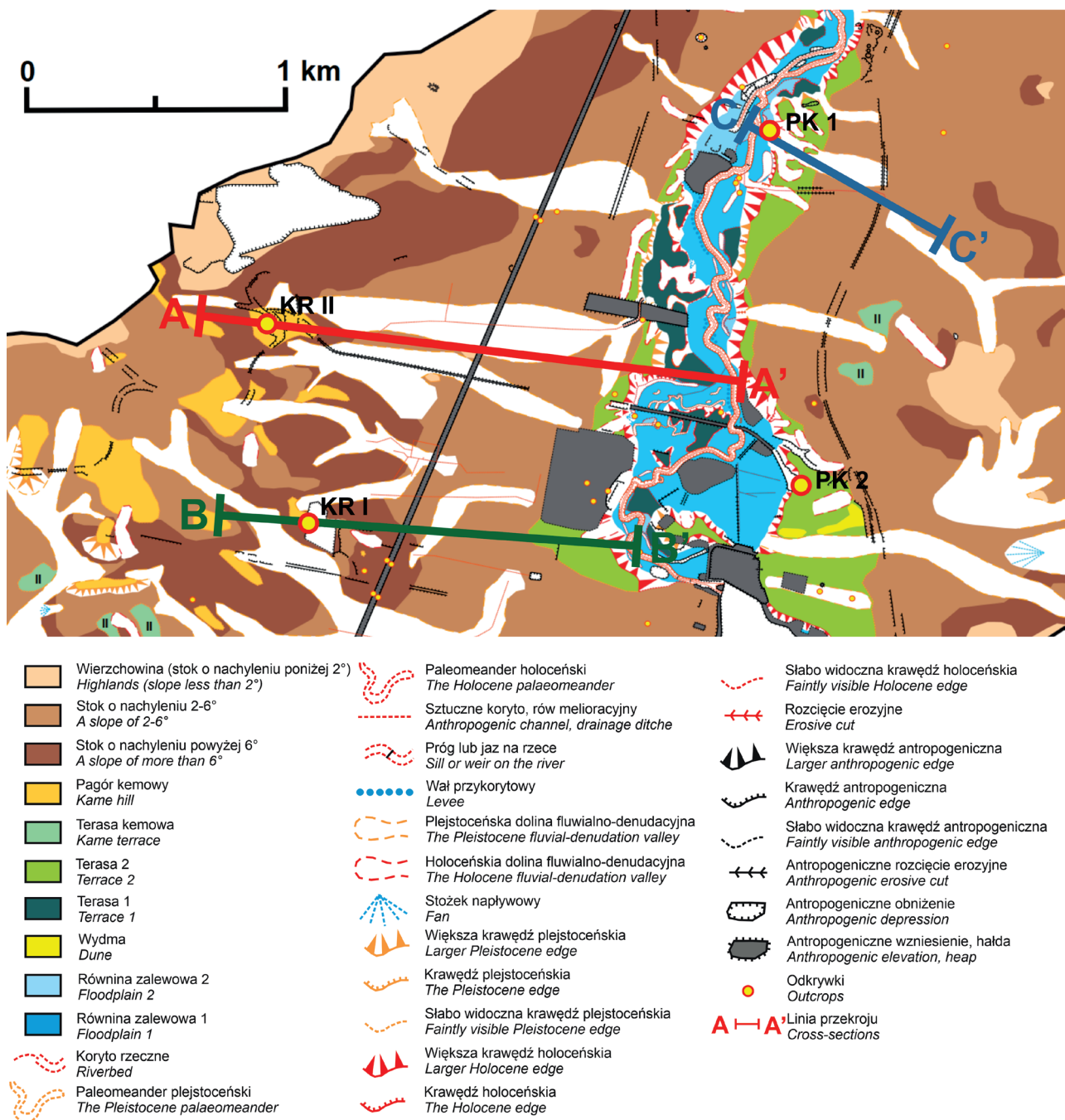
Rys. 1. Położenie obszaru badań na numerycznym modelu terenu (NMT) województwa świętokrzyskiego (A) oraz Kotliny Suchedniowskiej (B) (oprac. M. Frączek na podstawie danych pozyskanych z CODGiK MGGP Aero, Nr GI-FOTO.703.44.2014) oraz maksymalny zasięg zlodowaceń środkowopolskich (wg Marks i in. 2019)

Fig. 1. Location of the study area on the Digital Elevation Model (DEM) of the Świętokrzyskie Voivodeship (A) and Suchedniów Basin (B) (by M. Frączek based on data obtained from CODGiK MGGP Aero, No. GI-FOTO.703.44.2014) and Middle-Polish glaciations maximum range (by Marks *et al.* 2019)



Rys. 2. Budowa geologiczna okolic Suchedniowa (środkowy odcinek Kamionki) (Filonowicz 1978, 1979, uzupełnione)

Fig. 2. Geological structure of the Suchedniów region (middle section of the Kamionka River) (Filonowicz 1978, 1979, supplemented)



Rys. 3. Mapa geomorfologiczna badanego obszaru (Przepióra 2021, uzupełnione)

Fig. 3. A geomorphological map of study area (Przepióra 2021, supplemented)

3. Cel i metody badań

Głównym celem prowadzonych w latach 2019–2021 badań była tekstura i struktura oraz wiek osadów budujących wzgórze kemowe koło Suchedniowa w oparciu o nowe odślonienia. Umożliwiło to nawiązanie i korelację z wynikami wcześniejszych badań Lewandowskiego i in. (1975), a także ich częściową weryfikację z użyciem metod sedimentologicznych i datowań bezwzględnych.

Ogólna sytuacja morfologiczna stanowisk została rozpoznana w oparciu o archiwalne odwierty geologiczne, wycinek szczegółowej mapy geomorfologicznej (Przepióra

2017, 2021) i geologicznej (Filonowicz 1979), wykonane przekroje hipsometryczne przebiegające przez oba stanowiska KR I oraz KR II (Jabłoński 2021) oraz wyższą terasę Kamionki PK 1 (Kalicki i in. 2017).

W trakcie badań terenowych wykorzystano dwie koparki oraz sprzęt alpinistyczny, co umożliwiło odślonienie kilkunastometrowej ściany, jej opis geologiczny i gleboznawczy oraz dokumentację fotograficzną (rys. 4). Z wydzielonych warstw w profilu KR I pobrano 69 próbek do analiz sedimentologicznych oraz 11 do datowania termoluminescencyjnego (TL), natomiast z KR II odpowiednio 28 i 4 próbki.



Rys. 4. Prace terenowe w piaskowni na stanowisku KR II (A) (fot. P. Przepióra 2020) oraz KR I (B, C, D, E, F) przy użyciu koparki oraz zestawu alpinistycznego (fot. P. Przepióra 2019)

Fig. 4. Field works in the sand pit at the KR II (A) (photo P. Przepióra 2020) and KR I (B, C, D, E, F) site using an excavator and a climbing set (photo P. Przepióra 2019)

W Laboratorium Geomorfologiczno-Hydrologicznym Zakładu Geomorfologii i Geoarcheologii Instytutu Geografii i Nauk o Środowisku Uniwersytetu Jana Kochanowskiego w Kielcach wykonano analizę uziarnienia metodą sitową z wykorzystaniem zestawu sit (DIN ISO 3310/1) i przesiewaczy „Retsch-Rahmen”, a dla grubszych osadów zestawu sit i wytrząsarki „Multiserw-Morek” LpzE-2e. Naj-

grubszą frakcję budującą górną część profilu zmierzono w terenie metodą planimetryczną przy użyciu łąty niwelacyjnej (Rutkowski 1995). Dla dwóch próbek z domieszką osadów ilasto-pylastych z profilu KR II zastosowano metodę dyfrakcji laserowej z wykorzystaniem analizatora wielkości cząstek „Mastersizer 3000” firmy Malvern Instruments Ltd.

Wyniki uziarnienia wraz ze wskaźnikami Folka-Warda (1957) zostały przedstawione graficznie w programach GRANULOM i Corel Draw.

W oparciu o opis terenowy oraz analizy granulometryczne w profilach wydzielono poziomy akumulacyjne (kompleksy) i subpoziomy różniące się dominującą litologią, kodami litofacjalnymi i litogenetycznymi.

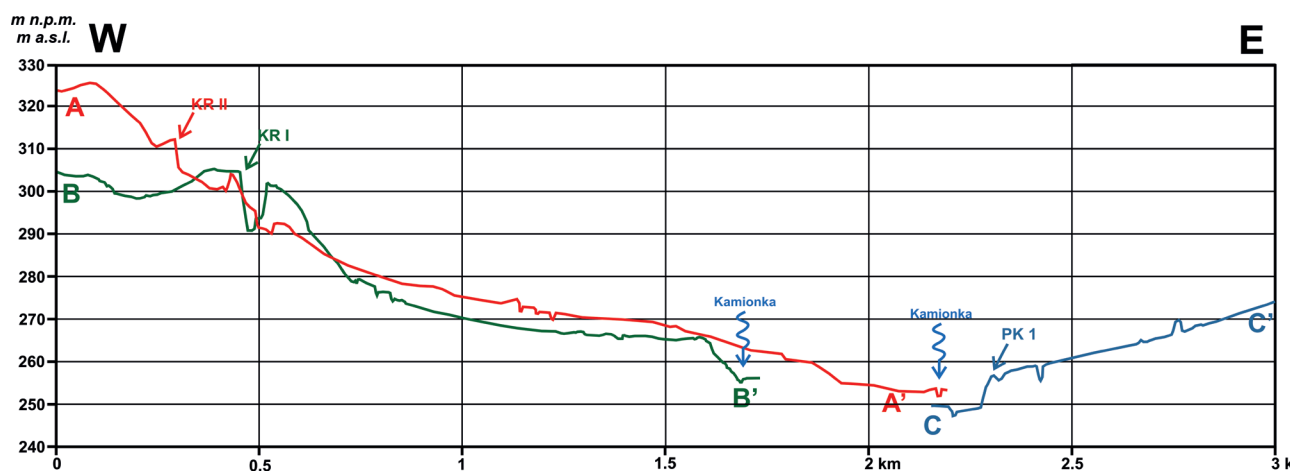
Datowania TL wykonano na czytniku „Laboratory Leader-Analyser RA'04” oraz mierniku stężenia pierwiastków promieniotwórczych „MAZAR-01”. Próbki po oczyszczeniu z wykorzystaniem ultradźwięków, wody destylowanej i 10% HCl zostały podzielone i wyzerowane pod lampą UV w ciągu 24 godzin. Ziarna kwarcu zostały naświetlone pro-

mieniami gamma dawkami 100, 200 oraz 300 Grey (Gy) w Instytucie Chemii i Techniki Jądrowej w Warszawie (Kalicki i in. 2020, 2021a).

Przy użyciu silnika graficznego „Unreal Engine 4” opracowano model 3D rekonstruujący etapy ewolucji obszaru w czasie recesji lądolodu środkowopolskiego.

4. Wyniki badań

Badane szczegółowo stanowiska oddalone są od siebie o ok. 800 m. Profile w obu piaskowniach położone są na różnych poziomach (rys. 5). Stropy profili KR II i KR I znajdują się odpowiednio na wysokościach 312 i 306,6 m n.p.m.



Rys. 5. Przekroje hipsometryczne przez badane stanowiska KR I i KR II oraz terasę fluwialną na stanowisku PK 1 (Kalicki i in. 2017)

Fig. 5. Hipsometric cross-sections of the KR I and KR II study sites and the fluvial terrace at the PK 1 site (Kalicki et al. 2017)

4.1. Profil KR II – wyższy kem

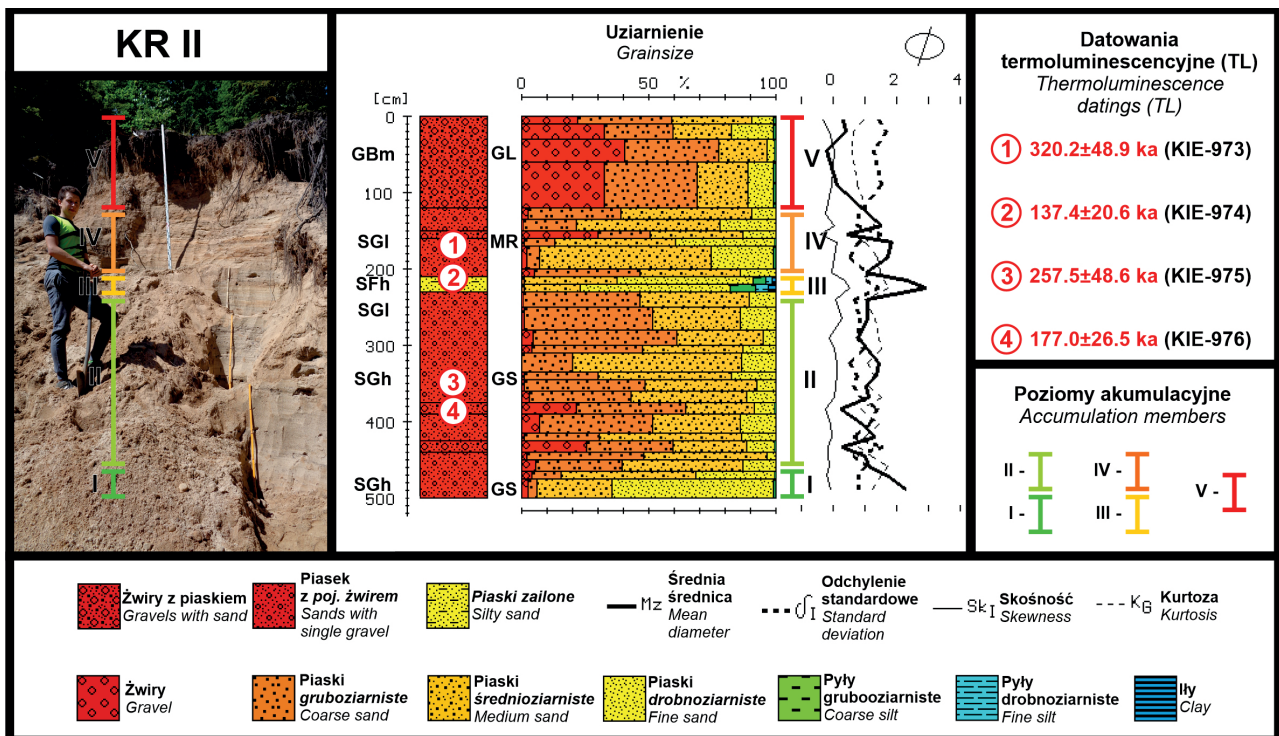
W profilu wydzielono 5 poziomów akumulacyjnych (rys. 6; Jabłoński 2021). W pierwszym poziomie (I) (głębokość 5,0–4,8 m p.p.t.) występują poziomo warstwowane piaski drobno- i średnioziarniste z pojedynczymi żwirami (SGh). Średnia średnica (M_z) wynosi około 2,4 ϕ , a wysortowanie osadów (δ_1) jest umiarkowane (ok. 0,9).

Na głębokości 4,8 do 2,2 m znajduje się drugi poziom (II). Poza dwoma wyraźnymi wkładkami żwirów (ok. 20–25% udziału) na głębokości 4,3 i 3,8 m przeważają piaski grubo- i średnioziarniste z niewielką domieszką żwiru przeważnie o poziomym warstwowaniu (SGh). W górnej części poziomu występują osady o warstwowaniu przekątnym (SGI). Udział piasku drobnoziarnistego nie przekracza 15%, a domieszka frakcji pylastej jest znikoma. Średnia średnica ziaren (M_z) warstw z większą zawartością żwirów wynosi ok. 0,4 ϕ , a ich wysortowanie jest słabe ($\delta_1 = 1,4$), natomiast osadów piaszczystych (M_z ok. 1,2 ϕ) wysortowanie jest umiarkowane ($\delta_1 < 1$). W poziomie tym wykonano dwa datowania TL osadów z głębokości 3,75 i 3,6 m p.p.t., które dały wyniki odpowiednio 177,0 \pm 26,5 tys. lat (KIE-976) oraz 257,5 \pm 38,6 tys. lat (KIE-975).

Na głębokości 2,2–2,1 m wydzielono trzeci poziom (III), który tworzą piaski drobnoziarniste, zailone (domieszka osadów frakcji ilastej, pylastej ponad 20%), poziomo warstwowane (SFh). Średnia średnica ziaren (M_z) ma wartość od 2,5 do 3,0 ϕ , a wysortowanie jest słabe (δ_1 ok. 1,2).

Czwarty poziom (IV) na głębokości od 2,1 do 1,2 m obejmuje piaski średnio- i drobnoziarniste, a jego wykształcenie jest podobne do osadów poziomu drugiego na głębokości 4,8–2,2 m. Zawartość żwirów waha się od kilku do nawet 30%. Są to umiarkowanie wysortowane ($\delta_1 = 0,8$ –1,0) osady przekątnie warstwowane (SGI) ze strukturami depozycyjnymi megariplemarków. Średnia średnica ziaren (M_z) dla warstw piaszczystych wynosi ok. 1 ϕ , natomiast dla ławic ze żwirami ok. 0,5 ϕ . Wykonano dwa datowania TL na głębokości 2,1 oraz 1,6 m, które dały wyniki odpowiednio 137,4 \pm 20,6 tys. lat (KIE-974) oraz 320,2 \pm 48,0 tys. lat (KIE-973).

Ostatni, piąty poziom (V) znajduje się na głębokości od 1,2 do 0,0 m. Charakteryzuje się on znacznie większą zawartością żwirów (do 40%) w osadach piaszczystych, natomiast domieszki ilów i pyłów są znikome (do 1%). Występują tu liczne, pojedyncze otoczaki skał skandynawskich (granit rapakiwi), jak i lokalnego piaskowca o średnicy do 10 cm. Osady w niemal całym poziomie akumulacyjnym mają strukturę masywną, szczególnie w górnej jego części



Rys. 6. Stanowisko KR II (fot. P. Przepióra 2019) i profil granulometryczny, poziomy akumulacyjne oraz datowania TL (Jabłoński 2021, zmienione). Kody litofacialne: GBm – żwir z głazami, struktura masywna, SGh – piasek żwirowy, warstwowanie poziome, SGI – piasek żwirowy, przekątne warstwowanie małokątowe, SFh – piasek mułowy/ilasty, warstwowanie poziome; Kody litogenetyczne: GL – depozycja glacialna, GS – pokrywa żwirowa, MR – megariplemarki (wg Zielińskiego 2014)

Fig. 6. KR II site (photo by P. Przepióra 2019) with granulometry profile, accumulation members and TL dating (Jabłoński 2021, revised). Lithofacial signatures: GBm – boylderly gravel, massive structure, SGh – gravelly sand, horizontal lamination, SGI – gravelly sand, long-angle cross stratification, SFh – silty/clayey sand, horizontal lamination. Lithogenetical signatures: GL – glacial deposition, GS – gravel sheet, MR – megaripple marks (according to Zieliński 2014)

(GBm). Średnia średnica ziaren (Mz) osadów piaszczysto-żwirowych budujących matriks wypełniający przestrzeń pomiędzy większymi głazami waha się od ok. -0,4 do 0,8 φ, a ich wysortowanie jest słabe (δ_i od 1 do 1,8) (rys. 6). W górnej części tego poziomu, na piaskach różnoziarnistych z licznymi głazami i otoczkami wykształciła się gleba – arenosol zbielicowany (SBb) z poziomami Ol-AE-E-C na siedlisku boru świeżego *Peucedano-Pinetum*.

4.2. Profil KR I – niższy kem

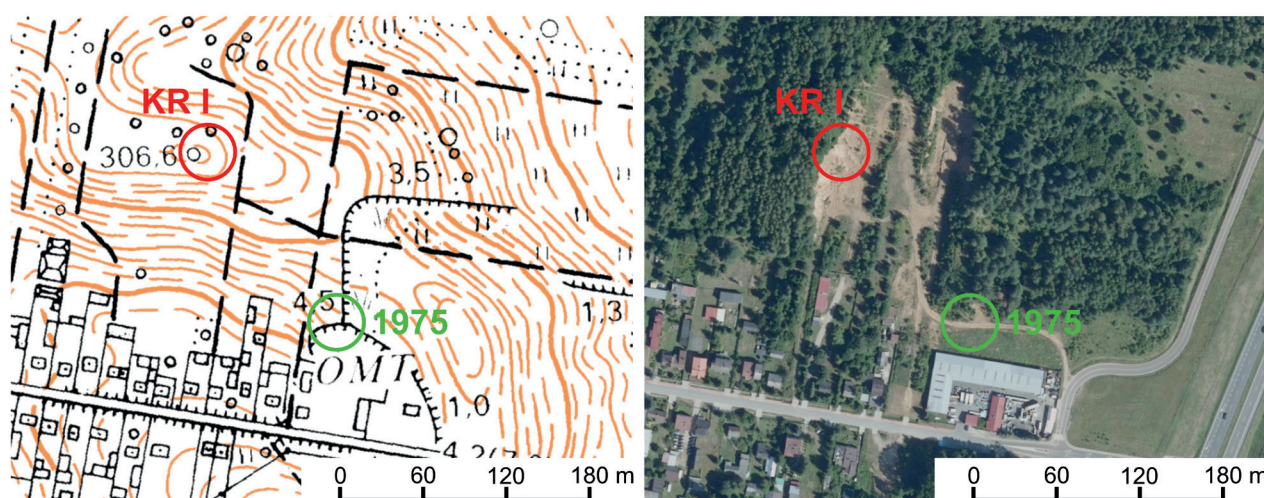
Profil KR I jest zlokalizowany w nowej części piaskowni położonej ok. 150 m na NW i ok. 10 m wyżej od części badanej przez Lewandowskiego i in. (1975) (rys. 7). W profilu KR I na ścianie zachodniej wyrobiska o wysokości 15,2 m wydzielono cztery poziomy akumulacyjne.

Pierwszy poziom akumulacyjny (I), na głębokości od 15,2 do 13,0 m p.p.t. (rys. 8), zbudowany jest z poziomo warstwowanych piasków (Sh) średnio- i drobnoziarnistych z bardzo niewielką domieszką (ok. 1%) materiału pylastego. Na głębokości 13,8–13,6 m w piaskach pojawiają się drobne, kilku milimetrowe żwiry, których udział w próbce wynosi ok. 1%. Średnia średnica ziaren (Mz) waha się od 1,8 do 2,3 φ, natomiast wysortowanie osadów jest umiarkowanie dobre i umiarkowane (δ_i od 0,55 do 0,8). Wiek TL osadów budujący ten poziom akumulacyjny określono

w dwóch próbkach pobranych na głębokości 15,0 oraz 13,8 m. Uzyskano odpowiednio daty 175,4 ± 26,3 ka (KIE-971) oraz 154,2 ± 23,1 ka (KIE-970).

Drugi poziom akumulacyjny (II), na głębokości od 13,0 do 7,3 m (rys. 8), jest zbudowany z naprzemiennie występujących warstw żwirowo-piaszczystych i piaszczysto-żwirowych o warstwowaniu poziomym (GSh, SGh) oraz przekątnym (GSp, SGp). W jego obrębie można wydzielić dwa subpoziomy: IIa w dolnej części (13,0–9,8 m) z dominacją osadów grubszych i IIb w górnej części (9,8–7,3 m) z drobniejszymi osadami. Najgrubsza frakcja buduje warstwy dolnego subpoziomu (IIa), gdzie średnia średnica ziaren (Mz) wynosi -1,2 φ. Udział procentowy żwirów jest bardzo zróżnicowany i waha się od poniżej 10% do nawet 80%. Warstwy te występują naprzemiennie z drobnymi osadami, tj. piaskami zailonnymi, które dominują w górnym subpoziomie (IIb), gdzie średnia średnica ziaren (Mz) wynosi od 0,9 do 3 φ. Poziom ten był datowany na głębokościach 12,7, 11,6, 10,0 (subpoziomu IIa) oraz 9,4 i 8,1 m (subpoziomu IIb). Dla dolnego subpoziomu uzyskano odpowiednio daty: 75,2 ± 26,3 ka (KIE-969), 218,1 ± 32,7 ka (KIE-968), 268,9 ± 40,3 ka (KIE-967), a dla górnego 205,1 ± 30,8 ka (KIE-966) oraz 155,7 ± 23,3 ka (KIE-965).

Trzeci poziom akumulacyjny (III) wydzielono na głębokości od 7,3 do 2,5 m (rys. 8). Przeważają tu osady piaszczysto-żwirowe. W dolnej (7,3–6,4 m), środkowej



Rys. 7. Lokalizacja profili w piaskowni przy ul. Zagórskiej w Suchedniowie (KR I) wykonanych przez Lewandowskiego i in. (1975) (zielony kolor) oraz przez autorów w 2019 r. (czerwony kolor) na archiwalnej mapie topograficznej (1965) oraz współczesnej ortofotomapie badanego obszaru (www.geoportal.gov.pl)

Fig. 7. The profiles location in the sandpit near Zagórska st. at Suchedniów (KR I) made by Lewandowski *et al.* (1975) (green) and by authors in 2019 (red) on the archival topographic map (1965) and the modern orthophotomap of the study area (www.geoportal.gov.pl)

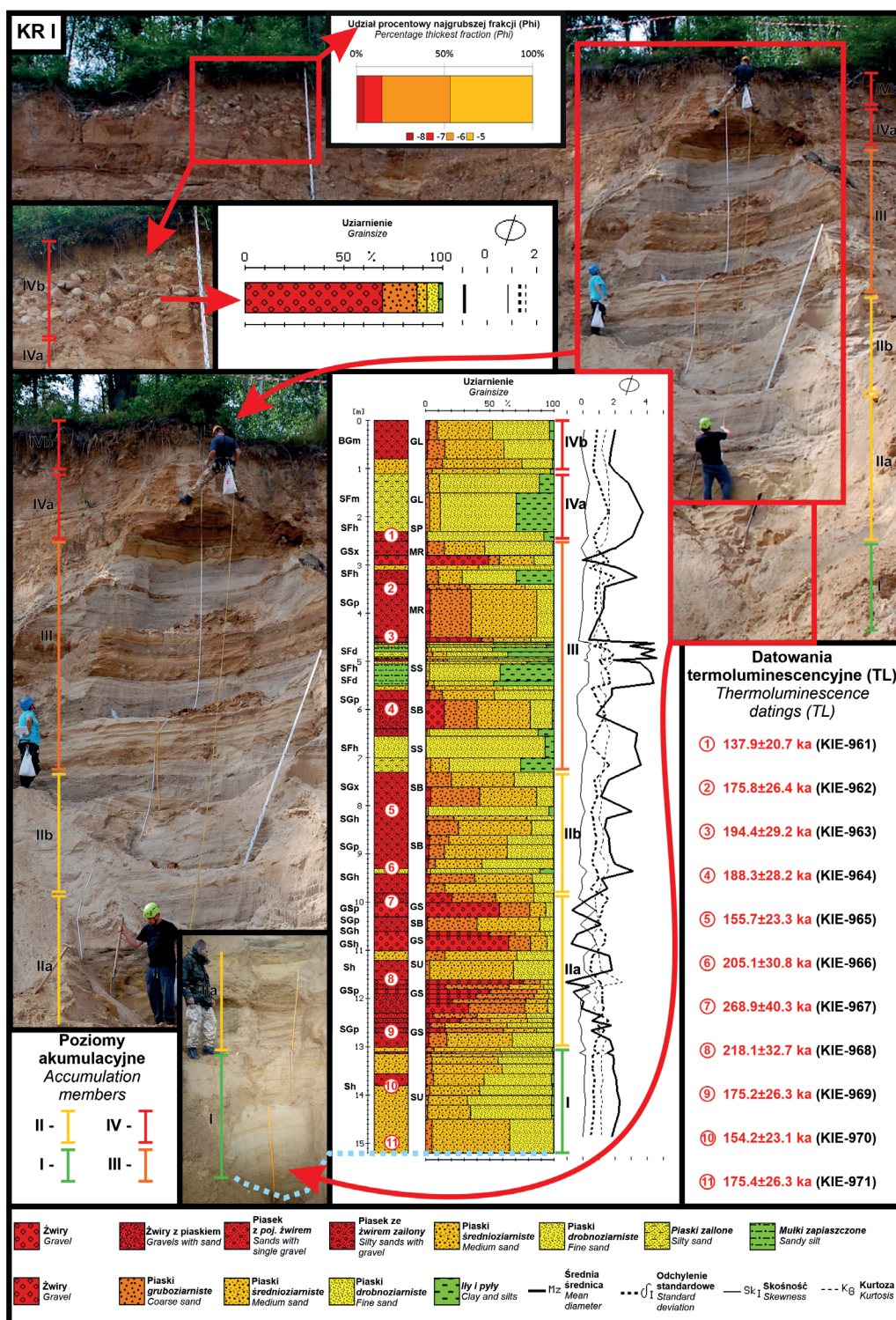
(5,6–4,6 m) i górnej (3,4–3,1 m) części tego poziomu występują przewarstwienia osadów piaszczysto-pylastych, gdzie udział frakcji pylastej może dochodzić nawet do 60%, a średnia średnica ziaren (Mz) przekracza nawet 4,5 ϕ . Występują także dobrze lub umiarkowanie dobrze wysortowane piaski drobnoziarniste (np. δ_1 ok. 0,45 na głębokości 6,8 m). Jednak w całym poziomie występują również niewielkie przewarstwienia żwirowe, w których udział tej najgrubszej frakcji osiąga prawie 50%, a średnia średnica ziaren (Mz) wynosi $-0,10 \phi$. Również i w tym poziomie występują naprzemiennie osady o warstwowaniu przekątnym (SGp) i poziomym (SFh). Stwierdzono na tym poziomie występowanie m.in. struktur obciążeniowych (np. struktury kropłowe) i krioturbacji na różnym etapie rozwoju, a także megariplemarki, uskoki oraz powstałe na nich niewielkie kanały erozyjne wypełnione wtórnie osadami (rys. 9). Poziom ten był datowany TL na głębokościach 6,0, 4,5 oraz 3,5 m odpowiednio na $188,3 \pm 28,2$ ka (KIE-964), $194,4 \pm 29,2$ ka (KIE-963) oraz $175,8 \pm 26,4$ ka (KIE-962).

Najwyższy, czwarty poziom akumulacyjny (IV), morenowy można podzielić na dwie części (rys. 6) różniące się występowaniem eratyków (rys. 9A). Na głębokości od 2,5 do 1,1 m (IVa) w osadach piaszczystych brak jest głazów i żwirów, a udział frakcji ilasto-pylastej osiąga nawet 30%. Struktura tych osadów jest zwarta i masywna (SFm) bez wyraźnych warstw i ze słabym wysortowaniem (δ_1 do 1,5). Na głębokości ok. 2,4 m, z cienkiej warstwy osadów piaszczystych uzyskano datę TL $137,9 \pm 20,7$ ka KRI TL1 (KIE-961). Subpoziom IVb (1,1 do 0,0 m) budują głównie osady gruboklastyczne (BGm), przeważnie grube żwiry przemieszane z licznymi głazami (ok. 70% udziału frakcji) osiagającymi rozmiary do 20–30 cm (od -5 do -8ϕ) i piaszczysto-pylastym matriksem (rys. 8, 9). Są to przeważnie słabo obtoczone głazy oraz otoczaki lokalnego piaskowca dolnotriasowego i skandynawskiego granitu

rapakiwi. W górnej części tego poziomu wykształciła się gleba – arenosol rdzawy (SNrd) z poziomami Ol-A-BvC-C na siedlisku boru świeżego *Peucedano-Pinetum*.

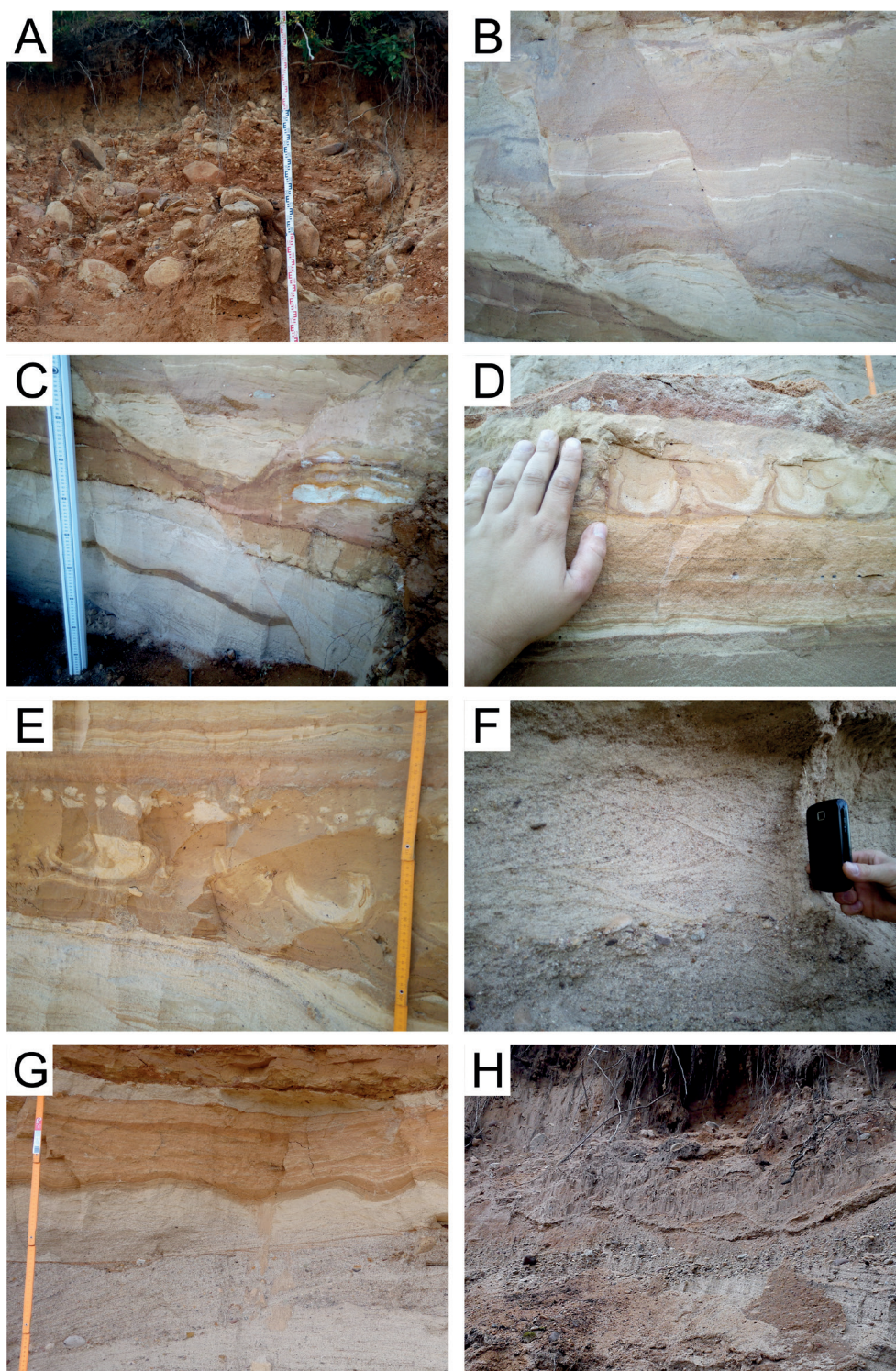
5. Dyskusja

Duże zróżnicowanie osadów zarówno dla kemów limnoglacialnych, gdzie dominują osady drobnoziarniste (piaski gliniasto-pylaste/mułki piaszczyste), jak i fluwioglacialnych, w których dominuje frakcja piaszczysta i żwirowa (piaski ze żwirami, piaski z pojedynczymi żwirami z przewarstwieniami piasków drobnoziarnistych), wskazuje na dużą zmienność warunków sedymentacji i energii przepływów wód, co może wynikać z wahań intensywności ablacji (por. Bartkowski 1968; Bałuk 1974; Huddart, Bennet 1997; Terpiłowski 2001, 2007, 2008; Gruszka, Terpiłowski 2015). Kem znajdujący się wyżej na stoku (profil KR II), w którym niemal zupełnie brak osadów drobniejszych (z wyjątkiem III poziomu akumulacyjnego o bardzo małej miąższości) można uznać za fluwioglacialny. Powstawał on w początkowym stadium recesji lądolodu, kiedy przepływy odbywały się jedynie w obrębie międzylobowej elewacji, podobnie jak kem w Kamieńsku pomiędzy lobami Pilicy i Luciąży oraz Widawki (Wachecka-Kotkowska 2015). Kem wyższy (profil KR II) odróżnia się od kemu niższego (profil KR I) brakiem moreny na osadach fluwioglacialnych. W kolejnym etapie deglacjacji arealnej lądolód rozpadł się na bryły martwego lodu, które wypełniały obniżenia (profil KR I). W końcowym etapie do przetajny lodowej (V poziom akumulacyjny) dostawały się z moreny ablacyjnej, prawdopodobnie wskutek ześlizgnięcia z powierzchni brył martwego lodu, stosunkowo drobne eratyki wraz z materiałem drobniejszym. Na brak przepływów hydraulicznych może wskazywać struktura masywna V poziomu (rys. 8, 9A).



Rys. 8. Stanowisko KR I (fot. T. Kalicki i P. Przepióra 2019) i profil granulometryczny, poziomy akumulacyjne oraz datowania TL. Kody litofacjalne: BGm – głazy ze żwirem, struktura masywna, GSx – żwir piaszczysty, warstwowania przekątne – ogólne, GSp – żwir piaszczysty, płaskie warstwowanie przekątne, SGh – piasek żwirowy, warstwowanie poziome, SGp – piasek żwirowy, płaskie warstwowanie przekątne, SGx – piasek żwirowy, warstwowania przekątne – ogólne, Sh – piasek, warstwowanie poziome, SFD – piasek mułowy/ilasty, struktura zaburzona, SFh – piasek mułowy/ilasty, warstwowania poziome, SFm – piasek mułowy/ilasty, struktura masywna. Kody litogenetyczne: GL – depozycja glacialna, GS – pokrywa żwirowa, MR – megariplemarki, SB – piaszczyste formy dna, SU – pokrywa piaszczysta, SP – wypełnienie rozmycia, SS – drobnoziarnista depozycja zawieszinowa (wg Zielińskiego 2014)

Fig. 8. KR I site (photo by T. Kalicki and P. Przepióra 2019) with granulometry profile, accumulation members and TL dating. Lithofacial signatures: BGm – gravelly boulder, massive structure, GSx – sandy gravel, cross-stratification, GSp – sandy gravel, planar cross-stratification, SGh – gravelly sand, horizontal lamination, SGp – gravelly sand, planar cross-stratification, SGx – gravelly sand, cross stratification, Sh – sand, horizontal lamination, SFD – silty/clayey sand, deformed, SFh – silty/clayey sand, horizontal lamination, SFm – silty/clayey sand, massive structure. Lithogenetical signatures: GL – glacial deposition, GS – gravel sheet, MR – megaripple marks, SB – sandy bedforms, SU – sandy upper plane bed, SP – scour pool, SS – suspension settling (according to Zieliński 2014)



Rys. 9. Wybrane struktury w profilu KR I: Głazy eratywne i piaski zailone – poziom akumulacyjny IVb (A), uskoki na głęb. 4,0–3,0 m (B, C) oraz osady wypełniające kanał erozyjny powstały na jednym z uskoków (C), odkształcenia obciążeniowe i krioturbacyjne (struktury kropłowe) osadów w różnym etapie rozwoju na głęb. 4,7 i 5,3 m (D, E), przekątne warstwowania megariplemarkowe na głęb. od 4,5–3,5 m (F) oraz megariplemarki na głęb. 2,5 m (G) – poziom akumulacyjny III (fot. T. Kalicki, P. Przepióra 2019). Wybrane struktury w profilu KR II: Megariplemarki na głęb. 1,5 m (H) (fot. P. Przepióra 2011)

Fig. 9. Selected structures in the KR I profile: Erotic boulders and silted sands – accumulation member IVb (A), faults at 4.0–3.0 m depth (B, C) and sediments filling the erosion channel formed in the place of one of them (C), load-casting and cryoturbations deformations (drop structures) of sediments at various stages of its formation at a depth of 4.7 and 5.3 m (D, E), diagonals of megaripple marks layer at 4.5–3.5 m depth (F), and megaripple marks at 2.5 m depth (G) – accumulation member III (photo T. Kalicki, P. Przepióra 2019). Selected structures in the KR II profile: Megaripple marks at 1.5 m depth (H) (photo P. Przepióra 2011)

W oparciu o starsze (Lewandowski i in. 1975) i najnowsze dane można wnioskować, że położony niżej na stoku kem (profil KR I) ma bardziej złożoną budowę. Poziom akumulacyjny (II) żwirowo-piaszczysty jest typowy dla kemów fluwioglacjalnych, natomiast najniższy (I) i środkowy (III), z kilkoma przewarstwieniami, piaszczysto-pylastymi o miąższości do 1 m, jest typowy dla kemów limnoglacjalnych (por. Baraniecka 1969; Klimaszewski 1978; Mojski 2005; Wachecka-Kotkowska 2015). Występują tu również syngenetyczne uskoki, kanały erozyjne (rys. 9BC) oraz struktury powstałe w trakcie upłynniania i odwadniania osadów (Allen 1970; Gradziński i in. 1986) (rys. 9DE), co było związane z bardzo silnym nasiąknięciem osadów wodą z topniejących brył martwego lodu (Lewandowski i in. 1975; Kalicki i in. 2020, 2021b). W profilu KR I (podobnie jak w KR II) zachowane są struktury megariplamarkowe wskazujące na etapy akumulacji osadów w trakcie wysokoenergetycznych przepływów (rys. 9FG). Całość okrywa morena ablacyjna o strukturze masywnej i z dużymi eratykami (IV poziom akumulacyjny) (rys. 9A). W nawiązaniu do trzech kompleksów wydzielonych przez Lewandowskiego i in. (1975), w odkrywkach położonych ok. 10 m niżej niż profil KR I można korelować kompleks I (mułków i piasków drobnoziarnistych) z poziomem akumulacyjnym I. W obecnie badanym profilu odstania się jedynie najwyższa część kompleksu I. Kompleksowi II (piaszczysto-żwirowemu) odpowiada poziom akumulacyjny II podobnie wykształcony. Poziom akumulacyjny III nie występował w odstąpieniach z lat 70. i należy sądzić, że to on tworzy wyższe części kemu przykryte przez poziom akumulacyjny IV z eratykami tożsame z kompleksem III Lewandowskiego i in. (1975) (tab. 1).

Tabela 1. Porównanie kompleksów (Lewandowski i in. 1975) z poziomami akumulacyjnymi wydzielonymi w profilu KR I

Table 1. Comparison of the complexes (Lewandowski *et al.* 1975) with the accumulation members in the KR I profile

Kompleksy według Lewandowskiego i in. 1975	Poziomy akumulacyjne
I	I
II	II
III	IV

Datowania TL potwierdziły, że kemy powstawały w okresie deglacjacji lądolodu zlodowacenia środkowopolskiego (MIS 6) (Lisiecki, Raymo 2005). Na podstawie uzyskanych z profilu KR I dat (od $137,9 \pm 20,7$ tys. lat do $268,9 \pm 40,3$ tys. lat) (Kalicki i in. 2020, 2021b) i KR II ($137,4 \pm 20,6$ tys. lat – $320,2 \pm 48,0$ tys. lat) można stwierdzić, że oba kemy powstawały w podobnym czasie, choć ich pozycja morfologiczna wskazuje, że wyżej położony kem jest nieco starszy.

Odmłodzenie lub postarzenie próbek, akumulacja w środowisku pozbawionym ekspozycji na światło (np. pod czapą lodową) lub włączanie starszych osadów (nie w pełni „wyzerowanych”) do młodszych, może być przyczyną pojawiania się inwersji dat (Bluszcz 2000), zwłaszcza w profilu KR II. Inwersje, jak i błąd metody, ok. 15-procentowy, uniemożliwiają precyzyjne datowanie poszczególnych poziomów akumulacyjnych, natomiast daty pozwalają oszacować wiek samej formy. Inwersja dat występuje też w profilu KR I, pomimo znacznie większej liczby datowań. W profilu datowanym od spągu do stropu na ok. 175 tys. lat, inwersje zarówno prowadzące do odmłodzenia, jak i postarzenia związane są z występującymi warstwami żwirowymi. Największe odchylenia i postarzenie datowań do 270–205 tys. lat występują w żwirowo-piaszczystym poziomie akumulacyjnym III na głębokości 12,0–9,0 m. Wyraźnie młodsze daty uzyskane dla moreny ablacyjnej (poziom akumulacyjny IV) może wskazywać na hiatus sedymentacyjny rozdzielający te osady od podścielających osadów limnoglacjalnych.

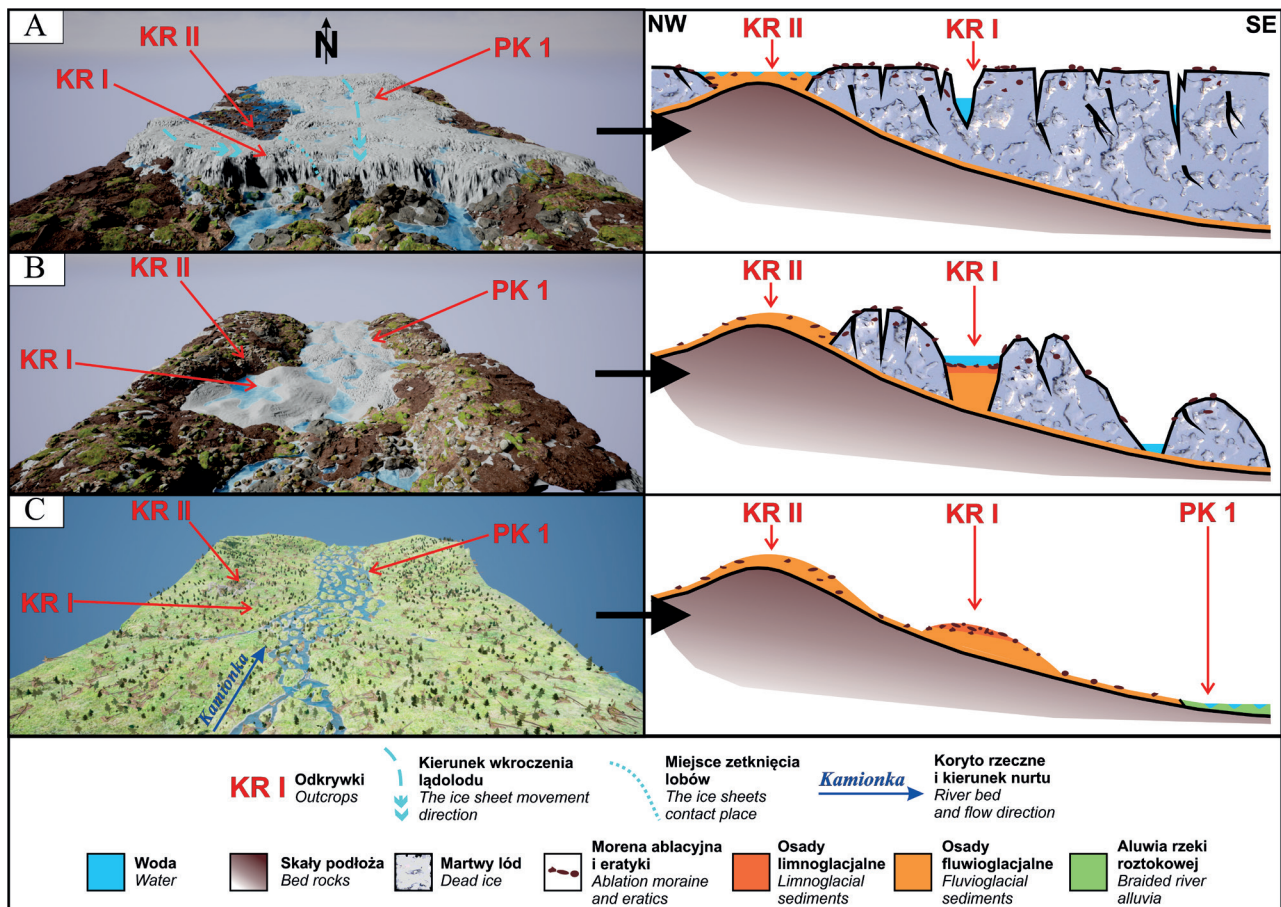
Erozja u schyłku stadiału warty rozcięta osady kemo-we, a w dolinie Kamionki formowały się aluwia datowane w profilu PK 1 na 140–90 tys. lat. (rys. 3; Kalicki i in. 2017; Przepióra 2017, 2021).

6. Wnioski

Przeprowadzone datowania osadów wskazują, że kemy w pobliżu Suchedniowa powstawały w czasie stadiału warty (MIS 6), ok. 175–137 tys. lat temu, kiedy lądolód wkraczał do Kotliny Suchedniowskiej dwoma lobami (rys. 10A). W trakcie deglacjacji arealnej i wytapiania się brył martwego lodu występowała duża zmienność warunków sedymentacji (5 poziomów akumulacyjnych w KR II i 4 w KR I). W wyższym położeniu występują kemy fluwioglacjalne (KR II) z dominującymi osadami piaszczysto-żwirowymi nie przykryte moreną, natomiast niżej (KR I) powstały kemy złożone, zbudowane z na przemian występujących drobniejszych osadów limnoglacjalnych i grubszych – piaszczysto-żwirowych osadów fluwioglacjalnych, które przykrywa morena ablacyjna z eratykami (rys. 10B). Zmienność ta wynika z rosnącej odległości od czoła lądolodu i malejącej ilości wód proglacjalnych. Po zaniku brył martwego lodu rozpoczęła się akumulacja aluwii przez roztokową Kamionkę (rys. 10C).

Podziękowania

Autorzy dziękują p. Wiesławie Malec, Andrzejowi Łabuzie i Zygmuntowi Staszewskiemu, właścicielom działek, którzy umożliwili dostęp do stanowiska w piaskowni przy ul. Zagórskiej (KR I) oraz Nadleśniczemu Nadleśnictwa Suchedniów, p. mgr. inż. Piotrowi Fitasowi za udostępnienie drugiego stanowiska na terenie Leśnictwa Kruk (KR II). Szczególne wyrazy wdzięczności wyrażamy operatorom koparek, p. Karolowi Pałysiewiczowi i Krzysztofowi Ziolkiewiczowi, którzy pomogli przy wykonaniu kilkunastometrowego odstąpienia. Dziękujemy również prof. UJK dr hab. Annie Świercz za dyskusję merytoryczną.



Rys. 10. Modele rekonstruujące etapy deglacjacji w Kotlinie Suchedniowskiej w czasie zlodowaceń środkowopolskich oraz powstawania kemów (KR I oraz II) i wyższej terasy Kamionki (PK 1): A – początek deglacjacji i akumulacji osadów wyższego kemu KR II oraz dolnej części niższego kemu KR I, B – dalszy etap deglacjacji i akumulacji osadów budujących górną część kemu KR I, C – etap całkowitego zaniku brył martwego lodu i rozwoju równiny aluwialnej rzeki roztokowej (PK 1)

Fig. 10. Models showing the deglaciation stages in Suchedniów Basin during the Middle-Polish glaciations and the formation of kames (KR I and II) and upper terrace of Kamionka (PK 1): A – beginning of the deglaciation and sediment accumulation of the higher kame (KR II) and the bottom part of the lower kame (KR I), B – the next stage of deglaciation and sediments accumulation of the KR I kame upper part, C – the stage of complete disappearance of the dead ice blocks and the braided river alluvial plain development (PK 1)

7. Literatura

- Allen, J.R.L., 1970. Physical processes of sedimentation. George Allen and Unwin LTD, London.
- Bałuk, A., 1974. Zespół form kemowych w okolicach Kuleszy Kościelnej na Nizinie Podlaskiej. Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego 269, 121–136.
- Baraniecka, M.D., 1969. Klasyfikacja form kemowych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji. Kwartalnik Geologiczny 13(2), 442–458.
- Bartkowski, T., 1968. Kemy na obszarze Niziny Wielkopolskiej a deglacjacja. Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią 21, 3–31.
- Bartosik, J., 1972. Geomorfologia obrzeżenia Gór Świętokrzyskich w okolicach Iłży. Acta Geographica Lodziensia 29, 1–87.
- Ber, A., Lindner, L., Marks, L., 2007. Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski. Przegląd Geologiczny 55, 115–118.
- Bluszcz, A., 2000. Datowanie luminescencyjne osadów czwartorzędowych – teoria, ograniczenia problemy interpretacyjne. Zeszyty Naukowe Politechniki Śląskiej 1434, Gliwice.
- Czarnocki, J., 1927. O zlodowaceniach środkowej części Gór Świętokrzyskich. Posiedzenia Naukowe Państwowego Instytutu Geologicznego 17, 18–21.
- Czarnocki, J., 1931. Dyluwium Gór Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 7, 82–105.
- Dzierżek, J., Lindner, L., 2021. Problemy maksymalnego zasięgu i zaniku lądolodu skandynawskiego w Górach Świętokrzyskich, [w:] Dobrowolski, R., Orłowska, A., Hołub, B., Janicki, G. (red.), Glacjal i peryglacjal Europy Środkowej. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, 183–188.
- Fedorowicz, S., 1996. Wiek TL osadów plejstoceniowych w Janowie nad Radomką i problem zasięgu lądolodów w czasie zlodowaceń środkowopolskich (odry, warty) w strefie NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Przegląd Geologiczny 44, 935–937.
- Filonowicz, P., 1972. Plejstocen na obszarze południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 42(1), 105–116.
- Filonowicz, P., 1978. Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa, 1–71.
- Filonowicz, P., 1979. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Skarżysko-Kamienna. Wydawnictwa Geologiczne, 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.
- Gradziński, R., Kostecka, A., Radomski, A., Unrug, R., 1986. Zarys sedymentologii. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Gruszka, B., Terpiłowski, S., 2015. Sedimentary record of the younger Saalian ice margin stagnation in Eastern Poland: Development of

- a regular pattern of glaciolacustrine kames. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 97(2), 279–298.
- Huddart, D., Bennett, M.R., 1997. The Castairs Kames (Lanarkshire, Scotland): Morphology, sedimentology and formation. *Journal of Quaternary Science* 12, 467–484.
- Jabłoński, M., 2021. Litologia i geneza osadów w Lesie Krukowskim (Suchedniów, województwo świętokrzyskie). Praca dyplomowa, UJK, Kielce.
- Kalicki, T., Przepióra, P., Podrzycki, Ł., 2017. Struktura i geneza terasy Kamionki obok Suchedniowa. *Acta Geographica Lodziensia* 106(5), 53–64.
- Kalicki, T., Przepióra, P., Podrzycki, Ł., 2020. Diversity and age of sediments building kame hills near Suchedniów (Kielce Upland, central Poland) – first results. 2nd International Scientific Conference „Problems of Regional Geology of the West of the East European Platform and Adjacent Territories”, 9–10 December 2020. Faculty of Geography and Geoinformatics at the Belarusian State University, Minsk, Białoruś.
- Kalicki, T., Głuszewski, W., Frączek, M., Przepióra, P., 2021a. Luminescencyjne datowania w badaniach geoarcheologicznych. *Postępy Techniki Jądrowej* 64(3), Instytut Chemii i Techniki Jądrowej, Polskie Towarzystwo Nukleoniczne, Warszawa, 34–41.
- Kalicki, T., Przepióra, P., Frączek, M., Podrzycki, Ł., 2021b. Zróżnicowanie i wiek osadów kemu w Suchedniowie – (Wyżyna Kielecka) – pierwsze wyniki, [w:] Dobrowolski, R., Orłowska, A., Hołub, B., Janicki, G. (red.), *Glacja i peryglacja Europy Środkowej*. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, 206–208.
- Klatka, T., 1964. Geomorfologia Gór Świętokrzyskich. *Roczniki Gleboznawcze* 15, 129–154.
- Klimaszewski, M., 1978. Geomorfologia. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Kondracki, J., 1977. Regiony fizycznogeograficzne Polski. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, Warszawa.
- Kusztal, P., Kalicki, T., 2016. Geological-geomorphological structure of the Czarna Konecka river valley downstream of Stąporków (Polish Uplands), [w:] Kalicki, T., Frączek, M., Przepióra, P. (red.), *Field Guide. Fluvial Archives Group Biennial Meeting „Evolution of river valleys in Central Europe”*, Kielce, 66–70.
- Lewandowski, J., Romanek, A., Studencki, M., 1975. Formy akumulacji międzylobowej w rejonie Suchedniowa. *Kwartalnik Geologiczny* 4, 887–906.
- Lindner, L., 1977. Pleistocene glaciations in the western part of the Holy Cross Mountains, central Poland. *Studia Geologica Polonica* 53, 1–143.
- Lindner, L., 1978. Rozwój paleogeomorfologiczny zachodniej części regionu świętokrzyskiego. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego XLVIII – 3/4*, 479–508.
- Lindner, L., 1988. Jednostki glacialne i interglacialne w plejstocenie regionu świętokrzyskiego. *Przegląd Geologiczny* 41(7), 31–39.
- Lindner, L., 1996. Pomazowieckie osady lodowcowe i wodnolodowcowe w rejonie Białej Podlaskiej i ich wiek w świetle dyskusji nad problemem zlodowacenia warty w Polsce. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 373, 87–96.
- Lindner, L., 2004. Zarys stratygrafii plejstocenu Regionu Świętokrzyskiego. *Prace Instytutu Geografii Akademii Świętokrzyskiej* 13, Kielce, 7–31.
- Lindner, L., 2005. Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski. *Przegląd Geologiczny* 53(2), Państwowy Instytut Geologiczny, 145–150.
- Lindner, L., Marks, L., 2012. O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski. *Przegląd Geologiczny* 60(1), 36–45.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20(1), 1–17.
- Ludwikowska-Kędzia, M., 2000. Ewolucja środkowego odcinka doliny rzeki Belnianki w późnym glacie i holocenie. Wydawnictwo Akademickie DIALOG, Warszawa.
- Ludwikowska-Kędzia, M., 2018. Litologia, geneza i stratygrafia osadów czwartorzędowych w południowej części Gór Świętokrzyskich. Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach.
- Ludwikowska-Kędzia, M., 2021. Plejstocen południowej części Gór Świętokrzyskich, [w:] Dobrowolski, R., Orłowska, A., Hołub, B., Janicki, G. (red.), *Glacja i peryglacja Europy Środkowej*. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, 219–221.
- Ludwikowska-Kędzia, M., Olszak, I., 2009. Litologia i stratygrafia peryglacialnych osadów stokowych Pasma Bielskiego w rejonie Huty Starej Koszary, [in:] Ludwikowska-Kędzia, M., Wiatrak, M. (red.), *Znane fakty – nowe interpretacje w geologii i geomorfologii Gór Świętokrzyskich*. Instytut Geografii, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach, 75–89.
- Ludwikowska-Kędzia, M., Pawelec, H., Adamiec, G., 2015. Sedimentological interpretation and stratigraphical position of glacial deposits in the Napęków area (Holy Cross Mountains, Poland). *Geologos* 21(4), 261–284.
- Marks, L., 2004. Zasięgi lądolodu zlodowacenia warty w Polsce, [w:] Harasimiuk, M., Terpiłowski, S. (red.), *Zlodowacenie Warty w Polsce*. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin, 27–35.
- Marks, L., Bińka, K., Woronko, B., Majecka, A., Teodorski, A., 2019. Revision of the late Middle Pleistocene stratigraphy and palaeoclimate in Poland. *Quaternary International* 534, December 2019, 5–17
- Maruszczak, H., 1993. Thermoluminescence chronostratigraphy of glacial deposits of the Maximum and Wkra (= I postmaximum) stadials of the Warta Glaciation in northeastern Poland. *Geological Quarterly* 37, 81–96.
- Mojski, J., 2005. Ziemie polskie w czwartorzędzie, zarys morfogenezy. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
- Pawłowski, S., 1928. Czy istnieją L3 i L4 w Polsce? *Przegląd Geograficzny IV, Polskie Towarzystwo Geologiczne*, 175–176.
- Przepióra, P., 2010. Zlodowacenia na północnym przedpolu Gór Świętokrzyskich. Maszynopis pracy licencjackiej. Uniwersytet Humanistyczno-Przyrodniczy Jana Kochanowskiego w Kielcach.
- Przepióra, P., 2012. Formy i osady glacialne w rejonie Suchedniowa. Maszynopis pracy magisterskiej, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach.
- Przepióra, P., 2017. Naturalne i historyczne zmiany zlewni Kamionki (Płaskowyż Suchedniowski) w subatlantyku. Maszynopis pracy doktorskiej, Uniwersytet Jana Kochanowskiego w Kielcach.
- Przepióra, P., 2021. Subatlantyckie przemiany zlewni Kamionki na Wyżynie Kieleckiej, [w:] Kalicki, T. (red.), *Geografia-Geoarcheologia, Monografie, T. 1. Ośrodek Badań Europy Środkowo-Wschodniej, Kielce-Białystok*.
- Rdzany, Z., 1993. Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku lądolodu warciańskiego. *Łódzkie Towarzystwo Naukowe, Acta Geographica Lodziensia* 73.
- Rdzany, Z., 2009. Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego.
- 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. <https://doi.org/10.18778/1427-9711.14.04>
- Rdzany, Z., Frydrych, M., Kossowski, M., Szmidt, A., 2021a. Dynamika procesów glacialnych w strefie zasięgu maksymalnego lądolodu warciańskiego w okolicach Radomska. XII Zjazd Geomorfologów Polskich, Książka abstraktów, 62.
- Rdzany, Z., Kasprzak, M., Okupny, D., Szmidt, A., 2021b. Współczesne przemiany rzeźby strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego, [w:] Kostrzewski, A., Krzemiński, K., Migoń, P., Starkel, L., Winowski, M., Zwoliński, Z. (red.), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 415–482.

- Różycki, S., 1967. Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Państwowe Wydawnictwo Naukowe, Warszawa.
- Różycki, S., 1972. Problemy czwartorzędu Gór Świętokrzyskich. Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 42 (1), 67–79.
- Rutkowski, J., 1995. Badania uziarnienia osadów bardzo gruboziarnistych, [w:] Mycielska-Dowgiałło, E., Rutkowski, J. (red.), Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników. Wydział Geografii i Studiów Regionalnych, Uniwersytet Warszawski, 106–114.
- Solon, J., Borzyszkowski, J., Bidłasik, M., Richling, A., Badora, K., Balon, J., Brzezińska-Wójcik, T., Chabudziński, Ł., Dobrowolski, R., Grzegorzczak, I., Jodłowski, M., Kistowski, M., Kot, R., Krąż, P., Lechnio, J., Macias, A., Majchrowska, A., Malinowska, E., Migoń, P., Myga-Piątek, U., Nita, J., Papińska, E., Rodzik, J., Strzyż, M., Terpiłowski, S., Ziąja, W., 2018. Physico-geographical mesoregions of Poland: Verification and adjustment of boundaries on the basis of contemporary spatial data. *Geographia Polonica* 91 (2), 143–170.
- Terpiłowski, S., 2001. Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.
- Terpiłowski, S., 2007. Genesis of transverse kame trains in eastern Poland. *Sedimentary Geology* 193, 59–69.
- Terpiłowski, S., 2008. Kemy jako wskaźnik deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia warty. Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, Lublin.
- Wachecka-Kotkowska, L., 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Wieczorek, D., Stachur, M., Wachecka-Kotkowska, L., Marks, L., Krzyszowski, D., Zieliński, A., Karaś, M., 2021. Similarities among glacial and interglacials in the LR04 benthic oxygen isotope stack over the last 1.014 million years revealed by cluster analysis and a DTW algorithm. *Global and Planetary Change* 202. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2021.103521>
www.geoportal.gov.pl
- Wysota, W., 2002. Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części Dolnego Powiśla. Wydawnictwo Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Zieliński, T., 2014. Sedymentologia osadów rzek i jezior. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Adama Mickiewicza, Poznań.