

Uniwersytet Łódzki

Wydział Nauk Geograficznych

Rozprawa doktorska

Rozwój rozcięć erozyjnych i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Sertejki na Pojezierzu Witebskim

Development of erosion cuts and accumulative fans in the Serteyka river valley
in the Vitebsk Lakeland

mgr Wiktor Piech

Praca doktorska wykonana pod kierunkiem
prof. dra hab. Piotra Kittela
Katedra Geologii i Geomorfologii, WNG UŁ
oraz
dra hab. Wojciecha Tołoczko, prof. UŁ
Katedra Geografii Fizycznej, WNG UŁ

Spis treści

Abstrakt	4
Znaczenie rozprawy doktorskiej	5
Artykuły i rozdziały, które wchodzą w skład rozprawy doktorskiej	7
1. Wprowadzenie	8
2. Obszar badań	11
2.1. Położenie fizycznogeograficzne obszaru badań	11
2.2. Zarys budowy geologicznej obszaru	13
2.3. Ukształtowanie terenu	15
2.4. Stosunki wodne obszaru badań	19
2.5. Warunki klimatyczne	21
2.6. Gleby i rośliność obszaru	22
2.7. Zarys historii osadnictwa	24
2.7.1. Dane archeologiczne i historyczne	24
2.7.2. Analiza historycznych źródeł kartograficznych	26
3. Cele i zakres pracy	31
4. Metody badań	33
4.1. Prace terenowe	33
4.2. Badania laboratoryjne	38
4.2.1. Badania sedymentologiczne i geochemiczne osadów mineralnych	38
4.2.2. Badania paleoekologiczne i geochemiczne rdzeni osadów biogenicznych	42
4.2.3. Badania geochronometryczne	42
4.3. Prace kameralne	43
5. Szczegółowe wyniki badań	46
5.1. Cechy morfologiczne, sedymentologiczne i wiek stożków akumulacyjnych na zboczach WSBP	46
5.2. Cechy morfologiczne największego systemu parowów w dolinie dolnej Sertejki	76
5.3. Rekonstrukcja warunków środowiskowych poprzedzających i odpowiedzialnych za formowanie systemu parowów i stożka akumulacyjnego A	93
5.4 Cechy sedymentologiczne największego stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki w nawiązaniu do cech osadów źródłowych	146
5.5. Etapy formowania największego systemu parowów w dolinie rzeki Sertejki	171
6. Etapy rozwoju rozcięć erozyjnych i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Sertejki na tle środkowo- i wschodnioeuropejskim	190
7. Wnioski	200
8. Wkład Autora w artykuł włączone do rozprawy	204
9. Finansowanie badań naukowych	209
10. Bibliografia	210
11. Spis rysункów, fotografii i tabel	219

Podziękowania

Chciałbym serdecznie podziękować moim promotorom prof. dr hab. Piotrowi Kittelowi oraz dr hab. Wojciechowi Tołoczko, prof. UŁ za niezwykle cenne uwagi merytoryczne, poświęcony czas, rady oraz nieustanne wsparcie.

Dziękuję również współautorom artykułów, które wchodzą w skład niniejszej pracy, pracownikom Katedry Geologii i Geomorfologii UŁ oraz pracownikom Zakładu Dynamiki Krajobrazów Minionych w Instytucie Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN w Warszawie za współpracę i wsparcie merytoryczne w trakcie prowadzenia badań terenowych, laboratoryjnych i kameralnych.

Ponadto chciałbym podziękować mojej Rodzinie i przyjaciołom za wszelką pomoc, dobre słowo i rady.

Przede wszystkim chciałbym podziękować mojej Żonie, bez której nie zaszedłbym tak daleko. Dziękuję Ci za pomoc w realizacji moich celów, wyrozumiałość, wsparcie i zrozumienie.

Abstrakt

Przeprowadzone studia pozwoliły na określenie relacji pomiędzy oddziaływaniami naturalnymi (głównie czynnikami geologicznymi, geomorfologicznymi i klimatycznymi) i antropogenicznymi na kształtowanie procesów środowiskowych, które doprowadziły do rozwoju rozcięć erozyjnych na zboczach oraz stożków akumulacyjnych w dnie doliny Serteki w obszarze młodoglacjalnym Pojezierza Witebskiego. Badania miały na celu rozpoznanie: morfologii, budowy geologicznej, genezy, wieku, uwarunkowań rozwoju form erozyjnych oraz towarzyszących im stożków akumulacyjnych znajdujących się na zboczach tzw. Wielkiego Sertejskiego Basenu Pojeziornego (WSBP) (Piech i in. 2018).

W dnie badanego odcinka doliny rzeki Serteki udokumentowano różnego typu i rozmiarów formy erozyjne rozcinające zbocza doliny oraz stożki akumulacyjne, z których część osadów zalega bezpośrednio na powierzchni teras kemowych. Sugeruje to, że pierwsze stożki powstały w ciągu kilku setek lat po ustąpieniu lądolodu wałdajskiego. Osady pozostałych, późniejszych stożków nakrywają natomiast już holoceneńskie osady biogeniczne, co dowodzi ich młodszego wieku. W obrębie największego, szczegółowo badanego stożka udokumentowano cztery dominujące warstwy osadów: deluwia dolne, deluwia środkowe, deluwia górne oraz diamikton rolny. Każda z wymienionych jednostek odznacza się odrębnymi cechami strukturalnymi i teksturalnymi, a także geochemicznymi. W osadach mineralnych stożka zarejestrowano także liczne makroskopowe szczątki roślinne oraz mikrowęgle, podstawie których można wnioskować o zmianach użytkowania terenu. W utworach biogenicznych nakrytych osadami badanego stożka akumulacyjnego zapisane zostały z kolei częste zmiany poziomu wody zbiornika oraz okresy przekształceń jeziora w torfowisko. Wahania te udało się rozpoznać dzięki m.in. udokumentowanym zmianom w dawnej szacie roślinnej (przeprowadzono analizę palinologiczną), w tym pojawiению się torfu i jego zanik, a także dzięki wykryciu szczątków Chironomidae i Cladocera charakterystycznych dla toni wodnej. Wykazano, że jedną z głównych przyczyn powstania największego stożka było wylesianie oraz zintensyfikowanie rolniczego użytkowania wysoczyzny, co spowodowało wzmożenie ruchów masowych i spływów powierzchniowych na stromych zboczach doliny. W czasie akumulacji osadów deluwialnych, stwierdzono liczne oraz intensywne wezbrania. Udokumentowano, że akumulacja biogeniczna zakończyła się najpóźniej w XVIII wieku, zapewne w II poł. XVII w. Kluczowe, zatem było określenie wpływu warunków klimatycznych Małej Epoki Lodowej (MEL) na rozwój procesów stokowych i w efekcie rozwój rozcięć erozyjnych. Bardzo ważnym czynnikiem wpływającym na przebieg procesów stokowych były także antropogeniczne przekształcenia krajobrazu.

Przeprowadzone studia pozwoliły na określenie wpływu naturalnych i antropogenicznych komponentów środowiska na przebieg procesów stokowych oraz na cechy strukturalne, tekstualne i geochemiczne osadów stokowych.

Uzyskane wyniki dotyczące intensyfikacji procesów stokowych i wezbrań dobrze korelują z wynikami badań innych stanowisk na obszarze europejskiej części Rosji oraz stanowiskach w Europie Środkowej z tego okresu.

Znaczenie rozprawy doktorskiej

Praca prezentuje wyniki pierwszych wielodyscyplinarnych i kompleksowych badań relacji człowiek-środowisko na Pojezierzu Witebskim zapisanych w osadach stożka akumulacyjnego i podścielających go osadach biogenicznych. Szczegółowo badane geoarchiwum obejmuje okres od XVII w. do końca XIX w. W studiach uwzględnione zostały zmiany paleośrodowiskowe w okresie Małej Epoki Lodowej (MEL) oraz natężenia aktywności osadniczej i gospodarczej w tej części Europy. Kolejną istotną kwestią w analizach było rozpoznanie warunków geologicznych, geomorfologicznych, paleohydrologicznych i paleoklimatycznych decydujących o ewolucji rozcięć erozyjnych, a także towarzyszących im stożków akumulacyjnych.

Od ostatniego zlodowacenia w dolinie rzeki Sertejki, gdzie znajduje się obszar badań, istniało kilka generacji jezior (Kittel i in., 2018). Na przestrzeni wieków obszar ten zasiedlany był przez szereg społeczności ludzkich, reprezentujących różne kultury archeologiczne, których działalność zaznaczała się m.in. poprzez fragmentaryczne odlesianie zboczy doliny, co z kolei uruchamiało ruchy masowe i procesy spłukiwania. Wraz z zachodzącym na niewielką skalę modelowaniem zboczy, dochodziło do zmian poziomu wód w jeziorach (Kittel i in. 2018; Wieckowska-Lüth i in. 2021; Kittel i in. 2022, 2023).

W trakcie badań zrekonstruowano warunki środowiskowe w okresie drenażu paleojeziora ostatniej (najmłodszej) generacji, w obrębie którego złożone zostały pokrywy stokowe, co z kolei pozwoliło na określenie warunków ostatecznego zastąpienia systemu jeziornego systemem fluwialnym.

Wyniki wielowskaźnikowych analiz paleoekologicznych osadów biogenicznych w rdzeniach pobranych bezpośrednio spod utworów budujących szczegółowo badany stożek akumulacyjny umożliwiły rekonstrukcję zmian paleośrodowiskowych w okresie bezpośrednio poprzedzającym zainicjowanie erozji oraz w początkowym okresie formowania badanych form. Wyniki analiz geochemicznych i paleoekologicznych były niezwykle istotne dla opracowania wniosków dotyczących intensyfikacji faz erozyjno-akumulacyjnych tuż przed

i w trakcie tworzenia się największego stożka podczas MEL i w trakcie intensyfikacji użytkowania terenu na badanym obszarze.

Informacje dotyczące MEL w Europie są oparte głównie o wyniki badań z Europy Zachodniej i regionu północnego Atlantyku, zatem należało poszerzyć tę wiedzę o dane pozyskane ze stanowiska w Europie Wschodniej. Określenie wieku i faz rozwoju badanych form morfologicznych terenu pozwoliło na wskazanie okresów, w których następowała intensyfikacja procesów erozyjno-akumulacyjnych, zachodzących podczas gwałtownych przeobrażeń środowiska, tj. 11-10 tys. lat temu, 4,7-2,0 tys. lat temu oraz przede wszystkim od 2 poł. XVII w. n.e. do 2 poł. XIX w. n.e. Wyniki badań mają, zatem znaczenie dla szczegółowego poznania globalnych zmian środowiskowych zachodzących w ciągu ostatnich 500 lat.

Przedstawiona dysertacja jest przykładem multidyscyplinarnego i kompleksowego podejścia badawczego, skupiającym się na udokumentowaniu wszelkich zależności i zmian w czasie, pomiędzy typami akumulowanych osadów stokowych, siłą i fazami erozji a czynnikami geologicznymi, geomorfologicznymi oraz hydrologicznymi w warunkach nowożytnej antropopresji w kontekście globalnych zmian klimatu. Uzyskane wyniki mają bardzo duży wpływ na poszerzenie wiedzy odnoszącej się do przekształceń środowiska w różnych fazach antropopresji w okresie od XVII wieku po czasy współczesne, w trakcie trwania istotnych przemian agrotechniki i jej rosnącego wpływu na procesy rzeźbotwórcze. Wyniki badań pozwoliły również na poszerzenie wiedzy odnośnie zmian klimatycznych podczas MEL w Europie Wschodniej i ich wpływu na przebieg procesów morfogenetycznych.

Badania przeprowadzone na potrzeby niniejszej dysertacji pozwoliły na uszczegółowienie i na znaczne uzupełnienie luki poznawczej w wymienionych powyżej obszarach badawczych. Wyniki studiów stanowią także istotne poszerzenie wiedzy w zakresie dyscypliny nauk o Ziemi i środowisku, w tym w szczególności paleogeografii oraz relacji człowiek-środowisko dla wciąż słabo poznanych pod tym względem obszarów Europy Wschodniej.

Artykuly i rozdziały, które wchodzą w skład rozprawy doktorskiej:

- 1/ **Piech W.** 2021. *Sedimentological features and depositional conditions of accumulative fans in the lower Serteyka River valley, Western Russia*. Acta Geographica Lodziensia 111, 159-188. (70 pkt. wg aktualnej listy MEiN)
- 2/ **Piech W.**, Kittel P., Mazurkevich A., Kazakov E., 2020. *Morphological characteristics of the erosion cuts system (gullies system) in the Serteyka River Valley, Western Russia*. In: A. Mlynarczyk (Ed.) Środowisko przyrodnicze jako obszar badań. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 183-198. (20 pkt.)
- 3/ **Piech W.**, Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Mroczkowska A., Słowiński M., Okupny D., Krąpiec M., Ginter A., Mazurkevich A., Kittel P., 2023 (w druku). *Natural and anthropogenic factors of the intense slope processes in Eastern Europe in Modern Period; case study in Serteyka River valley*. The Holocene (140 pkt.)
- 4/ **Piech W.**, Kittel P., Mazurkevich A., Pavlovskaia E., Kazakov E., Teltevskaya Y., Błaszczyk K., Kotrys B., 2018. *Cechy sedimentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (Zachodnia Rosja)*. Acta Geographica Lodziensia 107; 215-238. (70 pkt.)
- 5/ Ginter, A., **Piech W.**, Krąpiec M., Moska. P., Sikorski J., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Piotrowska N., Mroczkowska A., Tołoczko W., Okupny D., Mazurkevich A., Kittel P., 2023. *Intense and quick land relief transformation in the Little Ice Age: the age of accumulative fan deposits in Serteyka River Valley (Western Russia)*. Quaternary International 644-645; 160-177. (100 pkt)

1. Wprowadzenie

W obrębie współczesnej doliny rzeki Sertejki, lewobrzeżnego dopływu środkowej Dźwiny, znajduje się jeden z najważniejszych kompleksów neolitycznych stanowisk archeologicznych w zachodniej Rosji (Mazurkevich 2009a, 2009b, Kittel i in. 2022, 2023). Niniejsza dysertacja miała na celu zweryfikowanie hipotezy badawczej dotyczącej wpływu działalności społeczności neolitycznych na przekształcenia elementów środowiska naturalnego. Hipoteza ta została sformułowana następująco: silna pradziejowa antropopresja polegająca na wylesieniu zlewni rzeki Sertejki była przyczyną intensyfikacji ruchów masowych i erozji na zboczach jej doliny. Procesy te miały skutkować powstaniem skomplikowanego systemu rozcięć erozyjnych oraz rozległych stożków akumulacyjnych u ich wylotów. W trakcie badań dowiedziono jednak, że początek formowania największego stożka akumulacyjnego, a zatem również największego systemu rozcięć erozyjnych, przypada najwcześniej na drugą połowę XVII wieku, czyli na pessimum małej epoki lodowej (MEL) oraz na czas intensyfikacji rolnictwa na obszarze zachodniej Rosji.

Przekształcenia zboczy doliny związane z rozwojem m.in. rolnictwa implikowały przeobrażenie geosystemów (Kaplan i in. 2009; Twardy 1995, 2000, 2003, 2008; Dotterweich i in. 2012; Twardy i in. 2014; Zgłobicki i in. 2014). Procesy te często korelowały ze zmianami w systemach rzecznych, w tym intensyfikacją wezbrań. Deforestacja i wprowadzenie sezonowej roślinności uprawnej, zatem wprowadzenie w miejsce formacji roślinnych o dobrze rozwiniętych systemach korzeniowych (wielkopromiennych), roślinności o systemach korzeniowych słabo rozwiniętych (małopromiennych) skutkowało wzmożonym przemieszczaniem grawitacyjnym osadów w dół zbocza z obszarów wysoczyznowych (Twardy 1995, 2008; Dotterweich 2008). Ponadto korony drzew chroniły powierzchnię terenu przed skutkami nawalnych opadów i w konsekwencji intensywnych roztopów i spłukiwania. Sukcesywne wylesianie tych terenów doprowadziło zintensyfikowania procesów spłukiwania, które generowany były przez nawalne deszcze, co również przyspieszało topnienie pokrywy śnieżnej.

W wyniku intensywnego wykorzystywania narzędzi kultywacyjnych, zwłaszcza zaawansowanego płyga, mogło dochodzić do tworzenia teras rolnych i akumulacji diamiktonów rolnych oraz innych przekształceń morfologii powierzchni użytkowanych rolniczo. Pośrednim efektem był rozwój listew osadów deluwialnych i pokryw deluwialnych w obrębie erodowanych zboczy stanowiących najczęściej elementy dolin denudacyjnych i dolin rzecznych. Całokształt czynników będących następstwem antropogenicznych przeobrażeń elementów środowiska geograficznego prowadził generalnie do spłaszczenia

profilu zboczy między innymi poprzez tworzenie powierzchni pokryw osadów deluwialnych i aluwialnych. Utwory te można traktować jako geoarchiwum, w których zachowały się informacje dotyczące użytkowania terenu, wpływu antropopresji i zmian klimatu w danej skali czasowej (Dotterweich 2008; Dotterweich i Dreibrodt 2011; Twardy 2000, 2003; Twardy i in. 2014).

Efektem rozwoju szlaków komunikacyjnych mogło być powstawanie rozcięć erozyjnych czy nawet systemów parowów (Twardy 1995, 2008; Dotterweich 2008; Twardy i in. 2014). Twardy (1995) opisuje m.in. rozcięcia drogowe, których powstanie i rozwój są łączone z ludzką działalnością transportową. Rozcięcia te powstają w efekcie erozji linijnej w obrębie dróg polnych.

Twardy (2008) wyróżnił charakterystyczne cechy teksturalne deluwiów, proluwiów, koluwiów i diamiktonów rolnych formowanych w warunkach postępującej antropopresji. Deluvia podzielił na piaski deluwialne oraz deluwialne pyły piasczyste. Pierwszy typ charakteryzuje się średnią średnicą ziaren od 1 do 3 phi, wysortowaniem od 0,5 do 2,0 oraz skośnością wzrastającą (wartości zmierzają ku dodatnim) wraz z drobnieniem ziarna. Średnia średnica ziaren deluwialnych pyłów piasczystych mieści się od 3 do 5 phi, przy wysortowaniu od 1,5 do 2,5, z kolei skośność maleje wraz z drobnieniem ziarna (wartości zmierzają ku ujemnym). Osady deluwialne są silnie odwapnione lub bezwęglanowe, przy średniej zawartości węgla organicznego 0,54% dla piasków deluwialnych i 1,35% dla deluwialnych pyłów piasczystych (Twardy 2003, 2008; Twardy i in. 2014; Piech 2021). Proluvia odznaczają się słabym lub bardzo słabym wysortowaniem (1-6), średnią średnicą ziaren powyżej 1 phi, skośność jest ujemna i wzrasta wraz z drobnieniem ziarna. Cechy teksturalne koluwiów są uzależnione od cech materiału źródłowego (Twardy 2008). Diamiktony rolne są to osady wytworzone wskutek denudacji agrotechnicznej, powstałe jako efekt długotrwałej kultywacji. Cechują się masywną strukturą, słabym wysortowaniem (2-3), przewagą frakcji piaszczystej, obecnością próchnicy i brakiem węglanu wapnia. Osady te charakteryzują się także średnią średnicą ziaren 2-4 phi, dodatnią skośnością i średnią zawartością węgla organicznego rzędu 1,18% (Sinkiewicz 1989, 1995, 1998; Smolska 2005, 2008; Twardy 2008; Twardy i in. 2014).

Wyniki uzyskane w ramach niniejszej rozprawy doktorskiej potwierdziły zasadność wyodrębnienia opisanych powyżej zależności i rozszerzyły ją o kolejne aspekty, które uszczegóławiają dostępne dane i wyciągane wnioski oraz mogą pomóc w rozdzieleniu m.in. nowożytnych osadów deluwialnych od pradziejowych osadów deluwialnych (por. Piech 2021).

Ważnym problemem badawczym są również zróżnicowane zmiany warunków klimatycznych podczas MEL w różnych regionach świata (Nesje i Dahl, 2003). Dlatego też istotne jest poszerzenie wiedzy dotyczącej warunków paleoklimatycznych skutkujących intensyfikacją ruchów masowych i spłukiwania. Zwiększyły udział materiału ilastego i pylastego w osadach deluwialnych może wskazywać na zmiany intensywności spłukiwania, a co za tym idzie wielkość i typu opadów (m.in. Smolska 2005; Twardy 2008). Niewystarczająca jest także liczba stanowisk z udokumentowanymi osadami stokowymi datowanymi na MEL opisanych w literaturze, co z kolei przekłada się na niedostateczne określenie wpływu warunków paleośrodowiskowych i oddziaływań antropogenicznych na środowisko stokowe i rozwój rzeźby terenu w tym okresie. Słabo rozpoznanym aspektem badań nad stożkami akumulacyjnymi jest głębokościowo-przestrzenne zróżnicowanie cech sedimentologicznych i geochemicznych budujących je osadów.

Jak już wspomniano, dotychczas opublikowane dane, które wskazują na wzrost intensyfikacji procesów erozyjno-akumulacyjnych czy na zachodzące zmiany klimatyczne podczas MEL na kontynencie europejskim bazują głównie na wynikach z regionu północnego Atlantyku, Europy Zachodniej oraz rzadziej z Europy Środkowej (Dotterweich 2008; Twardy 2008; Dotterweich i in. 2012; Zglobicki i in. 2014; Kittel i in. 2018; Szwarczewski i in. 2020). Jednakże w Europie Wschodniej MEL jest wspominana tylko jako jeden z wielu okresów przekształceń rzeźby terenu w holocenie (m.in. Golosov 2006; Belyaev i in. 2005; Sidorchuk i in. 2006; Panin i in. 2009, 2011, Golosov i in. 2017).

Na obszarze zachodniej Rosji wąwozy i małe doliny rzeczne mogły tworzyć się już 20000-15000 lat temu (Belyaev i in. 2005; Panin i in. 2009). Natomiast według Belyaev i in. (2005) najstarsze formy powstawały dopiero od 3000 cal. lat BP, a ich formowanie wiązane jest ze zwiększonimi opadami. Okres 1500-1800 cal. lat BP odpowiada kolejnej fazie rozcinania powierzchni wysoczyzn. Na przestrzeni kilku ostatnich tysięcy lat w zachodniej Rosji miało miejsce kilka krótkich epizodów wiązanych ze wzmożoną erozją (Belyaev i in. 2005; Panin i in. 2009, 2011). Podczas badań nad parowami i małymi dolinami denudacyjnymi w zachodniej Rosji skupiano się dotychczas przede wszystkim na początkach formowania starszych form, których powstanie według Panina i in. (2011) określono na okres od 6200 do 3600 lat temu. Mniejszą zaś uwagę przywiązywano do fazy erozji datowanej od XVI w., dla której wymieniano tylko ogólne czynniki sprzyjające, czyli zwiększoną antropopresję i zmiany klimatyczne MEL, nie uszczególniając ich skali i zmienności w czasie (Belyaev i in. 2005; Panin i in. 2009, 2011).

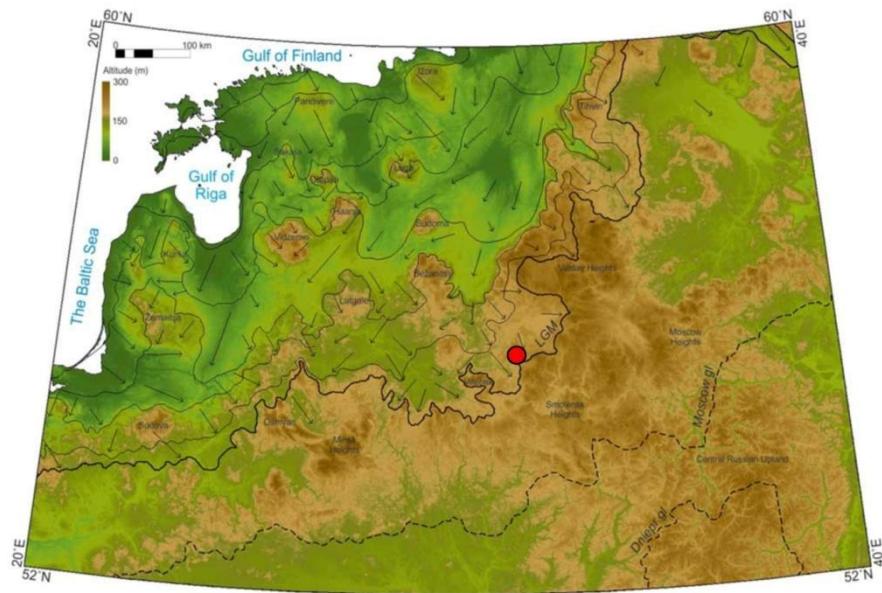
O erozji wąwozowej od XVIII w. na obszarze zachodniej Rosji, w kontekście erozji gleb, piszą również Golosov i in. (2017) oraz Sidorchuk i in. (2006). Golosov (2002) i Golosov i in. (2017) opisują intensywną erozję gleb na Nizinie Wschodnioeuropejskiej od XVII w. po czasy współczesne, która była zapoczątkowana przez wzmożoną działalność rolniczą. Mogło być to przyczyną rozwoju pokryw stokowych oraz erozji wąwozowej na tym obszarze. Od XVI w. na terenie Europy Wschodniej wylesianie postępowało coraz szybciej i obejmowało coraz większe obszary, jednakże rewolucja przemysłowa, która była kolejnym bodźcem do intensyfikowania denudacji i erozji na jeszcze większą skalę, nie dotarła na te tereny do roku 1850 (Kaplan i in. 2009). Z kolei w 1861 r., doszło do reformy rolnej, w efekcie której bardzo szybko wzrosła powierzchnia gruntów rolnych – mogło mieć to wpływ na zwiększenie procesów erozyjnych (Golosov i in. 2017).

Najczęściej badania nad rozwojem parów i dolin erozyjno-denudacyjnych są skoncentrowane na formach powstały w okresie półnoglacjalnym i/lub we wczesnym holocenie (m.in. Belyaev i in. 2005; Dotterweich 2008; Panin i in. 2009, 2011; Kleber i Terhorst 2013; Jaworski 2018). W związku z tym badania uwarunkowań powstawania parów i stożków akumulacyjnych w okresie nowożytnym są słabiej zaawansowane. Niewiele jest także prac odnoszących się do rozpoznania osadów stokowych pod kątem ich cech sedimentologicznych, a w szczególności możliwości interpretacji przebiegu procesów erozyjno-akumulacyjnych w oparciu o wskaźniki uziarnienia (np. Smolska 2005; Twardy 1995, 2008; Kittel 2014; Majewski 2017).

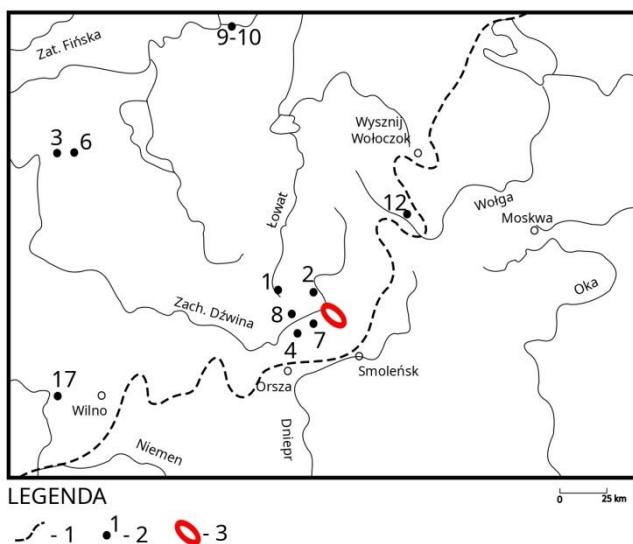
2. Obszar badań

2.1. Położenie fizycznogeograficzne obszaru badań

Badany obszar położony jest na Nizinie Wschodnioeuropejskiej w zachodniej Rosji, na granicy obwodów pskowskiego, twerskiego i smoleńskiego. Znalazł się on w zasięgu lądolodu Valdai (zlodowacenie wiśły) (Rys. 1 i 2). Rozwój tego lądolodu miał decydujący wpływ na ukształtowanie powierzchniowej budowy geologicznej, zasadnicze rysy współczesnej rzeźby, jak i na jej postglacialny rozwój. Czoło lądolodu w fazie maksymalnej znajdowało się w odległości zaledwie kilkudziesięciu kilometrów na południowy wschód od współczesnej doliny rzeki Serteki. Napływ mas lodu odbywał się generalnie z kierunku północno-zachodniego (Gorlach i in. 2015).



Rys. 1. Obszar badań na tle maksymalnego zasięgu zlodowacenia Valdai (Gorlach i in. 2015)



Rys. 2. Obszar badań na tle zasięgu lądolodu Valdai (zlodowacenie wiśły) (Małachowski i in. 1993)

1 – maksymalny zasięg zlodowacenia Valdai; 2 – numery stanowisk dokumentujących maksymalny zasięg zlodowacenia Valdai; 3 – obszar doliny rzeki Sertepki

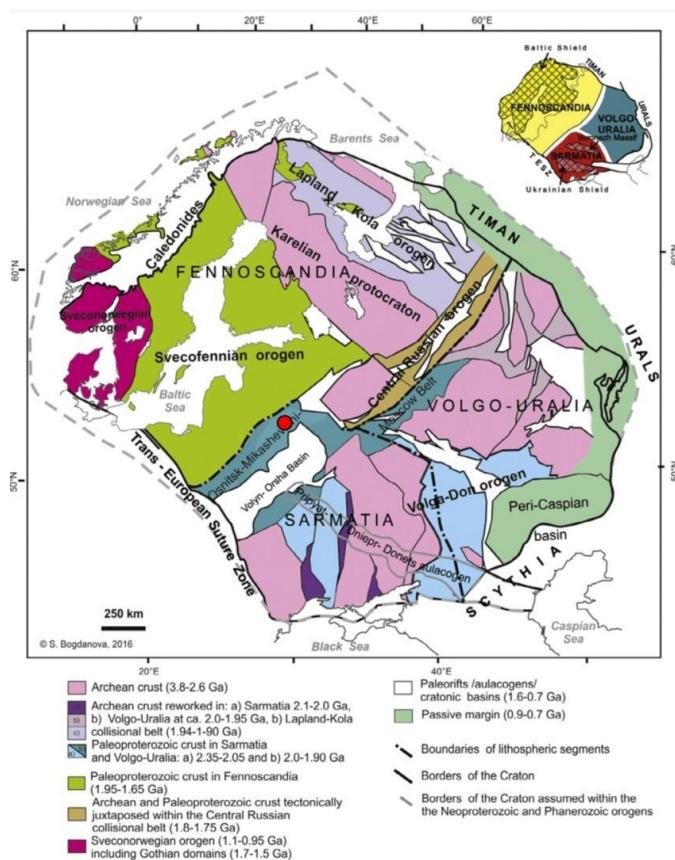
Według regionalizacji fizycznogeograficznej Kondrackiego (1992) dolina rzeki Sertepki znajduje się w mezoregionie Pojezierze Witebskie. Natomiast według Abramova (1972) obszar położony jest na Pojezierzu Zachodnidźwińskim.

Na obszarze tym znajdują się liczne równiny wodnolodowcowe, wysoczyzny morenowe, wzgórza i pagórki morenowe, kemy, ozy a także rynny subglacialne. Ponadto wysoczyzna porozcinana jest przez stosunkowo młode doliny rzeczne (Fieldtrip guide 2012). Dzięki czemu występuje znaczne urozmaicenie rzeźby. W licznych wkleśtych formach

polodowcowych wyksztalcili się zbiorniki jeziorne. Na tym terenie można także znaleźć liczne mokradła, bagna i torfowiska, które rozwinęły się w zagłębieniach różnej genezy. Warto podkreślić, że cały obszar odznacza się sporym stopniem lesistości (26%; globalforestwatch.org). Obecnie zauważa się wzrost udziału nieużytków, na których postępuje sukcesja roślinności leśnej.

2.2. Zarys budowy geologicznej obszaru

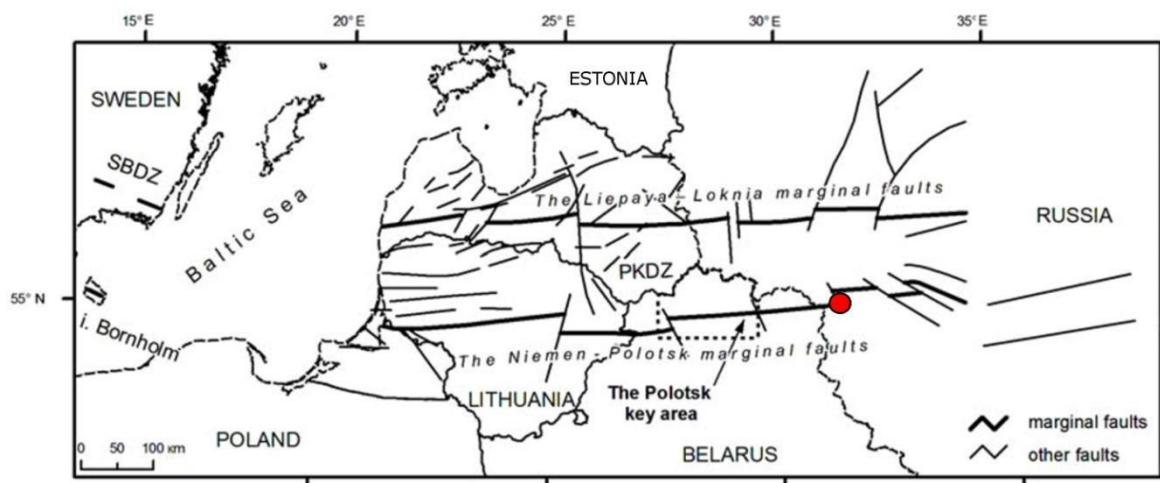
Badany obszar znajduje się na Platformie Wschodnioeuropejskiej, na styku trzech segmentów: Fennoskandzkiego na północy, Wołgo-Uralskiego na wschodzie i Sarmatii na południu (Rys. 3). Dolina Sertejki zlokalizowana jest w pasie Ostnisk-Mikaszewiczi-Moskwa stanowiącym powierzchnię paleoproterozoiczną powstałą 2,0-1,9 mld lat temu (Bogdanova i in. 2016).



Rys. 3. Obszar badań na tle podziału Platformy Wschodnioeuropejskiej (Bogdanova i in. 2016)

Obszar badań znajduje się na granicy połocko-kurzemskiej strefy deformacji i strefy uskoków marginalnych niemen-połock. Pierwsza strefa rozciąga się od Moskwy, przez Białoruś, Litwę, Łotwę, aż po Szwecję (Rys. 4). To jeden z wielu obszarów uskokowych skorupy prekambryjskiej kratonu wschodnioeuropejskiego. Powstał około 1,5-1,4 mld lat

temu i najprawdopodobniej w większości zbudowany jest z granitów, gnejsów i migmatytów. Na współczesnej powierzchni widoczne jest odzwierciedlenie uskoków PKDZ w postaci liniowych form rzeźby oraz w układzie hydrograficznym. Charakter osadów czwartorzędowych (np. dyslokacje glacjalne, działalność lądolodu), aktywność sejsmiczna oraz wydzielanie radonu wskazują na neotektoniczne ruchy wzdłuż tych linii (Kurlovich 2008).



Rys. 4. Obszar badań na tle połocko-kurzemskiej strefy deformacji (PKDZ) (Kurlovich 2008)

W Europie Wschodniej miąższość osadów paleozoicznych, zbudowanych głównie z wapieni dewońskich, osiąga średnio 4 km (Zektser i Everett 2004; Pinneker 1983). Występują tam także wapień karbońskie, a także margele i kreda górnej kredy. Czwartorzędowe osady to przede wszystkim utwory piaszczyste i gliniaste (Zektser i Everett 2004).

Wysoczyzny zbudowane są przede wszystkim z glin zwałowych i różnoziarnistych piasków gliniastych ostatniego zlodowacenia. Występują tu także równiny wodnolodowcowe, które zbudowane są z piasków drobno- i średnioziarnistych oraz kemy powstałe z utworów piaszczysto-pyłowych. Doliny rzeczne obszaru smoleńskiego wypełnione są w głównej mierze przez aluwia zbudowane z piasków mułkowych. Doliny są także wypełnione torfami, namułami oraz gytiami. Zbocza tych form są z kolei przykryte przez osady deluwialne, wśród których można wyróżnić piaski deluwialne i deluwialne pyły piaszczyste. W mniejszych dolinach, w tym w dolinach denudacyjnych, przeważają osady stokowe (Fieldtrip guide 2012; Kittel i in. 2016, 2018).

2.3. Ukształtowanie terenu

W regionie sertejskim występuje mozaika krajobrazów glacjalnych i fluwioglacjalnych. W licznych zagłębieniach polodowcowych występują jeziora, torfowiska i bagna. Na tym obszarze występują różnorodne formy ukształtowania terenu, np. słabo rozwinięte doliny rzeczne, wzgórza i wały morenowe, równiny morenowe, równiny wodnolodowcowe, rynny subglacjalne, kemy oraz równiny akumulacji biogenicznej (Kittel i in. 2018). Mniejsze jeziora w holocenie ulegały wypełnieniu osadami i były przekształcane w mokradła i torfowiska (Kulkova i in. 2015; Kittel i in. 2016).

Aby uszczegółolić obraz rzeźby terenu najbliższego otoczenia doliny rzeki Sertejki przeprowadzono dodatkową analizę dla obszaru w zasięgu ekwidystanty 5 km od koryta rzeki Sertejki. Około 50% wyznaczonej powierzchni zajmują równiny wodnolodowcowe, które rozciągają się zarówno po zachodniej, jak i po wschodniej stronie doliny Sertejki. Dno doliny zajmuje około 30% obszaru. Od wsi Zabalonie na południe występują z kolei wysoczyzny morenowe, które zajmują powierzchnię około 12% wyznaczonego terenu. W tej części występują kemy, które pokrywają niecałe 3% powierzchni. Natomiast 5% całego wskazanego terenu zajmują torfowiska (Ryc. 5; 6).

Analizując zdjęcia satelitarne i mapy topograficzne obejmujące obszar badań, można zauważać prawidłowość w lokalizacji torfowisk – w regionie sertejskim układają się one mniej więcej w linii prostej biegnącej w kierunku NE-SW. Na tym obszarze rzeka Dźwina stanowi południową granicę występowania tych form. Jednakże zarówno dalej na zachód i wschód, torfowiska „przekraczają” Dźwinę. Formy te mają zaokrąglony kształt, zaś niektóre są wydłużone (zazwyczaj południkowo). Zdecydowana większość obecnie funkcjonujących torfowisk powstała najprawdopodobniej wskutek wytapiania się brył martwego lodu i późniejszego wypełnienia osadami jeziora polodowcowego, część mogła powstać w obrębie dawnych alasów (Fieldtrip guide 2012). Ich powierzchnia jest różna i waha się od kilkudziesięciu do kilkuset hektarów, zaś ich wymiary wynoszą od kilkunastu do kilkuset kilometrów. Czasem mogą tworzyć skomplikowaną mozaikę. Nie można również wykluczyć, że inne sąsiednie doliny o przebiegu południkowym, które występują w regionie sertejskim, nie są wypełnionymi przez osady rynnami subglacjalnymi.

Dolina rzeki Sertejki, w jej górnym fragmencie, przecina pas pagórków kemowych. Układa się on w podobny sposób jak wspomniane wcześniej torfowiska, tj. z południowego zachodu na północny wschód. Ich wysokość sięga od kilkunastu- do kilkudziesięciu metrów. Większość z nich przyjmuje zaokrąglony kształt, lecz zdarzają się przypadki, w których pagórki są wydłużone zarówno równoleżnikowo lub południkowo. Większość z nich ma

powierzchnię mniejszą niż 5 ha, jednakże pojedyncze formy mogą mieć powierzchnię nawet kilkudziesięciu hektarów.

Obecnie długość rzeki Sertejki wynosi około 40 km. Dolinę rzeki Sertejki można podzielić na dwa fragmenty, górny i dolny. Górnego został wykształcony w osadach równiny wodnolodowcowej, z kolei dolny rozwinął się w rynnie subglacialnej. Źródła rzeki znajdują się niedaleko wsi Zelenyj Lug – wody wypływają z obszaru mokradeł. Obszar ten charakteryzuje się niewielkimi deniwelacjami terenu sięgającymi do 2 m (nie licząc wcześniejszych wspomnianych pagórków kemowych). Obszar ten porasta las mieszany. Do wsi Czernaja Grjazy (około 3 km od źródeł) dolina rzeczna jest słabo wykształcona (szerokość wynosi około 20 m, przy głębokości około 2 m). Przy wspomnianej wsi ciek łączy się z bezimienną rzeką o niewielkich rozmiarach, a w odcinku do wsi Szjeidawo, dolina wcina się głębiej obszar fluwioglacialny. Zbocza doliny są tutaj słabo wykształcone i słabo czytelne w rzeźbie. Z kolei odcinek doliny do wsi Osinowka jest dobrze zarysowany w rzeźbie terenu, zbocza są tu stosunkowo krótkie ale porozcinane przez liczne parowy o różnej wielkości. Na zboczach doliny wykształciły się również niewielkie doliny denudacyjne. W okolicach wsi Zabalonie dolina rozszerza się – w tym miejscu rzeka Drogowusa wpada do rzeki Sertejka. Tutaj można także nakreślić granicę pomiędzy górnym a dolnym odcinkiem doliny.

W otoczeniu dolnego fragmentu doliny rzeki Sertejki dominują vistuliańskie gliny morenowe (Rys. 5). Tego samego wieku są piaszczysto-mułkowe kemy i terasy kemowe znajdujące się w dnie doliny w obrębie basenów paleojeziornych (Kittel i in. 2016).

W dolnym odcinku doliny rzeki Sertejki występują cztery misy pojeziorne, z których największy jest Wielki Sertejski Basen Pojeziorny (WSBP) – jego długość wynosi około 1200 m, a szerokość około 500 m (Rys. 5). Misy pojeziorne wypełnione są głównie gytiami o miąższości dochodzącej do 8 m (Tarasov i in. 2019). Z wyników analizy pyłkowej i datowań radiowęglowych wynika, iż osady te akumulowane były w późnym vistulianie, a ich depozycja trwała (z przerwami) przez cały holocen (Kittel i in. 2018; Wieckowska-Lüth i in. 2021, Płociennik i in. 2022).

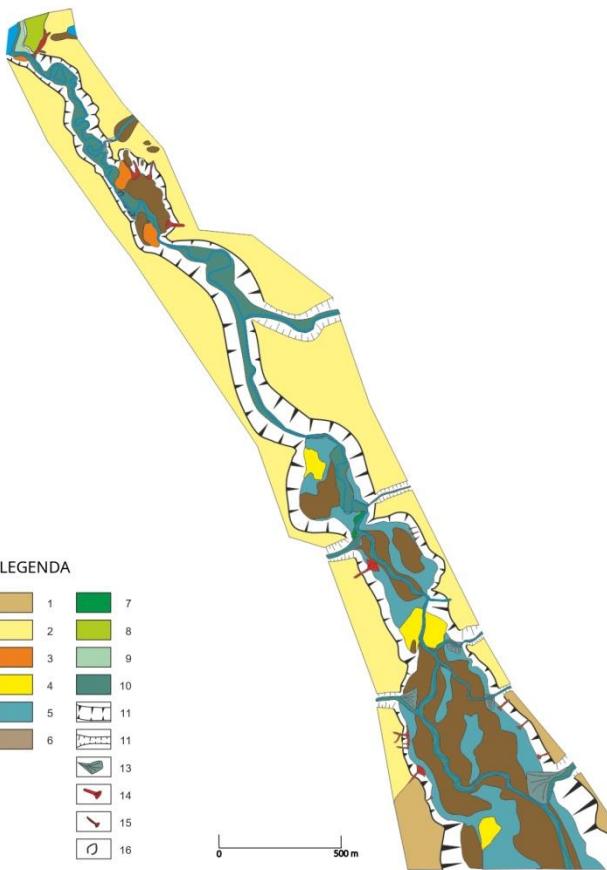
Pierwsze jeziora (pierwsza generacja) w obrębie współczesnej doliny Sertejki mogły powstać 18000-17000 lat temu i były zasilane początkowo przez wody topniejącego lądolodu, a następnie przez wody wytapiające się z brył martwego lodu. W ich dnie odbywała się akumulacja osadów mineralnych. Kemy oraz terasy kemowe zarysowujące się we współczesnym dnie doliny były formowane jeszcze w trakcie bezpośredniego zasilania proglacialnego. W okresie 9000-5700 lat temu bryły lodu uległy wytopieniu, co z kolei umożliwiło rozwój jezior drugiej generacji z akumulacją organogeniczną. Trzecią generację

jezior można wyszczególnić w okresie 5700-4900 lat cal. BP, zaś czwarta przypada na 4800-3900 lat cal. BP (Kittel i in. 2018; Płociennik i in. 2022).

Poziom wód w jeziorach w obrębie współczesnej doliny Serteki był zależny od zmian paleohydrologicznych i paleoklimatycznych. Odnotowano zmiany zasięgu dawnych jezior, np. podczas wilgotnych okresów holocenu, kiedy zbiorniki powiększały swoją powierzchnię. Zbiorniki jeziorne funkcjonujące w dnie rynny Serteki były połączone ze sobą ciekami wodnymi (Kulkova i in. 2001; Mazurkiewich i in. 2012; Kittel i in. 2018). Serteka stopniowo drenowała kolejne zbiorniki jeziorne już od wczesnego holocenu. Dochodziło do tego w wyniku postępującej erozji wstecznej. Najwcześniej uległy zdrenowaniu zbiorniki w dolnej części doliny (Kittel i in. 2016, 2018). W obrębie WSBP udokumentowano włożenia osadów rzecznych, które dowodzą okresów aktywności rzecznej w fazach recesji paleojeziora w młodszej części holocenu (piętro megalajańskie) (Kittel i in. 2016, Piech i in. 2018). Osady jeziorno-torfowiskowe na niemal całej szerokości współczesnego dna doliny przykryte są aluwiami pozakorytowymi (Kulkowa i in. 2001, 2015; Mazurkiewich i in. 2009a, 2009b, 2017; Kittel i in. 2016, 2018).

W ujściowym odcinku doliny powstały dwa poziomy równiny zalewowej zbudowane z piasków drobnoziarnistych i namułów, a także torfów oraz terasa rzeczna Dźwiny (Rys. 5), która zbudowana jest z piasków średnio- i drobnoziarnistych. Na badanym terenie, w dnie współczesnej doliny Serteki występują również starorzecza, obecnie wypełnione wodą lub osadami organiczno-mineralnymi i biogenicznymi, zaś w terenie zaznaczają się wkleśnieciem oraz odmienną szatą roślinną (Kalicki i in. 2015; Kittel i in. 2016).

Strome zbocza pierwotnie rynny subglacialnej, następnie misy jeziornej WSBP i w końcu dolnego odcinka doliny rzecznej, porozcinane są licznymi niewielkimi formami erozyjnymi, takimi jak dolinki erozyjne, debrze, wąwozy i parowy. U wylotu części z nich, we współczesnym dnie doliny rozwinięte są stożki akumulacyjne (Kittel i in. 2016, 2018; Mazurkiewich i in. 2017; Piech i in. 2018, 2020; Piech 2021). Do tej pory na zboczach dolnego odcinka doliny Serteki udokumentowano 11 rozciągających się i rozwiniętych u ich wylotów stożków akumulacyjnych, 5 stożków dolin denudacyjnych o różnych rozmiarach, oraz niewielkich dolin rzecznych, u wylotu których wykształcone zostały stożki napływowe.



Rys. 5. Geomorfologia dolnego odcinka doliny rzeki Sertejki (Mazurkevich i in. 2017 – zmienione)

1 – wysoczyzna morenowa; 2 – równina wodnolodowcowa; 3 – ozy; 4 – formy szczelinowe; 5 – kemy i terasy kemowe; 6 – równiny akumulacji biogenicznej; 7 – terasy rzeczne erozyjne; 8 – terasy rzeczne akumulacyjne; 9 – wyższy poziom równiny zalewowej; 10 – dna dolin; 11 – zbocza rynny subglacjalnej; 12 – zbocza doliny; 13 – stożki napływowe; 14 – doliny denudacyjne ze stożkami napływowymi; 15 – wąwozy, rozcięcia erozyjne ze stożkami akumulacyjnymi; 16 – starorzecza

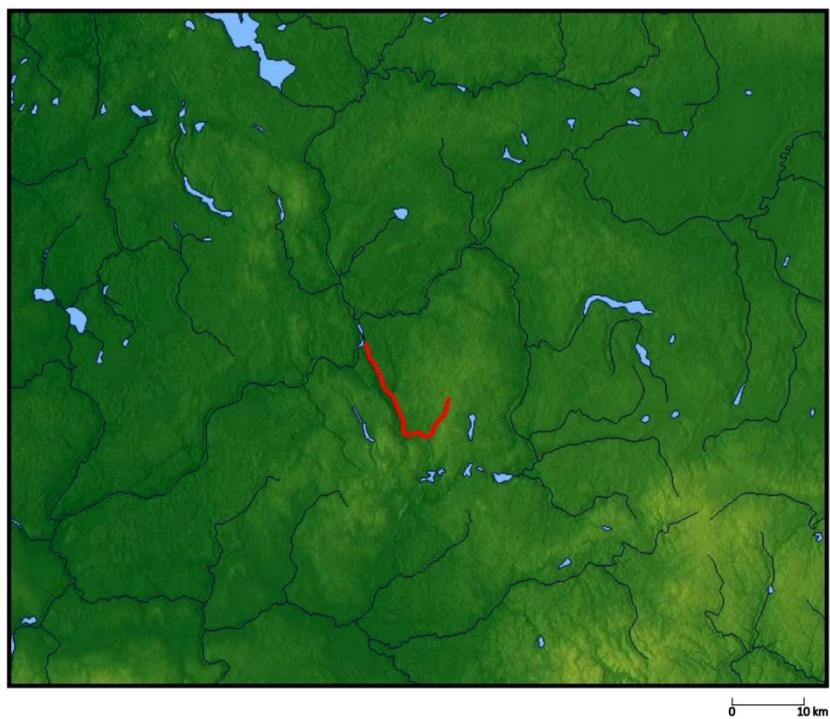
Na szczegółowo badanym obszarze do doliny rzeki Sertejki uchodzi osiem dolin denudacyjnych o różnym stopniu rozwinięcia. Warto zauważyć, że po zachodniej stronie doliny Sertejki zlokalizowane są jedynie dwie doliny charakteryzujące się podobnym do siebie stopniem rozwoju. Przy ujściu osiągają one szerokość od 100 do 150 m. Z kolei po wschodniej występuje aż sześć form tego typu. Wśród nich wyszczególnić można dwie większe doliny (ich szerokość u ujścia wynosi około 250 m), u jednej wykształcony został duży rozmiar stożka napływowego o długości niecałych 500 m i szerokości około 550 m. Tylko u dwóch z czterech mniejszych form (szerokość u ujścia do 50 m) powstały małe stożki napływowego (długość i szerokość do 50 m).

2.4. Stosunki wodne obszaru badań

Regiony o największych zasobach wód podziemnych w Europie to obszary Europy Wschodniej. Warstwy paleozoiczne zostały podzielone na kompleksy basenów artezyjskich: Bałtyk-Ural, Donieck, Północnokaspiski, Prypeć, Dniepr, oraz Lwowsko-Wołyński (Zektser i in. 2004). Badany obszar znajduje się w moskiewskim basenie artezyjskim (Pinneker 1983).

Na rozwój sieci rzecznej w części północno-zachodniej Niziny Wschodnioeuropejskiej miały wpływ procesy tektoniczne występujące w obrębie tarczy Fennoskandzkiej, a także przebieg zlodowaceń i deglacacji obszaru w czwartorzędzie (zwłaszcza w vistulianie) oraz procesy zachodzące w holocenie. Po ustąpieniu lądolodu istotną rolę odgrywały ruchy izostatyczne, które oddziaływały na zasięg Morza Bałtyckiego, a zatem na poziom bazy erozyjnej rzek (głównie pierwszego rzędu), także na warunki topograficzne (Fieldtrip guide, 2012). Poziom wód w jeziorach w regionie sertejskim mógł reagować na etapy transgresyjno-regresyjne Bałtyku (Lak 1975; Miettinen 2002), choć liczne progi w obrębie dna doliny Dźwiny, głównej osi wodnej obszaru, niewątpliwie niwelowały te wpływy.

Sieć rzeczna przyjmuje tutaj układ dendrytyczny, czasem pierzasty lub promienisty (źródłowe odcinki dolin rzecznych) (Rys. 6). Dźwina jest rzeką o długości 1020 km, powierzchni zlewni 89900 km², przepływie średnim 680 m³/s (przy ujściu) i uchodzi do Morza Bałtyckiego w Rydze, tworząc deltę. Swoje źródła ma na Wyżynie Wałdajskiej i płynie przez obszary współczesnej Rosji, Białorusi i Łotwy (Bol'shoy Entsiklopedicheskiy slovar 2002). Odpływ Zachodniej Dźwiny na wodowskazie w Wieliszach (według danych wodowskazu w najbliższym w stosunku do obszaru badań większym mieście) wynosi 150 m³/s ($4,73 \cdot 10^9$ m³/rok). Zlewnia tej rzeki w części rosyjskiej pokryta jest w 6% terenami podmokłymi i w 2% jeziorami. Symulowany roczny odpływ powierzchniowy wynosi tutaj 278 mm (dla lat 1992-2004), zaś roczna ewapotranspiracja wynosi 379 mm. Liczne tereny podmokłe mają najsilniejszy wpływ na zmienność spływu powierzchniowego i spływu wód gruntowych (Terskii i in. 2019). Zachodnia Dźwina zasilana jest przede wszystkim przez topniejącą pokrywę śnieżną. Taka cecha powoduje stosunkowo dużą liczbę wiosennych powodzi każdego roku. Poziom rzeki często może się gwałtownie podnosić, co jest spowodowane lodowymi zatorami (Danilovich i in. 2019). Na południowy zachód od doliny znajdują się duże jeziora rynnowe, tj. Jezioro Rjabki, Jezioro Gacino Jezioro Czepli oraz Jezioro Zaljubiszcze. Na wschód od terenu badań przepływa rzeka Chrupunka uchodząca do Dźwiny o podobnej długości, jak rzeka Sertejka, lecz o mniejszych przepływach. Natomiast kilka kilometrów na północ od ujścia rzeki Sertejski znajduje się rzeka Osunowka o długości zaledwie kilku kilometrów, która również ma swoje ujście w Dźwinie.



Rys. 6. Rzeka Sertejka na tle hydrografii fragmentu Wysoczyzny Smoleńskiej i Pojezierza Zachodnidźwińskiego

W odległości 5 km od koryta rzeki Sertejki w jej dolnym biegu znajduje się jedenaście cieków wodnych o niewielkich rozmiarach (ich długość wynosi kilka kilometrów), które nie uchodzą do badanej doliny. Do doliny rzeki Sertejki uchodzi siedem cieków o długości od jednego kilometra do kilkunastu kilometrów. Z kolei dziewięć niewielkich rzek wpływa do rzeki Dźwiny w odległości 5 km od ujścia rzeki Sertejki. Na obszarze wysoczyzny w sąsiedztwie doliny występują tereny podmokłe. Zlokalizowane są głównie po wschodniej stronie doliny na wysokości wsi Rudnia, gdzie teren pokryty jest przez gęste lasy iglaste lub mieszane, a także w pobliżu wsi Serteya, gdzie uchodzi do Dźwiny rzeka Sertejka. Niewykluczone, że w przeszłości, przed rolniczym zagospodarowaniem terenu, na wysoczyźnie po zachodniej stronie doliny również istniały mokradła. U ujścia rzeki Sertejki znajduje się także torfowisko, które było badane pod kątem paleogeograficznym (Mroczkowska i in. 2021). Jego powierzchnia wynosi 7,8 ha, zaś powierzchnia zlewni ma 48,7 ha. Forma przyjmuje południkowy kształt, jej maksymalna długość wynosi niecałe 600 m, natomiast szerokość to około 200 m.

W odległości 5 km od doliny rzeki Sertejki znajdują się także trzy jeziora, jedno jezioro Serteya zlokalizowane u ujścia rzeki Sertejki – ma ono powierzchnię około 6 hektarów. We wsi Zaozjerje (około 10 km na wschód od doliny rzeki Sertejki) znajduje się Jezioro

Ozjeriszcze o powierzchni około 8 ha. Z kolei na północnym wschodzie zlokalizowane jest małe bezimienne jezioro o powierzchni około 1 ha.

Dno WSBP, mimo przeprowadzonej melioracji, w wielu miejscach jest podmokłe. Podczas wiosennych roztopów, w przewężeniu doliny we wsi Rudnia, często tworzą się zatory lodowe. Powoduje to spiętrzenie wód roztopowych, wskutek czego powstają okresowe rozlewiska sięgające niekiedy dolnych partii zboczy WSBP. Dno doliny rzeki Serteki powyżej WSBP niemal w całości zajmowane jest przez podmokłości i bagna.

Kilkadziesiąt kilometrów na północny wschód znajduje się torfowisko ombrotroficzne Gorodetsky Moch o powierzchni 544 ha, które również zostało przebadane pod kątem paleogeograficznym (Łuców i in. 2020). Rozciąga się ono południkowo, jego szerokość wynosi około 2,5 km, przy długości wynoszącej około 2 km.

2.5. Warunki klimatyczne

Szczegółowe dane meteorologiczne są mierzone i przechowywane w stacjach meteorologicznych w Smoleńsku i w Witebsku oraz w Wielkich Łukach. Odległość obszaru badań do tych miast wynosi od 90 do 100 km. Wieś Serteya znajduje się mniej więcej pośrodku pomiędzy tymi trzema miastami.

Średnie miesięczne temperatury powietrza z wielolecia (1944-2022) w Smoleńsku wahają się między -5,1°C w grudniu do 17,8°C w lipcu. Niekiedy mogą sięgać nawet 37,2°C (w sierpniu 2010 r.) lub spadać do -37,9°C (styczeń 1956 r.). Najwyższe średnie miesięczne opady notowane są w miesiącach letnich: czerwcu (87 mm), lipcu (90 mm) oraz sierpniu (85 mm). W ciągu jednego dnia zdarzają się ekstremalne ulewy, podczas których spada do 88 mm deszczu (sytuacja z lipca w 1986 r.). Odpowiednio w czerwcu może spaść do 69 mm (2013 r.), w sierpniu 63 mm (2017 r.) i we wrześniu 65 mm (1985 r.). Maksymalne średnie miesięczne sumy opadów wyniosły: 139 mm w maju 1995 r., 207 mm w czerwcu 1989 r., 235 mm w lipcu 1998 r., 321 mm w sierpniu 2006 r., 229 mm w październiku 1995 r. Średnia roczna suma opadów dla Smoleńska z lat 1946-2022 wynosi 708 mm. Najwyższe średnie roczne sumy opadów odnotowano w 1998 roku (1048 mm), w 2022 r. (956 mm) oraz w 2009 r. (946 mm). Z kolei najniższe odnotowano w 1951 r. (382 mm), w 1946 r. (439 mm) oraz w 1959 r. (458 mm) (www.pogodaiklimat.ru).

Pokrywa śnieżna w Smoleńsku występuje średnio przez 131 dni w roku. W listopadzie średnia liczba dni z pokrywą śniegu to 14 dni, w grudniu – 27, w styczniu – 30, w lutym – 28 i w marcu – 26. Najwyższe średnie wysokości pokrywy notuje się w styczniu (19 cm), lutym (25 cm) i w marcu (22 cm). Maksymalne wysokości dla poszczególnych miesięcy:

październik – 26 cm, listopad – 32 cm, grudzień – 44 cm, styczeń – 64 cm, luty – 70 cm, marzec – 76 cm, kwiecień – 46 cm. Burze z piorunami występują w okresie letnim (maj – 4; czerwiec i lipiec – 7; sierpień – 5) (www.pogodaiklimat.ru).

Wartości wysokości opadów (także maksymalnych), średnich temperatur (także maksymalnych i minimalnych) oraz ilość dni z pokrywą śnieżną, średnią jej grubością (i maksymalną) niewiele różnią się pomiędzy danymi notowanymi dla stacji w Smoleńsku, Witebsku i Wielkich Łukach. Wyjątkiem jest najniższa odnotowana temperatura, która wystąpiła w Wielkich Łukach w styczniu w 1940 roku to -45,7°C, w grudniu: -42,3°C (1978 r.), w lutym: -39,3°C (1956 r.). Kolejną znaczącą różnicą jest maksymalny średni opad w miesiącu dla sierpnia – 204 mm (1987 r.) (www.pogodaiklimat.ru).

W mieście Wieliż (około 20 km na WSW od terenu badań) panuje klimat umiarkowany zimny (Dfb). Średnioroczna temperatura powietrza wynosi 4,9° C, zaś opady kształtują się na poziomie około 634 mm rocznie. Najwyższe opady notowane są w lipcu (89 mm), czerwcu (74 mm) i w sierpniu (70 mm). Najniższe opady są dokumentowane w lutym (28 mm), marcu (33 mm) i styczniu (36 mm). Analizując średnią miesięczną temperaturę to najwyższa panuje w lipcu (do 22°C), czerwcu (do 19°C) i w sierpniu (do 18°C). Najniższe notowane są w grudniu (do -10°C), styczniu (do -17°C) oraz w lutym (do -14°C) (<https://pl.climate-data.org>).

Podsumowując, najistotniejszą z punktu widzenia przedmiotu pracy jest możliwość wystąpienia na badanym obszarze ekstremalnych ulew w okresie letnim, które w sposób drastyczny mogą zintensyfikować procesy erozyjno-akumulacyjne na zboczach doliny. Ważną cechą klimatu są również stosunkowo wysokie opady oraz silne roztopy, które mogą modelować zbocza form geomorfologicznych w długim przedziale czasowym.

2.6. Gleby i roślinność obszaru

Na Wyżynie Smoleńskiej i Pojezierzu Witebskim występują głównie gleby powstałe na piaskach oraz gleby różnych typów wytworzone na osadach gliniastych (Bol'shoy Entsiklopedicheskiy slovar 2002). W odcinku górnym doliny rzeki Sertejki, na obszarze wysoczyzn występują gleby brunatne wytworzone na glinach. Miejscami gleby te mają niewielką miąższość około 20 cm, co wskazuje na występowanie procesów erozyjnych gleb na tych obszarach. W odcinku środkowym i dolnym doliny rzeki Sertejki, na piaskach wodnolodowcowych wytworzyły się gleby płowe i rdzawe. Mogą one mieć miejscami zarysowany poziom płużny charakterystyczny dla terenów o długotrwałej gospodarce rolnej.

W dnie doliny, przy zboczach wytworzyły się gleby deluwialne, które dodatkowo zostały przetransformowane przez gospodarkę rolną oraz działania melioracyjne. W dnie doliny występują gleby bagienne, przede wszystkim gleby gytiove, a także torfowe, mułowo-torfowe i mułowe. W niektórych miejscach mogły powstać także gleby murszowe. Na terasach kemowych w dnie doliny występują gleby glejowe. Miejscami wykształciły się mady, które powstały na aluwiach, np. w części dystalnej największego analizowanego stożka akumulacyjnego.

Obszar sertejski zajmują mezofityczne i higromesofitowe lasy iglaste i liściasto-iglaste, a także lasy świerkowe i świerkowo-liściaste (Bol'shoy Entsiklopedicheskiy slovar 2002). Torfowiska są tworzone przez turzycę, trzcinę pospolitą, różnego rodzaju mchy oraz skrzypy. Z kolei na łąkach dominuje gnidosz błotny i kostrzewa. Na wysoczyznach uprawiana jest zazwyczaj pszenica, żyto i len (Mazurkevich i in. 2009b). Jak podaje Bohn i in. (2004) obszar smoleński jest dogodny dla rozwoju boru mieszanego z przewagą *Picea*, *Betula* i *Pinus*.

Dno doliny w rejonie stanowiska zajmują przede wszystkim trzcinę i sitowia (w tym m.in. mozga trzcinowata i trzicina pospolita), duży udział ma także pokrzywa. Występują tutaj także skupiska drzew (głównie olszy, wierzby i brzozy), porastają one terasy kemowe i kemy. Zbocza doliny porośnięte są przede wszystkim przez wysokie trawy i paprocie, gdzieniegdzie spotkać można pojedyncze drzewa, najczęściej sosny i świerki (obszar listew osadów stokowych w obrębie dna doliny).

Obszar wysoczyzny powyżej badanych rozciągających się zajęty jest obecnie przez nieużytki rolne (Fot. 1), jednakże jeszcze w 2017 r. teren ten był incydentalnie użytkowany rolniczo, jako pole orne z uprawą zbóż. W obrębie analizowanego stożka akumulacyjnego różnorodność gatunkowa roślin spada (Fot. 1), może to być spowodowane m.in. mniejszą zawartością wilgoci w gruncie.



Fot. 1. Zdjęcia przedstawiające roślinność występującą wokół największego systemu parowów (parów A)
 A – widok na stożek akumulacyjny (fot. W. Piech, 2018); B – ujście parowu (fot. W. Piech, 2018);
 C – środkowy fragment systemu parowów (fot. W. Piech, 2018); D – dno WSBP (fot. W. Piech, 2018);
 E – obszar wysoczyzny (fot. W. Piech, 2018); F – zbocza doliny rzeki Sertejki (fot. A. Mroczkowska, 2017)

2.7. Zarys historii osadnictwa

2.7.1. Dane archeologiczne i historyczne

W dnie WSBP podczas prac melioracyjnych rozpoczętych w latach 40. XX wieku odkryto pierwsze artefakty wskazujące na zamieszkanie tego obszaru przez człowieka kilka tysięcy lat temu. Większość znalezisk i udokumentowanych stanowisk archeologicznych jest efektem prac archeologicznych przeprowadzonych w latach 70-tych i 80-tych XX wieku. Stacjonarne badania archeologiczne są kontynuowane od lat 90-tych po dziś. Dno doliny rzeki Sertejki, jej zbocza oraz najbliższe otoczenie doliny były wykorzystywane i kształtowane przez społeczności ludzkie już od schyłkowego paleolitu (Mazurkevich in. 2009a, 2009b, 2010, 2012, 2017; Kittel i in. 2018, 2023). Intensywne zasiedlenie obszaru w neolicie miało miejsce od ok. 9000 lat BP do ok. 3800 lat BP (Kulkova i in. 2001; Mazurkevich i in. 2009a, 2009b, 2010, 2012, 2020; Kittel i in. 2022). Należy tutaj wyróżnić wyjątkowe w skali światowej, odnalezione w obrębie WSBP, osady neolityczne z konstrukcjami palafitowymi

(Mazurkevich 2009a, 2009b; Mazurkevich i in. 2012). Osadnictwo tego typu rozwijało się tutaj między 4800 a 3800 cal BP (Mazurkevich i in. 2020). Budynki zbudowane były na prostokątnych platformach o wymiarach 7 m × 4,5 m, które posadowione były na licznych słupach o średnicy kilku-, kilkunastu centymetrów.

W okresie 4150-3750 cal BP w regionie sertejskim rozwijały się społeczności kultury Uzmen. Ówczesna ludność zaczęła osiedlać się na brzegach jezior, tworząc naziemne wielosezonowe budynki (Khrustaleva 2016). Na obszarze dorzecza Dźwiny, Dniepru czy Berezyny w okresie 3450-2950 cal BP żyła ludność kultury ceramiki kreskowanej. Uważa się, że działalność tych społeczności zintensyfikowała procesy stokowe w obrębie doliny rzeki Sertejki, które zostały datowane na 3800-3550 cal BP (Kittel i in. 2020). Od 2800 cal BP do 300 AD na interesującym nas obszarze funkcjonowała kultura dniepro-dźwińska. Ludność tego okresu ingerowała w środowisko poprzez deforestację, rolnictwo i wypas zwierząt (Schmidt 1992). Również w pierwszym tysiącleciu n.e., w dorzeczu Dźwiny i Toropy rozwinęła się kultura Tuszemla (300-700 AD). Jej stanowiska zostały udokumentowane na obszarach nad równinami zalewowymi wzduż małych rzek lub jezior (Tretyakov 1996; Schmidt 2003).

We wczesnym średniowieczu powstało kilka kurhanów zlokalizowanych w dolinie Sertejki (Yeremeyev 2003). Obszar sertejski przez całe średniowiecze i nowożytność był strefą pogranicza kilku państw najpierw księstw staroruskich, potem Księstwa Połockiego, Księstwa Smoleńskiego, Wielkiego Księstwa Litewskiego, państwa moskiewskiego, Rzeczypospolitej Obojga Narodów i cesarstwa rosyjskiego. Skutkowało to tym, że obszar sertejski przez długie lata był terenem przygranicznym, który charakteryzował się niewielką skalą użytkowania gospodarczego.

W końcu XIV wieku region należał do Wielkiego Księstwa Litewskiego. W tym czasie rozwinęły się szlaki lądowe i wodne. Największy rozwój dróg przypadł na XV w., co skutkowało intensywną eksploatacją środowiska. W wyniku nieprzerwanych konfliktów rejon Wielisz założony został porzucony na początku XVI w. Po przyłączeniu obszaru do Rzeczypospolitej w 1582 r. powróciło tu osadnictwo. Rozwijało się ono dalej w XVII w. Król August II Mocny w 1714 r. zezwolił na eksploatację zasobów drzewnych w rejonie Wielisz, co doprowadziło do znacznego odlesienia obszarów wysoczyznowych jeszcze w XVIII wieku. Pod koniec XVIII wieku i w początkach wieku XIX, po włączeniu tego obszaru do imperium rosyjskiego w 1772 r., w wiosce Seleznii (niecałe 7 km od obszaru badań) intensywnie rozwijało się rolnictwo, rzemiosło oraz hodowla bydła. Funkcjonował wówczas port rzeczny na Dźwinie, w bezpośrednim sąsiedztwie ujścia rzeki Sertejki. W roku 1861

została przeprowadzona reforma rolna, która doprowadziła do bardzo szybkiego wzrostu powierzchni gruntów rolnych. Według Golosova i in. (2017) maksimum powierzchni użytków rolnych na Nizinie Wschodnioeuropejskiej zostało osiągnięte na początku XIX wieku. W latach 1906-1917 wprowadzono reformę rolną P. Stołypina, która wprowadzała nowy system użytkowania ziemi.

Spadek powierzchni użytków rolnych (o 10-15%) nastąpił podczas działań wojennych w trakcie I wojny światowej wskutek gwałtownego spadku liczby ludności. W 1929 roku rozpoczęła się przymusowa kolektywizacja rolnictwa, która zakończyła się w 1934 r. i doprowadziła do załamania produkcji rolnej.

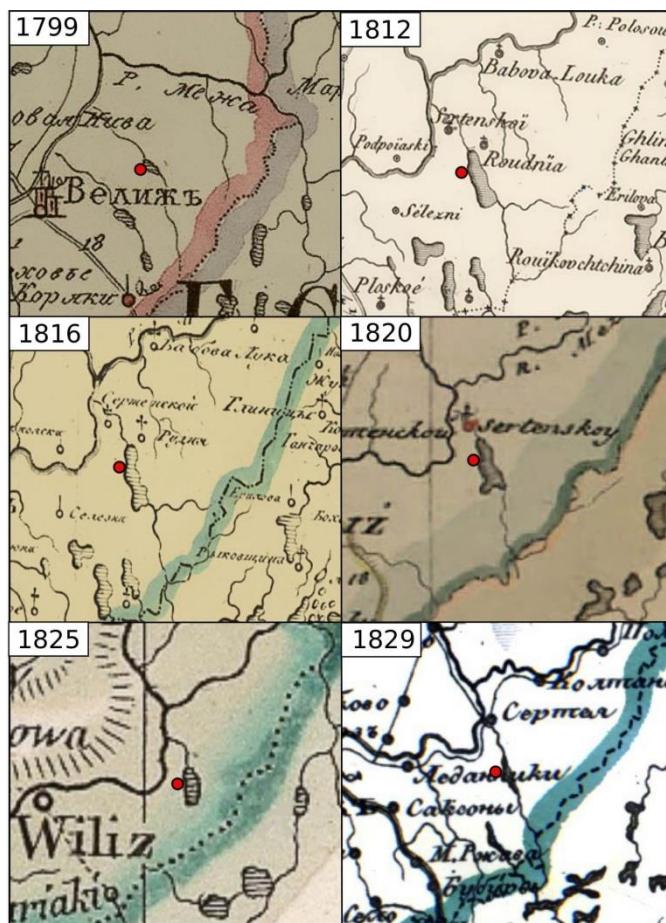
W 1941 roku zaczęto meliorować dno doliny rzeki Serteki, lecz prace zostały przerwane z powodu wojny. Wzrost liczby ludności po II wojnie światowej przyczynił się do szybkiego rozwoju przemysłu i urbanizacji, czego skutkiem była coraz większa deforestacja. Działania melioracyjne zostały wznowione w 1971 r. W latach 90-tych XX w. zmniejszyła się lokalna populacja i zarazem zmniejszyła się powierzchnia użytków rolnych – było to spowodowane upadkiem kołchozów i migracją do miast (Golosov i in. 2017).

2.7.2. Analiza historycznych źródeł kartograficznych

Trzeba podkreślić, że analiza pokrycia terenu i zagospodarowania obszaru na podstawie historycznych map obarczona jest dużą niepewnością. Wynika to przede wszystkim z ówczesnych słabo rozwiniętych metod kartograficznych, dużej skali, a także z możliwości „przepisywania” treści starszych map na nowsze mapy (powielanie błędów i generalizacja).

Pierwsza mapa, na której przedstawiony jest badany obszar pochodzi z 1799 r. W dolinie Serteki znajduje się jezioro przepływowe, które znajduje się w obszarze WSBP (Rys. 7). Mapa przedstawia niewielki zbiornik. Miasto Wieliż jest jedynym zaprezentowanym na mapie ośrodkiem osadniczym w bezpośrednim sąsiedztwie obszaru badań. Mapa z 1812 r. przedstawia bardziej szczegółowo zasięg jeziora. Najprawdopodobniej obejmowało ono całe dno WSBP. Północny brzeg sięgał aż po wieś Rudnia. Jednocześnie można stwierdzić, że powierzchnia jeziora jest większa niż w 1799 r.

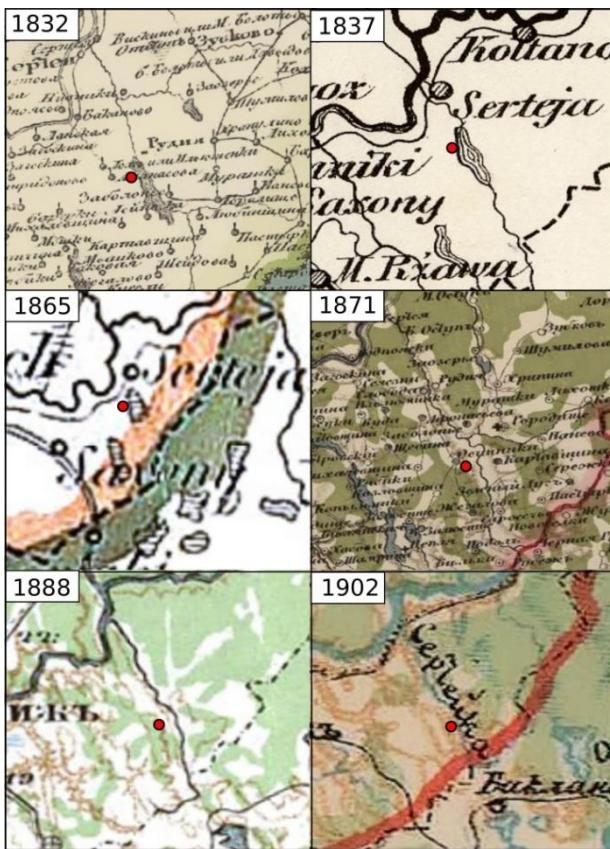
Z analizy mapy z 1816 r. wynika, że wielkość jeziora uległa zmianie, tj. nastąpiło zmniejszenie powierzchni zbiornika. Widoczne jest natomiast większe rozwinięcie linii brzegowej na zachodnim i wschodnim brzegu (Rys. 7). Mapa z 1825 r. sugeruje dalsze zmniejszanie się powierzchni jeziora. W 1832 r. przedstawiono zbiornik z dość dokładnie wytyconą linią brzegową (Rys. 8)



Rys. 7. Historyczne mapy obszaru doliny rzeki Sertejki od 1799 do 1829 r.

Zobrazowane zostały dwie zatoki w południowo-wschodniej części jeziora. Niektóre sąsiednie jeziora nie wykazują drastycznych zmian w zakresie rozwinięcia linii brzegowej oraz powierzchni, natomiast inne w kolejnych odwzorowaniach bardzo się od siebie różnią. Mniejsze akweny na poszczególnych mapach pojawiają się i znikają. Trzeba mieć na względzie wspomniane wcześniej różne metody tworzenia map, które mogły skutkować przypadkową zmianą kształtu jeziora w poszczególnych okresach. Odwzorowanie z 1865 r. jest bardzo ogólne, co może wynikać z odrysów starszych materiałów kartograficznych. Jezioro mogło wówczas zmniejszyć swój zasięg. Kształt zbiornika zmienił się z wydłużonego na bardziej obły, co mogło być spowodowane intensywnym drenażem jeziora.

Na mapie z 1871 r. jezioro nie zostało już zaznaczone, dlatego w świetle dostępnych materiałów kartograficznych można stwierdzić, że zostało całkowicie zdrenowane najpóźniej w połowie XIX wieku. Rzeka Sertepka zaznaczana jest wówczas jako ciek o małej liczbie meandrów, co może być efektem daleko posuniętej generalizacji. W południowym fragmencie doliny, rzeka płynęła wschodnim skrajem dna doliny, zaś w części północnej znajdowała się bardzo blisko zachodniego brzegu (Rys. 8).

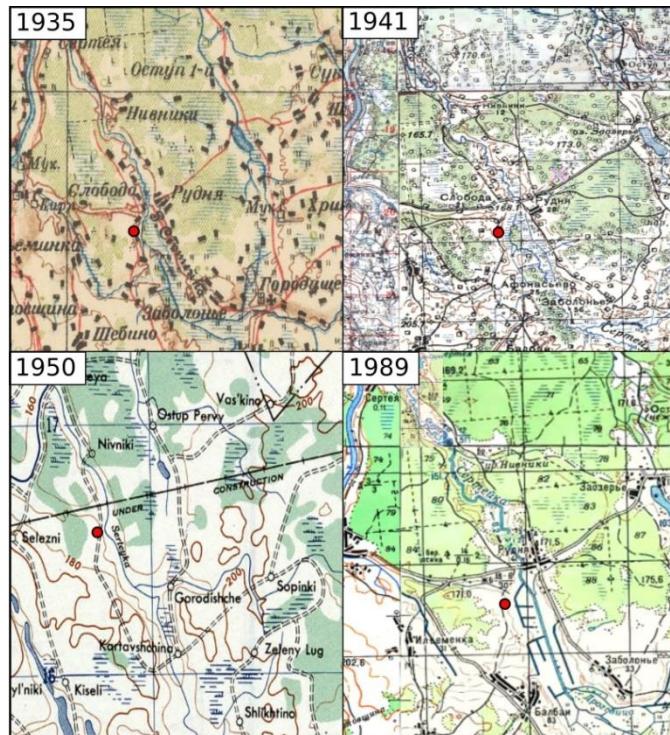


Rys. 8. Historyczne mapy przedstawiające dolinę rzeki Sertejki w okresie od 1832 do 1902 r.

W dolnym i środkowym odcinku doliny, wysoczyzny były najczęściej porośnięte przez lasy. Można zauważyć, że wysoczyzny były częściowo wylesione, na przykład w pobliżu wsi Serteya. Podobna sytuacja występowała w pobliżu badanego obszaru. Najprawdopodobniej teren ten był zajęty przez grunty orne. Na mapie zaznaczona została droga wychodząca ze wsi Rudnia, która biegła zachodnim krańcem doliny. Kolejna droga przebiegała wzduż wschodniego krańca doliny do wsi Serteya (Rys. 8). Na mapie z 1888 r. zasięg lasów zbytnio się nie zmienił względem sytuacji przedstawionej na mapie z 1865 r.

Na mapie z 1902 r. jest widoczne, iż obszar wysoczyzny po wschodniej stronie doliny był w głównej mierze zalesiony, z kolei obszar po zachodniej stronie uległ całkowitemu odlesieniu. Najprawdopodobniej znajdowały się tam pola uprawne. Ponadto zauważać można, że dno doliny pozostawało nadal niezalesione (Rys. 9). W 1935 r. rzeka Sertejka przepływała bardzo blisko zachodniej krawędzi doliny w jej północno-zachodniej części, zatem w bezpośrednim sąsiedztwie badanych rozcięć erozyjnych (Rys. 9). Dno doliny porastała niska roślinność, tylko miejscami zaznaczone były niewielkie zgrupowania drzew. Całe dno doliny stanowiło wówczas teren podmokły. Z kolei wysoczyzny po zachodniej stronie doliny były porośnięte przez lasy. Powierzchnia wysoczyzny po wschodniej stronie

charakteryzowała się bardziej zwartą pokrywą lasów, występuły tam również obszary trawiaste. Zmniejszył się również zasięg pól uprawnych. Warto odnotować, że w bezpośrednim sąsiedztwie krawędzi doliny zlokalizowane były pojedyncze gospodarstwa. Powierzchnie wysoczyzny, które otaczały dolinę rzeki Sertejki były miejscami podmokłymi (Rys. 9).

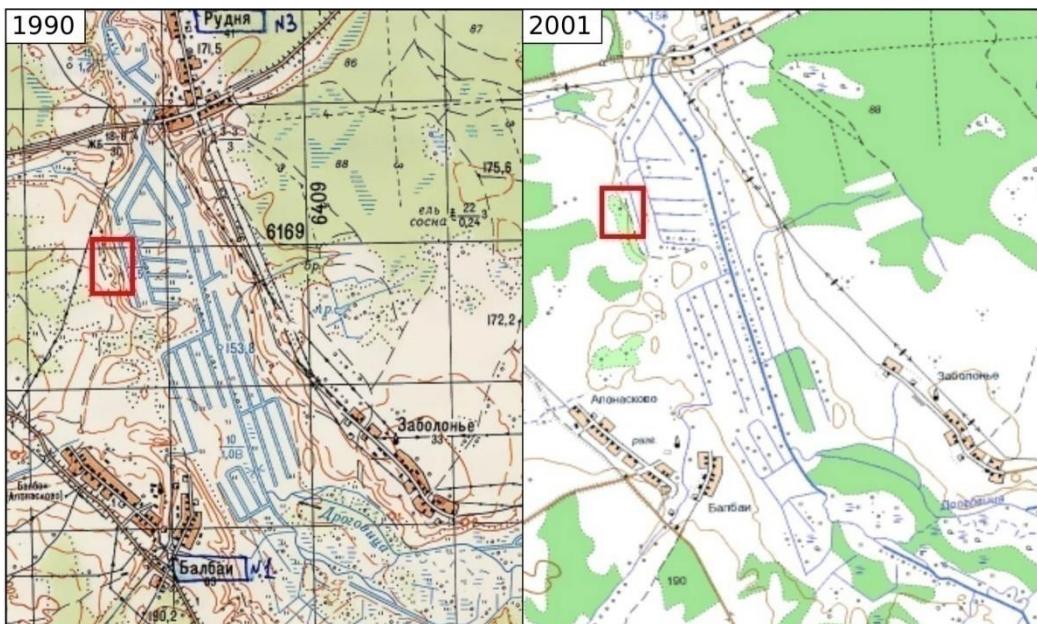


Rys. 9. Historyczne mapy przedstawiające dolinę rzeki Sertejki od 1935 do 1989 r.

Na mapie z 1941 r. zasięg lasów nie uległ większym zmianom w stosunku do sytuacji z 1935 r. Koryto Sertejki przybiera bardziej meandrujący charakter, lecz może być to spowodowane zwiększeniem szczegółowości mapy. Widoczne są także pierwsze rowy melioracyjne. Mapa z 1950 r. odznacza się dużym stopniem uogólnienia, lecz można zauważać tu zmniejszenie się zasięgu lasów i jednocześnie zwiększenie powierzchni pól uprawnych i pastwisk. Na mapie z 1989 r. pojawia się bardziej złożony system rowów melioracyjnych – na obszarze WSBP rzeka Sertejka została zmeliorowana i biegnie przez środek dna doliny w postaci prostoliniowego kanału. Ponadto droga biegąca po wschodniej krawędzi doliny mogła zostać utwardzona. Zauważać można także, że powierzchnia lasów znacznie się powiększyła, zarówno po zachodniej, jak i po wschodniej stronie doliny.

Na mapie z 1990 r. widoczne jest, że na badanym obszarze powstała droga gruntowa, która przebiega bezpośrednio przy zboczach doliny, w poprzek osi morfologicznej

największego stożka akumulacyjnego A (Fot. 2). Najprawdopodobniej droga została wybudowana w celu ułatwienia dostępu do dna doliny podczas prac melioracyjnych. Cały teren okalający obszar badań był bezleśny. Bezpośrednio przy rozcięciach erozyjnych występowały pojedyncze drzewa. Dno było porośnięte przez niską roślinność, zaznaczono również pojedyncze skupiska krzewów. Okoliczne wsie zostały zelektryfikowane. Na mapie z 2001 r. w rejonie zachodnich rozcięć erozyjnych, zaznaczono rzadki las (Rys. 10). Nieznacznie zwiększyła się powierzchnia lasów na wysoczyznach. Z kolei dno doliny porastały gęste krzewy i pojedyncze drzewa. Ciekawym faktem jest, że na obszarze zachodnich parowów widoczna jest jedynie droga wiodąca przez stożki akumulacyjne, nie naszkicowano drogi przebiegającej na wysoczyźnie.



Rys. 10. Mapy topograficzne z 1990 r. i 2001 r. przedstawiające dolinę rzeki Serteki

Podsumowując, na podstawie dostępnych map można stwierdzić częste zmiany powierzchni jeziora w obrębie WSBP, co z kolei może świadczyć o częstych zmianach poziomu wody, a co za tym idzie zmiany linii brzegowej na przestrzeni około 70 lat. Potencjalnie jezioro, w świetle dostępnych materiałów kartograficznych, miało największy zasięg w latach dwudziestych XIX wieku. Dynamiczna była również zmiana powierzchni lasów oraz gruntów ornych. Ponadto zauważalny jest wzrost liczby domów, wsie i sieci komunikacyjnej w coraz młodszych okresach.

3. Cele i zakres pracy

Celem nadzędnym stawianym w pracy było przeprowadzenie rekonstrukcji rozwoju paleogeograficznego rozcięć erozyjnych powstały na zboczach doliny rzeki Sertejki i utworzonych u ich wylotów stożków akumulacyjnych. Aby lepiej poznać przebieg zdarzeń paleogeograficznych prowadzących do rozwoju badanych form oraz określić ich skutki, nakreślone zostały kolejne dwa cele szczegółowe:

- 1) określenie korelacji pomiędzy zmianami klimatycznymi mającymi miejsce podczas pessimum Małej Epoki Lodowej a przebiegiem procesów denudacyjnych;
- 2) określenie wpływu nowożytnej antropopresji (z uwzględnieniem jej natężenia i kierunków) na przebieg procesów erozyjno-akumulacyjnych, prowadzących do rozwoju rozcięć erozyjnych i stożków akumulacyjnych.

Realizację postawionych celów umożliwiło przeprowadzenie następujących zadań badawczych:

- Rekonstrukcja warunków środowiskowych sprzed intensyfikacji procesów erozyjno-akumulacyjnych na podstawie wyników analiz paleoekologicznych, geochemicznych i geochronometrycznych osadów biogenicznych podścielających największy szczegółowo badany stożek akumulacyjny. Wykorzystane zostały wyniki badań: palinologicznych, makroskopowych szczątków roślinnych, paleozoologicznych (subkopalnych szczątków Chironomidae i Cladocera), geochemicznych (analizy pierwiastków metodą XRF i AAS, LOI, odczyn, przewodność elektrolityczna) oraz datowań radiowęglowych szczątków i osadów biogenicznych – cel został zrealizowany w artykułach Piech i in. (w druku); Ginter i in. (2023).
- Określenie wieku początków i etapów formowania największego systemu rozcięć erozyjnych oraz stożka akumulacyjnego w obrębie dolnego odcinka doliny rzeki Sertejki metodami: ^{14}C w technikach LSC i AMS, a także OSL, ^{210}Pb – cel został zrealizowany w artykułach Piech i in. (2018); Ginter i in. (2023); Piech i in. (w druku).
- Określenie uwarunkowań geologicznych, geomorfologicznych i topograficznych rozwoju rozcięć erozyjnych i stożków akumulacyjnych w dnie doliny Sertejki, w nawiązaniu do budowy geologicznej i morfologii obszaru – cel został zrealizowany w artykułach Piech i in. (2018, 2020) i Piech (2021).

- Określenie cech sedimentologicznych (teksturalnych i strukturalnych), geochemicznych (skład pierwiastkowy, odczyn, przewodność elektrolityczna, zawartość węglanu wapnia, LOI) oraz zawartości paleobotanicznej osadów mineralnych budujących największy stożek akumulacyjny, osadów wypełniających dna rozcięć erozyjnych największego systemu parowów i materiału źródłowego (równina wodnolodowcowa). Próba zrekonstruowania czynników hydrodynamicznych i litodynamicznych odpowiadających za kształtowanie największego stożka akumulacyjnego. A także określenie podstawowych cech sedimentologicznych osadów mineralnych innych stożków akumulacyjnych – cel został zrealizowany w artykułach Piech i in. (2018), Piech i in. (w druku); Piech (2021); Ginter i in. (2023).
- Rekonstrukcja warunków paleośrodowiskowych (paleoklimatycznych i paleohydrologicznych oraz rozwoju szaty roślinnej i zagospodarowanie terenu) w trakcie rozwoju badanych rozcięć erozyjnych i stożka akumulacyjnego. W tym określenie: 1/ korelacji pomiędzy zmianami klimatycznymi spowodowanymi przez wydarzenie Bonda nr 0 (Bond i in. 1997) przypadającymi na okres Małej Epoki Lodowej na przebieg procesów denudacyjnych w zachodniej Rosji na przykładzie formowania rozcięć erozyjnych i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Sertejki; 2/ wpływu nowożytnej antropopresji na inicjację i przebieg procesów erozyjno-akumulacyjnych na zboczach dolin na przykładzie dolnego odcinka doliny Sertejki; 3/ rekonstrukcja warunków paleośrodowiskowych prowadzących do ostatecznego zastąpienia systemu limnicznego systemem fluwialnym, w wyniku drenażu paleojeziora w obrębie WSBP we współczesnej dolinie dolnej Sertejki – cel został zrealizowany w artykułach Ginter i in. (2023); Piech i in. (w druku).
- Próba rekonstrukcji wpływu antropopresji na rozwój badanych rozcięć erozyjnych i stożka akumulacyjnego (z uwzględnieniem zmian, charakteru i kierunków jej natężenia) na procesy erozyjno-akumulacyjne w zachodniej Rosji na przykładzie formowania rozcięć erozyjnych w dolinie rzeki Sertejki – cel został zrealizowany w artykułach Piech i in. (2018, 2020), Piech i in. (w druku); Ginter i in. (2023).

Szczegółowe badania sedimentologiczne, geochemiczne i paleoekologiczne przeprowadzono w obrębie największego stożka akumulacyjnego powstałego u wylotu najlepiej rozwiniętego systemu rozcięć erozyjnych w dolinie dolnej Sertejki. Wykonano

również badania sedymentologiczne materiału źródłowego w obrębie przyległej równiny wodnolodowcowej. Dodatkowo przeprowadzono badania sedymentologiczne osadów mineralnych pozostałych stożków akumulacyjnych znajdujących się w obrębie dolnego odcinka doliny rzeki Sertejki. Badania geologiczne realizowane z wykorzystaniem sondowań i odkrywek geologicznych uzupełniono o prospekcje georadarowe oraz szczegółowe pomiary tachimetryczne największego stożka akumulacyjnego.

Wyniki badań pozwoliły na zdefiniowanie osadów deluwialnych jako ważnego geoarchiwum zmian środowiskowych w antropocenie.

4. Metody badań

4.1. Prace terenowe

Badania terenowe realizowane były w ramach ścisłej współpracy z Północno-Zachodnią Ekspedycją Archeologiczną Państwowego Muzeum Ermitaż w Sankt Petersburgu. Katedra Geologii i Geomorfologii WNG UŁ rokrocznie w latach 2013-2019 delegowała pod kierunkiem prof. P. Kittela polskie ekspedycje naukowe realizujące program badań geoarcheologicznych i paleogeograficznych w rejonie rzeki Sertejki. Ścisła kooperacja z ekspedycją Państwowego Muzeum Ermitaż zapewniła logistykę na obszarze badań, wsparcie techniczne oraz wsparcie merytoryczne. Prace realizowane w ramach niniejszej rozprawy stanowiły istotną część programu ekspedycji KGIG i zostały przeprowadzone w sezonach 2017, 2018 i 2019 r.

Celem terenowych badań geologicznych i geomorfologicznych było szczegółowe skartowanie zasięgu form erozyjnych i akumulacyjnych, rozpoznanie osadów budujących stożki akumulacyjne, pokrywy stokowe, dna rozcięć oraz dna współczesnej doliny i obszarów wysoczyznowych, a także pobór próbek i rdzeni osadów do badań specjalistycznych.

Zrealizowane prace terenowe objęły szczegółowe kartowanie geologiczne i geomorfologiczne systemu parów i największego na obszarze badań stożka akumulacyjnego (parów A – vide: Piech 2021, Ryc. 2) oraz ich otoczenia, a także sześć parów i ich stożków akumulacyjnych znajdujących się w obrębie WSBP (parowy B, C, D, E, F, G). Dzięki kartowaniu geologicznemu rozpoznano miąższość i charakter osadów budujących badane stożki akumulacyjne i dna rozcięć erozyjnych, a także równiny akumulacji biogenicznej w dnie współczesnej doliny Sertejki.

Wiercenia zostały wykonane ręczną sondą geologiczną Eijkelkamp zaopatrzoną w końcówkę Edelmana typu kombi oraz próbnik żlobkowy (tzw. laska holenderska). Dla obszaru głównego stożka akumulacyjnego, zboczy doliny i den parów wykonano ciągi

wierceń, w których odległość pomiędzy kolejnymi odwiertami wynosiła 5 m. Dla obszaru wysoczyzny i współczesnego dna doliny odległość pomiędzy wierceniami wynosiła od 10 do 30 m. Głębokość wierceń osiągała przeważnie 2,5 m, w kilku przypadkach osiągnęła 6 m (w obrębie osadów limnicznych równiny akumulacji biogenicznej WSBP). Pozostałe stożki akumulacyjne (B-G) oraz powierzchnie wysoczyznowe w ich otoczeniu były badane terenowo również za pomocą odwierów ręczną sondą geologiczną lub próbniem żłobkowym, a odległość pomiędzy kolejnymi odwiertami wynosiła od 5 do 30 m. Głębokość zalegania przewiercanych osadów była analizowana z dokładnością do 1 cm dla próbnika żłobkowego oraz do 5 cm dla próbnika Edelmana. W sumie wykonano 132 odwierty (por. Piech i in. 2020, Ryc. 2).

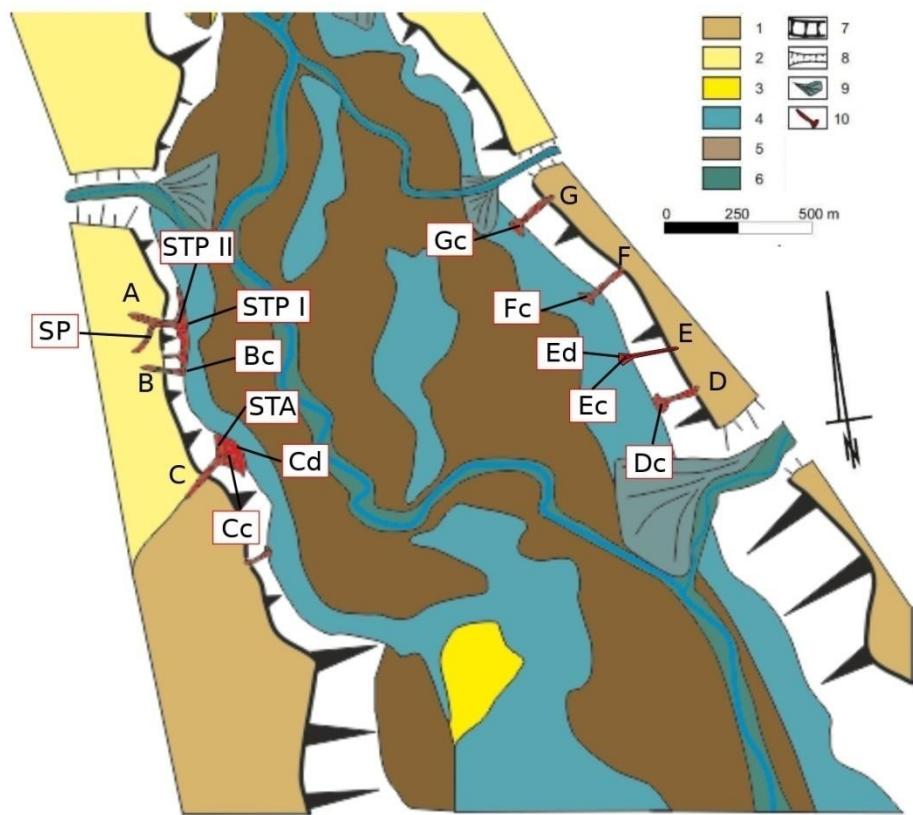
W strefie centralnej i dystalnej głównego stożka akumulacyjnego wykonano w sezonie 2017 r. dwie odkrywki geologiczne o rozmiarach 5×2 m i głębokości od 1 do 2 m. Ich lokalizację ustaloną w oparciu o wyniki sondowań geologicznych. Na zboczu rozcięcia erozyjnego (parowu), w jego środkowym fragmencie, wykonano odsłonięcie w postaci kolejnych stopni wcinających się w ścianę rozcięcia na 50 cm, przy szerokości 1,5 m. Wysokość stopni odkrywki wynosiła około 50 cm. Odkrywkę tę przedłużono w dnie parowu, tak aby uzyskać pełen przekrój jego wypełnienia. Tutaj szerokość odkrywki wyniosła 1,5 m, długość 3 m, zaś głębokość 2 m. Wykonana została dokumentacja fotograficzna oraz szkice ścian wykopów i odkrywki, co pozwoliło na udokumentowanie cech stratygraficznych, litologicznych i strukturalnych osadów budujących stożek oraz wypełniających dno parowu i utworów geologicznych budujących otoczenie obu form (osadów źródłowych). Pozycja topograficzna zarówno sondowań geologicznych, jak i lokalizacji odkrywek została ustalona z pomocą pomiarów geodezyjnych przy użyciu tachimetru.

Próbki do badań sedimentologicznych i geochemicznych (osady mineralne) oraz paleobotanicznych zostały pobrane z głównego stożka akumulacyjnego z dwóch profili wyznaczonych w obrębie odkrywek geologicznych (Rys. 11). Pierwszy profil (symbol STPII) zlokalizowany został w odkrywce w strefie centralnej stożka, gdzie próbki o objętości około 2 cm^3 pobierano z rozdzielcością 1-3 cm z poszczególnych, dających się rozróżnić makroskopowo, warstw i lamin – próbki te były przeznaczone do analizy sedimentologicznej metodą laserową oraz do analiz geochemicznych. Ponadto z poszczególnych warstw pobrano z rozdzielcością 5-10 cm próbki o objętości około 125 cm^3 do analiz sedimentologicznych metodą sitową. Próbki te posłużyły także do analiz paleobotanicznych i geochemicznych. Szczegółowy opis zastosowanej metodyki znajduje się w Piech i in. (2018), Ginter i in. (2023) oraz w Piech i in. (w druku). W przypadku struktury masywnej osadu lub braku zmiany cech

teksturalnych osadu przy ocenie makroskopowej, próbki pobierano z rozdzielczością 5 cm. Profil miał głębokość około 170 cm (Fot. 2). Stosując analogiczną metodę, pobrano próbki z drugiego profilu z odkrywki ze strefy dystalnej (Fot. 3) – profil STPI o długości 63 cm. Zastosowana metoda pobierania próbek pozwoliła na uchwycenie zmian w cechach uziarnienia poszczególnych serii, zwłaszcza warstwowanych deluwiów.



Fot. 2. Odkrywka geologiczna zlokalizowana w strefie centralnej stożka akumulacyjnego A wraz z rdzeniem osadów biogenicznych STPII_{bio} (fot. P. Kittel, 2018). Czerwoną linią zaznaczono położenie profilu STPII



Rys. 11. Lokalizacja profili badawczych oraz rozcięć erozyjnych na zboczach WSBP

Legenda jak na Rys. 5

Ze stropu osadów biogenicznych podścielających osady stożka akumulacyjnego pobrane zostały 2 rdzenie (monolity) osadów do metalowych puszek o wymiarach $50 \times 10 \times 10$ cm, jeden ze strefy centralnej (profil STPII_{bio}), drugi z dystalnej (profil STPI_{bio}). Rdzenie przeznaczone zostały do przeprowadzenia analiz palinologicznej, makroskopowych szczątków roślinnych, analizy subkopalnych Chironomidae i Cladocera oraz sedimentologicznych i analiz geochemicznych (analizy składu pierwiastkowego metodą AAS, %CaCO₃, LOI, odczynu, przewodności elektrolitycznej, redoks). Ponadto pobrano fragmenty drewna i szczątki drzew (kora, szyszki) znajdujące się w stropie osadów organicznych lub w spągu osadów mineralnych stożka akumulacyjnego do datowań radiowęglowych. Także makroskopowe szczątki roślin (Ginter i in. 2023: Tab. 2) wypreparowane z osadów mineralnych największego stożka zostały wykorzystane w dalszych analizach geochronologicznych (datowania radiowęglowe metodą AMS).



Fot. 3. Odkrywka geologiczna zlokalizowana w strefie dystalnej stożka akumulacyjnego A wraz z rdzeniem osadów biogenicznych STPI_{bio} (fot. P. Kittel, 2018). Czerwoną linią zaznaczono położenie profilu STPI

Trzeci profil (SP) zlokalizowano w odkrywce w środkowym fragmencie rozcięć erozyjnych (Rys. 11), gdzie próbki do analiz uziarnienia pobierane były ze ściany rozcięcia z osadów podłoża, tj. osadów budujących przyległą równinę wodnolodowcową. Rozdzielcość poboru próbek wynosiła od 20 do 50 cm i zależna była od zmian cech strukturalnych osadów. Głębokość profilu wyniosła około 6,3 m (Piech i in. 2018, Fot. 2). Z pozostałych stożków akumulacyjnych pobierano próbki z odwiertów ręcznych (próbnik żlobkowy) z ich stref centralnych i/lub dystalnych (Rys. 11). Materiał był pobierany z każdej

dającej się rozróżnić makroskopowo warstwy – objętość próbek wynosiła około 1 cm³ (Piech 2021).

Materiał mineralny do datowań OSL (4 próbki) został pobrany w roku 2018 ze strefy centralnej największego stożka, w ramach ponownie odsłoniętej odkrywki z 2017 r. Materiał do datowań OSL został pobrany w warunkach nocnych przy świetle o barwie czerwonej, aby zminimalizować ryzyko „wyzerowania” materiału przez jego naświetlenie światłem słonecznym. Z tej samej odkrywki w 2018 r. pobrano także 4 monolity osadów mineralnych stożka akumulacyjnego ze strefy centralnej. Wszystkie monolity mają wymiary 50×10×10 cm. Wykorzystane one zostały do wykonania datowań metodą ołowiovą (Ginter i in. 2023).

Niezwykle przydatne podczas kartowania geologicznego i geomorfologicznego były wyniki terenowych pomiarów geodezyjnych przy użyciu tachimetru, fotografii lotniczej wykonanej przez bezzałogowy statek powietrzny (DJI Phantom 3 Advanced) i prospekcji georadarowych wykorzystując georadar „OKO-2” z anteną o częstotliwości 150 MHz (firma LOGIS-GEOTECH). Zostały one wykonane w ramach prac Północno-Zachodniej Ekspedycji Archeologicznej PME, z wykorzystaniem sprzętu należącego do Państwowego Muzeum Ermitaż w St. Petersburgu, Uniwersytetu Państwowego w St. Petersburgu oraz Nansen International Environmental and Remote Sensing Center w St. Petersburgu. Ponadto wykonano szczegółowe pomiary topograficzne za pomocą tachimetru, a także fotografie lotnicze z użyciem drona oraz prospekcje georadarowe (GPR) badanych form i ich otoczenia. Pomiary topograficzne wykonała Yulia Teltevskaya z Wydziału Nauk o Ziemi na Uniwersytecie w Sankt Petersburgu. Badania GPR przeprowadziła Elena Pavlovskaja z Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Państwowego w Sankt Petersburgu.

4.2. Badania laboratoryjne

Specjalistyczne analizy laboratoryjne wykonane zostały dla zebranych próbek osadów mineralnych oraz rdzeni osadów biogenicznych.

4.2.1. Badania sedimentologiczne i geochemiczne osadów mineralnych

W trakcie prac terenowych zebrano w sumie 545 próbek osadów mineralnych (klastycznych) przeznaczonych do analiz sedimentologicznych (analizy uziarnienia) oraz geochemicznych (analizy %CaCO₃, odczynu, LOI, przewodności elektrolitycznej, analizy pierwiastków chemicznych z użyciem XRF, %C_{org}). Prawie 330 próbek pobranych zostało ze wszystkich stożków akumulacyjnych i ze ściany dna parowu A: z profilu STP II

pobrano 59 próbek do laserowej analizy sedimentologicznej i 16 do analizy sitowej, z profilu STP I było to odpowiednio 27 i 12 próbek (Tab. 1, 2), z profilu ze ściany parowu pobrano 44 próbki do analizy laserowej i 29 do analizy sitowej. W przypadku pozostałych stożków akumulacyjnych pobrano w sumie prawie 140 próbek do analizy laserowej. Z kolei z profilu ze ściany parowu pobrano niecałe 75 próbek: do analizy sedimentologicznej metodą laserową pobrano 45 próbek, a do analizy metodą sitową odpowiednio 29 próbek.

W ramach wykonanych prac laboratoryjnych dla próbek osadów z trzech profili badawczych (STP I, STP II, profil ze ściany parowu), a także próbek z pozostałych stożków akumulacyjnych zostały przeprowadzone analizy uziarnienia metodą dyfrakcji laserowej. Wykonałem je w Pracowni Sedymentologicznej Uniwersytetu Pedagogicznego im. Komisji Edukacji Narodowej w Krakowie. Analizy przeprowadziłem także w laboratorium WNG UŁ, wykorzystując metodę sitową. Metodyka badań sedimentologicznych została szczegółowo omówiona w artykułach Piech i in. (2018) oraz w Piech (2021), stanowiących część niniejszej rozprawy. Dla profilu STP I oraz STPII wykonałem analizy: zawartości procentowej węglanu wapnia metodą Scheiblera, odczynu oraz przewodności elektrolitycznej w laboratorium WNG UŁ (metodyka wg Bengtsson i Enel 1986; Wicik, 1993; Myślińska, 2010). Przeprowadzone zostały ponadto badania chemostratygrafii osadów mineralnych stożka akumulacyjnego spod stożka metodą spektroskopii fluorescencji rentgenowskiej (XRF) w Laboratorium Datowania Termoluminescencyjnego i Spektrometrii (obecnie: Pracownia Datowania i Konserwacji Zabytków Instytutu Archeologii UŁ). Metodyka badań geochronologicznych metodą OSL została szczegółowo opisana w Ginter i in. (2023), która to praca stanowi część niniejszej rozprawy.

W dalszej kolejności dla próbek mineralnych (profile STP I i STP II) przeprowadzono analizy zawartości procentowej węgla organicznego metodą Tiurina, materii organicznej metodą strat prażenia (LOI) oraz analizy spektroskopii fluorescencji rentgenowskiej XRF (dla wyróżnionych próbek referencyjnych) (metodyka za: Tobolski 1998; Heiri i in. 2001; Woszczyk i Szczepaniak 2008; Imanishi i in. 2010; Hildebrandt-Radke 2017; Kittel i in. 2017). Wyniki tych analiz pomogły określić warunki środowiskowe jakie panowały podczas faz erozyjno-denudacyjnych przyczyniających się do powstania badanych rozcięć erozyjnych i stożków napływowych.

Tab. 1. Liczba przebadanych próbek osadów dla rdzenia STP I

Nazwa analizy:	STP I osady nieorganiczne	STP I osady organiczne
	Liczba próbek	Liczba próbek
Uziarnienie	22 (metoda dyfrakcji laserowej)	27 (metoda dyfrakcji laserowej)
	12 (metoda sitowa)	
pH	12	25
Przewodność elektrolityczna	12	25
Węglan wapnia %	12	25
Zawartości pierwiastków XRF/AAS	19 XRF	27 (AAS)
LOI	-	21
Makroskopowych szczątków roślinnych	13	19
Pylkowa	-	21
Chrinomidae i Cladocera	-	21
Geochronometryczne	2 AMS, 1 LSC	4 AMS, 1 LSC

Wyniki analizy spektroskopii fluorescencji rentgenowskiej (XRF) umożliwiły ustalenie: wpływu antropopresji na środowisko, skali zanieczyszczenia pierwiastkami metali ciężkich oraz wpływu zabiegów agrotechnicznych na kształtowanie zboczy. Dzięki powyższym analizom można było także pośrednio ustalić wpływ warunków klimatycznych i antropopresji (np. poprzez deforestację i uprawę roli) na intensyfikację procesów stokowych.

Tab. 2. Liczba przebadanych próbek dla osadów rdzenia STP II

Nazwa analizy:	STP II osady nieorganiczne	STP II osady organiczne
	Liczba próbek	Liczba próbek
Uziarnienie	59 (metoda dyfrakcji laserowej)	21 (metoda dyfrakcji laserowej)
	15 (metoda sitowa)	
pH	30	20
Przewodność elektrolityczna	30	20
Węglan wapnia % / C_{org}	30 / 0	20 / 14
Zawartości pierwiastków XRF/AAS	30 XRF	21 AAS
LOI	21	21
Makroskopowych szczątków roślinnych	16	20
Pyłkowa	-	-
Chironomidae i Cladocera	-	21
Geochronometryczne	8 + 26 ²¹⁰ Pb, 4 OSL, 4 AMS	2 AMS, 2 LSC

Wyniki badań sedymentologicznych, geochemicznych i paleobotanicznych osadów mineralnych były podstawą dla rozpoznania cech teksturalnych i strukturalnych osadów oraz pozwoliły na wyróżnienie ich typów genetycznych, tj. deluwia, proluwia, osady rzeczne oraz określenie warunków formowania poszczególnych serii (por. m.in. Twardy 2008, Hildebrandt-Radke 2017).

4.2.2. Badania paleoekologiczne i geochemiczne rdzeni osadów biogenicznych

Badania paleoekologiczne zostały przeprowadzone dla dwóch krótkich (50 cm) monolitów osadów biogenicznych pobranych z części stropowej osadów jeziorno-torfowiskowych podścielających osady mineralne największego stożka akumulacyjnego. Monolity osadów biogenicznych w warunkach laboratoryjnych zostały opróbowane z dokładnością 2,5 cm, a próbki przekazano do eksperτyzanych analiz paleoekologicznych i geochemicznych. Specjalisci wykonali następujące analizy: makroskopowych szczątków roślinnych (prof. Renata Stachowicz-Rybka, dr Katarzyna Cywa IB PAN), pyłkowa (dr hab. Anna Hrynowiecka, prof. PIG-PIB, Oddział Geologii Morza, Gdańsk), subkopalnych Chironomidae i Cladocera (dr Agnieszka Mroczkowska z Zakładu Dynamiki Krajobrazów Minionych IGiP PAN) oraz geochemiczna. Z kolei analizy pierwiastków litofilnych, śladowych i ciężkich oraz składu granulometrycznego i LOI z próbek organicznych zostały wykonane przez dra Daniela Okupnego z Instytutu Nauk o Morzu i Środowisku, Uniwersytet Szczeciński. Metodyka badań paleoekologicznych została szczegółowo opisana w Piech i in. (w druku), który stanowi część niniejszej rozprawy. Badania paleoekologiczne osadów biogenicznych podścielających stożek akumulacyjny umożliwiły rozpoznanie warunków paleośrodowiskowych w ostatniej fazie funkcjonowania jeziora w obrębie WSBP (współczesnej doliny rzeki Serteki) i ostatecznego zastąpienia systemu fluwialnego systemem rzecznym.

4.2.3. Badania geochronometryczne

W celu określenia chronologii faz formowania największego stożka akumulacyjnego wykorzystane zostały wyniki datowania ołowiowego (^{210}Pb), wyniki metodą optycznie stymulowanej luminescencji (OSL) i metodą radiowęglową (^{14}C): techniką scyntylacyjną (LSC) i akceleratorową (AMS).

Istotnym elementem oznaczeń geochronometrycznych w ramach niniejszej dysertacji są datowania osadów klastycznych budujących największy stożek akumulacyjny metodą ołowiową (^{210}Pb). Metoda ta bardzo dobrze sprawdza się przy datowaniu osadów bardzo młodych, jej zasięg to około 300 lat. W 2018 r. pobrano ze ściany odkrywki geologicznej w obrębie największego stożka akumulacyjnego 4 monolity osadów w metalowe puszki o wymiarach $50 \times 10 \times 10$ cm. Z jednej z nich, z głębokości od 0 do 55 cm p.p.t., zostało wypreparowanych 15 próbek niezbędnych do uzyskania sekwencji dat ołowiowych. Przedział błędu datowania mieści się w zakresie 5 lat, co jest niezwykle istotne dla precyzyjnego

wyznaczenia faz akumulacji osadów stożka i skorelowania ich z czynnikami zewnętrznymi, zwłaszcza ze zmianami paleośrodowiskowymi i oddziaływaniami antropogenicznymi.

Ponadto uzyskano datowania radiowęglowe dla szczątków biogenicznych (nasiona, fragmenty kory i drzew, fragmenty roślin) pozyskanych z osadów jeziornych podścielających stożki akumulacyjne oraz szczątków organicznych występujących w osadach samych stożków. Analizy zostały wykonane techniką scyntylacyjną (LSC) dla osadów organicznych, dużych fragmentów drewna i części drzew oraz techniką akceleratorową (AMS) dla wyselekcjonowanych makroskopowych szczątków roślinności lądowej z osadów organicznych i nieorganicznych. Metodyka została szczegółowo opisana w artykułach Piecha i in. (w druku) i Gintera i in. (2023), które stanowią część niniejszej rozprawy.

Poboru próbek osadów stożka do datowań OSL dokonano w ponownie odsłoniętej odkrywce STPII. Przed poborem próbek w ścianie odkrywki wykonano wcięcie o głębokości 10 cm. Taki zabieg miał na celu odsłonięcie osadów nienarażonych na bezpośrednie działanie promieni słonecznych. Sam pobór próbek odbywał się zaś w warunkach nocnych, przy wykorzystaniu światła z czerwonym filtrem. Takie podejście umożliwiło pobór próbek z konkretnych, wytypowanych wcześniej na podstawie ich cech teksturalnych lamin osadów, w obrębie form cechujących się dużą zmiennością litologiczną, jakimi są stożki akumulacyjne. Dla osadów tych trudno jest określić przebieg granic poszczególnych warstw i lamin w głębszej części ściany odsłonięcia. Próbki były następnie umieszczane w czarnej, nieprzepuszczającej światła i wody torbie foliowej. Miejsca poboru próbek bazowały na otrzymanych wcześniej wynikach analiz uziarnienia, tj. wysokim udziale frakcji 90–125 µm. Próbki do badań zostały przygotowane w Gliwickim Laboratorium Luminescencji, a dokładny proces analizy został szczegółowo opisany przez Gintera i in. (2023).

Oznaczenia geochronometryczne zostały wykonywane w: Laboratorium Datowań Radiowęglowych w Gliwicach – datowania metodą ^{210}Pb , Laboratorium Datowania Termoluminescencyjnego i Spektrometrii UŁ (obecnie: Pracownia Datowania i Konserwacji Zabytków Instytut Archeologii UŁ) – datowania OSL, w Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Cianowicach – datowania radiowęglowe metodą LSC i AMS.

4.3. Prace kameralne

Analizy kameralne obejmowały przede wszystkim: opracowanie wyników badań laboratoryjnych, analizy statystyczne uzyskanych wyników, szczegółowe analizy rzeźby i budowy geologicznej terenu, studia literaturowe oraz ostateczne opracowanie wyników i przygotowanie dysertacji.

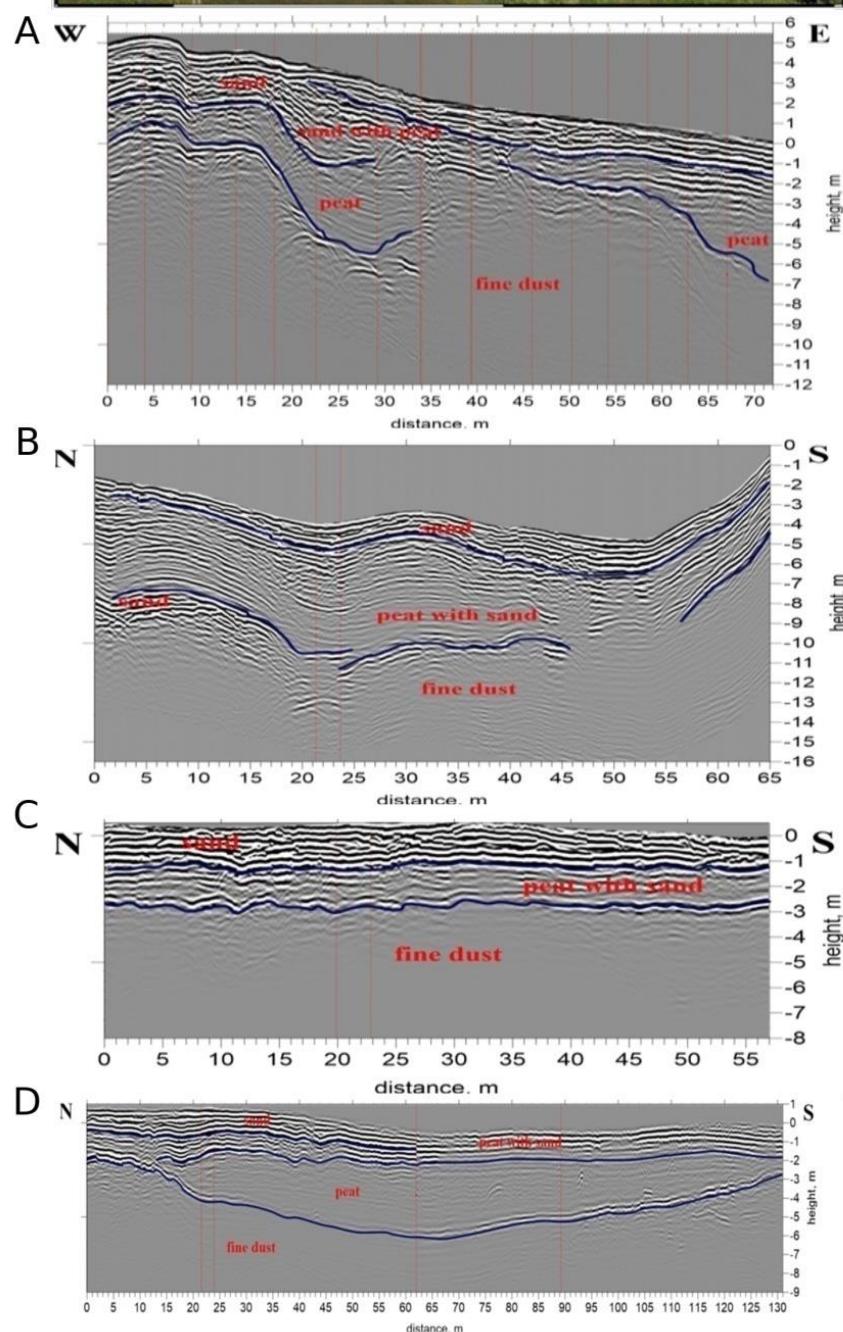
Uzyskane wyniki uziarnienia dla poszczególnych próbek wykorzystano do obliczenia wskaźników statystycznych, tj.: średnią średnicę ziaren (M_z), odchylenie standardowe (wysortowanie - σ_I), skośność (S_{kl}) oraz kurtozę (K). Wskaźniki zostały uzyskane za pomocą programu Gradistat 5.11 (Blott i Pye 2001). W obliczeniach posłużyono się metodą zaproponowaną przez Folka i Warda (1957). Wykorzystując program Gradistat 5.11 dokonano także analizy uzyskanych krzywych częstości rozkładu uziarnienia, krzywych kumulacyjnych rozkładu uziarnienia, diagramów zależności poszczególnych parametrów statystycznych (wskaźników sedymentologicznych), diagramów C/M Passeggi czy uziarnienia wg Udden'a (1914) i Wentworth'a (1922).

Badania kameralne objęły opis oraz analizę uzyskanych wyników analiz laboratoryjnych i terenowych. Duża ilość zgromadzonych danych pozwoliła na uzyskanie statystycznie istotnych wyników analiz sedymentologicznych i geochemicznych próbek osadów pochodzących z różnych form terenowych i różnych stref geomorfologicznych.

W analizach ukształtowania i budowy geologicznej terenu badań wykorzystane zostały, oprócz danych pochodzących z kartowania geologicznego, także wyniki pomiarów geodezyjnych z zastosowaniem tachimetru, ortofotomapy wykonane za pomocą drona oraz wyniki prospekcji wykonanych georadarem (GPR) (Rys. 12). Opracowanie graficzne uzyskanych wyników zostało wykonane z wykorzystaniem oprogramowania ArcMap dostępnego na WNG UŁ, w tym m.in.: analiza form rzeźby terenu na podstawie wykonanej mapy wysokościowej terenu badań i mapy spadków terenu, mapy geologicznej, mapy użytkowania terenu, mapy ekspozycji terenu i kierunków przepływu oraz modele 3D badanego obszaru.



Rys. 12. Lokalizacja profili georadarowych na obszarze stożka akumulacyjnego A i B. Ortofotomapa wykonana przez E. Kazakova, profile wykonane przez E. Pavlovskaią



5. Szczegółowe wyniki badań

5.1. Cechy morfologiczne, sedymetologiczne i wiek stożków akumulacyjnych na zboczach WSBP

Piech W. 2021. *Sedimentological features and depositional conditions of accumulative fans in the lower Serteyka River valley, Western Russia.* Acta Geographica Lodziensia 111, 159-188.

SEDIMENTOLOGICAL FEATURES AND DEPOSITIONAL CONDITIONS OF ACCUMULATIVE FANS IN THE LOWER SERTEYKA RIVER VALLEY, WESTERN RUSSIA

WIKTOR PIECH¹

Abstract. In the Serteyka River valley in western Russia, eight accumulative fans formed at the mouths of ravines were examined geologically and geomorphologically. The test samples were collected from individual geological drillings made with a manual probe, as well as from excavations in the central and distal zones of the fans. Using the Gradistat program, sedimentological indicators were calculated, i.e. mean grain diameter (M_z), standard deviation (sorting – σ_1), skewness (S_k) and kurtosis (K_G), and then particle-size distribution frequency curves, cumulative curves and a Passegae C/M diagram were drawn. It has been documented that the grain size of the fan sediments depends on the characteristics of the source material. Analysis of sedimentological indicators (mean grain diameter, sorting, skewness, kurtosis) showed the studied fans deposits to have a large variability of erosion and accumulation conditions. For the deposits of younger fans, the 2nd system of the M_z -versus- σ_1 relationship after Mycielska-Dowgialło (1995) was distinguished, while for the older, the 2nd, 3rd and 4th systems were recognised. The main process of grain transport within these forms was saltation. The ravines on the eastern slope of the Serteyka valley were most likely created in the periglacial period, while the gullies on the western side of the valley developed in the early modern period.

Key words: slope processes, deluvia, denudation valleys, erosion cuts, sediment lithodynamics, Late Weichselian, Holocene, Little Ice Age

Introduction

In the present-day valley of the Serteyka River, since the 1960s, during drainage works and later during archaeological research, a number of archaeological sites dating from the late Palaeolithic to the modern period have been discovered. The most interesting are globally unique Neolithic pile-dwelling settlements (e.g. Kul'kova *et al.* 2001, 2015; Mazurkiewich *et al.* 2009a, b, 2012; Kittel *et al.* 2020, 2001; Wieckowska-Lüth *et al.* 2021). The Serteya region is important in research on the neolithisation of Eastern Europe because some of the earliest ceramics have been found there (Kul'kova *et al.* 2015). For many years, the lower section of the Serteyka valley has been the subject of not only intensive archaeological research, but also palaeo-environmental research (e.g. Mazurkiewich *et al.* 2009a, b, 2012; Piech *et al.* 2018, 2020; Kittel *et al.* 2018, 2020, 2021; Mroczkowska *et al.* 2021a, b; Wieckowska-Lüth *et al.* 2021; Ginter *et al.* under review). The examination of cuts and fans was supposed to revise the hypothe-

Slope sediments constitute a specific geoarchive recording numerous changes in erosion and accumulation processes that are reflected in the structural and textural features of sediments. Their recognition is extremely important in the context of environmental reconstruction (Smolska 2005; Twardy 2008; Dotterweich *et al.* 2012; Kittel 2014; Piech *et al.* 2018; Szwarczewski *et al.* 2020).

The development of gullies and denudation valleys is influenced by many factors, both natural and anthropogenic. The natural factors are connected to one another. Less dense and fine sediments are more easily eroded. An additional factor “facilitating” erosion is steep slopes. Another factor is deforestation and the conversion of forests to arable lands; this deprives the surface of the earth of “protection”, thereby intensifying slope processes. Then, there is a strong erosion of the slopes leading to the formation of, among other things,

¹ University of Łódź, Faculty of Geographical Sciences, Department of Geology and Geomorphology, St. Narutowicza 88, 90-139 Łódź; e-mail: wiktorm piech@edu.uni.lodz.pl, ORCID: 0000-0001-5068-1631

furrows, cuts, and covers of slope deposits. Extreme phenomena, e.g. heavy rains, cause a sudden intensification of erosion and accumulation processes, especially on slopes without forest cover (Teisseyre 1994; Poesen *et al.* 2003; Smolska 2005; Dotterweich 2008; Rodzik *et al.* 2008; Twardy 2008; Vanmaercke *et al.* 2016).

Various environmental changes, geomorphological processes (e.g. regression of ice cover, fluvial and slope activity), climatic fluctuations (e.g. changes in rainfall), vegetation or water conditions influence the formation and development of gullies (Table 1) (Klatkowa 1965; Twardy 1995,

2008, 2017; Starkel 2005; Valentin *et al.* 2005; Panin *et al.* 2009, 2011; Drebrodt *et al.* 2010; Palusziewicz 2011; Jaworski 2018; Piech *et al.* 2018; Karasiewicz *et al.* 2019; Ginter *et al.* 2020, under review). On the other hand, the anthropogenic factor is human activity in its broader understanding, e.g. deforestation, agricultural activity, the causing of fires (Twardy 1995, 2008; Smolska 2005; Sidorchuk *et al.* 2006; Dotterweich 2008; Rodzik *et al.* 2008, 2015; Dotterweich *et al.* 2012; Golosov *et al.* 2017; Poesen 2018; Piech *et al.* 2018, 2020; Ginter *et al.* under review).

Table 1
Processes, conditions and effects on the slopes

Morphological process	Environmental conditions	Geomorphological effects	Sample literature
slopewash, rain-wash, surface flow, creep flow, mud flow	rains of varying intensity; plowing method and type of cultivation; slope surface made of fine material; snow thawing	slope sediment covers in individual slope zones; formation of accumulative fans	Sinkiewicz 1989, 1998; Teisseyre 1994; Stochlak 1996; Smolska 2003, 2005, 2008; Twardy 1995, 2000, 2008; Belyaev <i>et al.</i> 2005; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011; Kittel 2014, 2016; Ratajczak-Szczerba, Palusziewicz 2015; Piech <i>et al.</i> 2018; Karasiewicz <i>et al.</i> 2019; Szwarczewski <i>et al.</i> 2020; Ginter <i>et al.</i> under review
soil erosion, linear erosion, slope erosion, rill wash, splash erosion, piping	intense rains; lack of a dense plant cover; high slope; slope surface made of fine material	formation of small size cuts (rills); slope denudation	Sinkiewicz 1989, 1998; Teisseyre 1994; Stochlak 1996; Smolska 2003, 2005, 2007, 2008; Twardy 1995, 2000, 2008; Sidorchuk <i>et al.</i> 2006; Dotterweich 2008; Drebrodt <i>et al.</i> 2010; Dotterweich <i>et al.</i> 2012; Kittel 2014, 2016; Majewski 2014; Ratajczak-Szczerba, Palusziewicz 2015; Jaworski 2018; Piech <i>et al.</i> 2018; Poesen 2018; Karasiewicz <i>et al.</i> 2019; Szwarczewski <i>et al.</i> 2020; Ginter <i>et al.</i> under review
rill erosion, ephemeral gully erosion, gully erosion, road gully erosion	lack of a dense plant cover; prolonged heavy rains; the occurrence of extreme phenomena; strong deforestation of the upland area	formation of large erosive cuts and gullies	Klatkowa 1965, 1989; Poesen <i>et al.</i> 2003; Belyaev <i>et al.</i> 2005, 2020; Smolska 2005, 2007; Twardy 1995, 2005, 2008; Valentin <i>et al.</i> 2005; Panin <i>et al.</i> 2009, 2011; Drebrodt <i>et al.</i> 2010; Palusziewicz 2011, 2014; Tylman 2011; Dotterweich <i>et al.</i> 2012; Majewski 2014; Złobicki <i>et al.</i> 2014; Rodzik <i>et al.</i> 2015; Vanmaercke <i>et al.</i> 2016; Golosov <i>et al.</i> 2017; Jaworski 2018; Piech <i>et al.</i> 2018; Karasiewicz <i>et al.</i> 2019; Majewski, Palusziewicz 2019; Piech <i>et al.</i> 2020

There are many processes affecting the morphology of gullies and their accumulative fans (Table 1). In gullies or erosion-denudation valleys, periods of increased erosion and accumulation alternated. These forms constitute an important part of the shaping relief processes.

The aim of the study is to analyse the textural features of accumulative fan sediments, and on their basis to determine the erosion, transport, deposition and redeposition processes, as well as their geomorphological characteristics.

Research area

The study area is located in the valley of the lower Serteyka River, which is on the Russian Plain in western Russia, on the border of the Pskov, Tver and Smolensk oblasts. This area was within the range of the last Weichselian ice sheet (Valdai ice sheet) (Fig. 1). The Serteyka River uses a subglacial channel created during the last ice age. After the deglaciation, blocks of dead ice remained in the tunnel valley, which, as they melted, gave rise to lakes. In the Holocene, these were drained, and a fluvial system was developed (Kittel *et al.* 2018; Piech *et al.* 2018).

On the western side of the Serteyka River valley, the upland is formed mostly of fluvioglacial sands. Further to the west and south-east there are several clay horizons within fluvioglacial deposits (Piech *et al.* 2020). In turn, the eastern plateau is formed primarily of glacial till. Within the palaeolake basins there are kames and kame terraces built by sands and silts. These forms are partially covered by gyttja and fluvial overbank deposits. The beginning of lacustrine sediment accumulation was in the Late Weichselian (Kittel *et al.* 2018). In the lower parts of the slopes of the subglacial channel, strips of slope sediments and gullies with accumulative fans have developed (Piech *et al.* 2018, 2020) (Fig. 2).

Several in-depth palaeogeographic studies have been carried out in the Serteya region, but the focus has been primarily on biogenic sediments (Fig. 3) (e.g. Kittel *et al.* 2018, 2020, 2021; Tarasov *et al.* 2019; Łuców *et al.* 2020; Mroczkowska *et al.* 2021a, b; Wieckowska-Lüth *et al.* 2021).

Currently, erosion and accumulation processes are observed on the slopes of the studied part of Serteyka River valley (former tunnel valley) and within the erosion cuts. The upland is mostly deforested, and periodic farming is carried out here, although in recent seasons the fields have turned to fallow land, while the slopes, erosion cuts, accumulative fans and the valley floor are wasteland with small clusters of trees (Piech *et al.* 2020).

Methods

The sedimentological research covered seven erosion cuts (gullies) and their accumulative fans that were formed on the slopes and the Serteyka River valley floor. Gullies on the western side of the Serteyka River valley are marked with the letters A, B,

C, while gullies on the eastern side of the valley are marked with the letters D, E, F (Fig. 2).

The field work included detailed geological mapping of gullies and their accumulative fans, which was performed using the Eijkelkamp geological hand auger equipped with a gouge auger. The sediments were analysed with an accuracy of 1 cm. The distance between the drillings was 5 m for fans of gullies A and B and from 5 to 30 m for the other gullies' fans. The samples for the study of gully A were taken from two geological outcrops. The first lay in the central zone, the second in the distal zone. Samples with a volume of approx. 1 cm³ were taken with an accuracy of 1–3 cm from macroscopically distinguishable layers (Piech *et al.* 2018). For other fans, samples for laboratory tests were taken from drillings from each macroscopically distinguishable layer.

Laboratory work included grain-size analysis by laser diffraction using the Malvern MasterSizer 3000 analyser with a water attachment, available at the laboratory of the Institute of Geography of the Pedagogical University in Krakow. The laser diffraction method was used for fractions below 2.0 mm, and, for the coarser fraction, the sieve method was used (carried out in the laboratory of Faculty of Geographical Sciences University of Łódź). Then the sedimentological indices were calculated according to Folk and Ward (1957): mean grain diameter (M_Z), standard deviation (sorting – σ_I), skewness (Sk_I), and kurtosis (K_G). The calculations were made using the Gradistat 5.11 program (Blott, Pye 2001). The SPAN index was also calculated using the formula $[(D_{90}-D_{10})/D_{50}]$ (after Foster 1991; Warrier *et al.* 2016).

Methods for the analysis of lithodynamics of slope processes

The relations between mean grain diameter and sorting were used to analyse the dynamics of slope processes and the conditions of sediment deposition (see Folk, Ward 1957). The arrangement of these relations is important in determining the dynamics of transport and the processes of material accumulation within a specific environment (Mycielska-Dowgiałło 1995). So far, four M_Z -versus- σ_I systems have been defined (Mycielska-Dowgiałło 1995; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011), i.e.:

- 1st system (as average grain diameter increases, sorting values decrease simultaneously): characteristic of channel deposits,



Fig. 1. Location of research area (Gorlach *et al.* 2015)

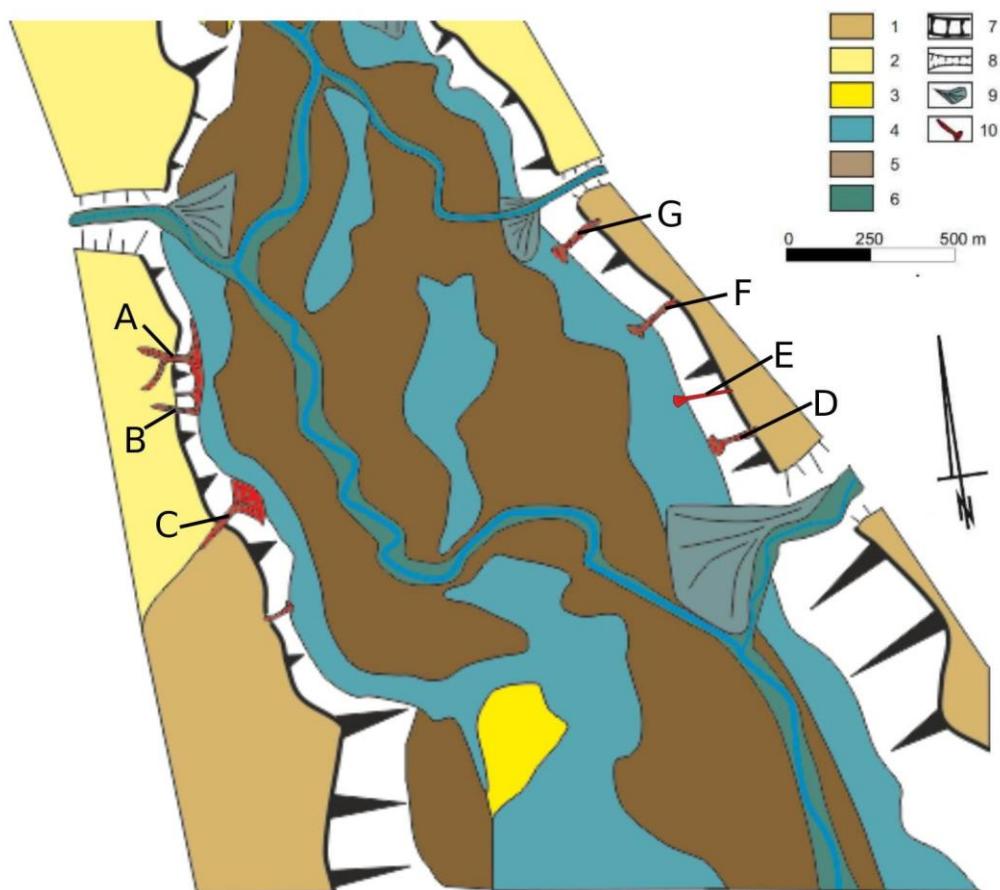


Fig. 2. Geomorphological sketch of studied fragment of Serteyka River valley after Kittel *et al.* (2018)

1 – moraine plateau; 2 – glaciofluvial plain; 3 – crevasse fills; 4 – kames and kame terraces; 5 – biogenic plains; 6 – flood plain; 7 – subglacial channel; 8 – valley slopes; 9 – alluvial fans; 10 – gullies, denudational valleys and their accumulative fans (A, B, C, D, E, F, G)

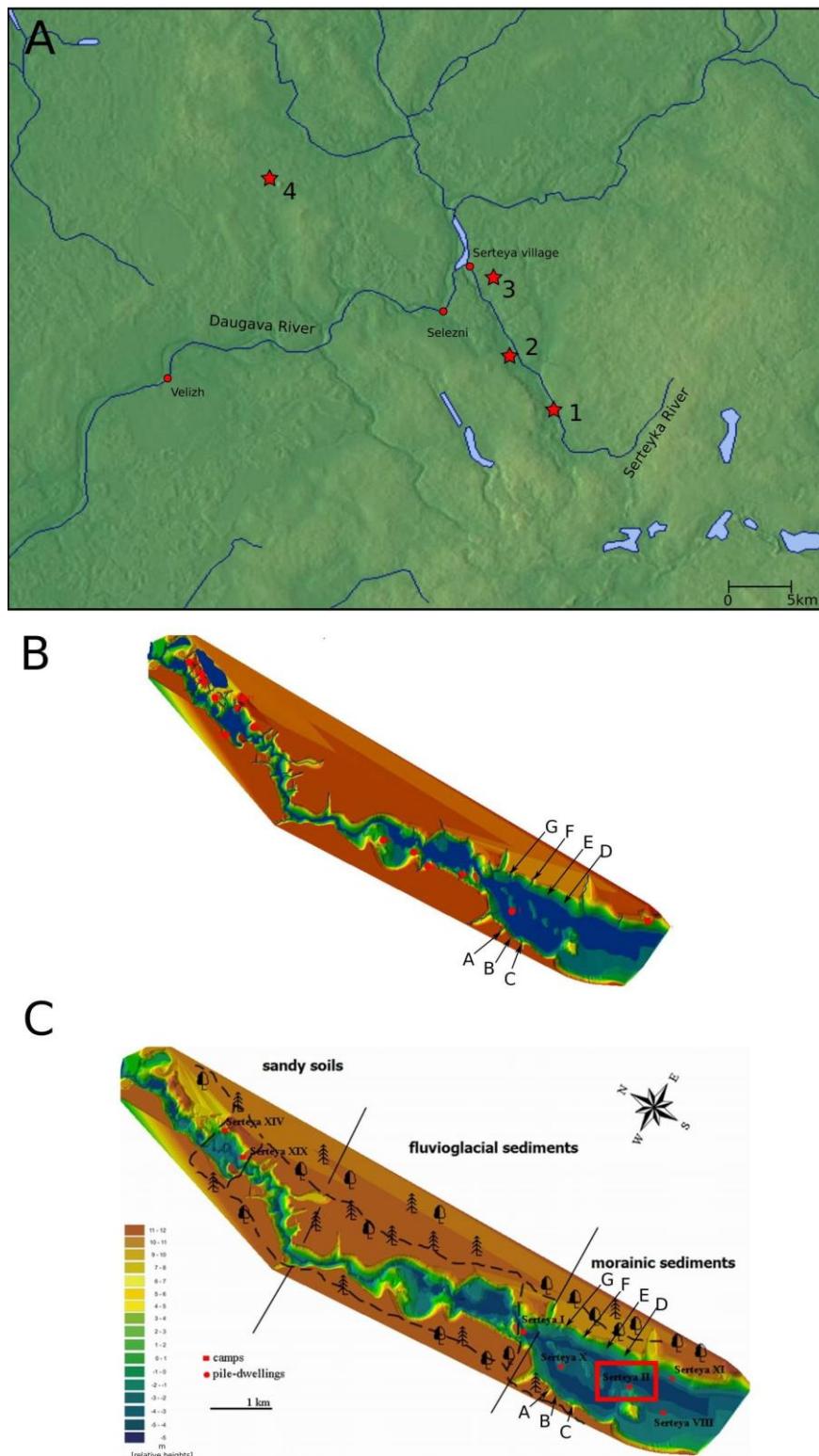


Fig. 3. Location of palaeogeographic research in Serteya region (A) and archaeological and palaeogeographic research in Serteyka River valley (B, C)

A. 1 – Kittel *et al.* (2018, 2020a, b); Mroczkowska *et. al.* (2021a); Piech *et al.* (2018, 2020); 2 – Tarasov *et al.* (2019); 3 – Mroczkowska *et al.* (2021b); 4 – Luców *et al.* (2020)

B. Early Neolithic sites ca 6500–5000 cal. BC (Kul’kova *et al.* 2015); letters indicate tested gullies denudational valleys and their accumulative fans

C. Mid- and late Neolithic sites ca 4500–1800 cal. BC (Kul’kova *et al.* 2015); letters indicate tested gullies, denudational valleys and their accumulative fans; rectangle indicates site of in-depth palaeogeographic research (e.g. Kittel *et al.* 2018, 2020a, b; Mroczkowska *et. al.* 2021a)

- 2nd system (as average grain diameter decreases, sorting values decrease): refers to overbank deposits, aeolian deposits of hot deserts, wash-out deposits, fluvial channel lag,
- 3rd system (mean grain diameter values vary, while sort values are constant): typical of aeolian deposits of the moderate climate zone, overbank-pool deposits,
- 4th system (mean grain diameter values are similar, but sorting values differ) typical of slope sediments formed by splashing of rain drops.

Another method for determining the type of sedimentation and the specification of morphodynamic processes is the analysis of the particle-size distribution frequency curves, which illustrate the share of grains of certain diameters each sediment (in a given sample). By determining the modes that occur in them, it is possible to estimate the strength of the transporting centre and the duration of lithodynamic processes, and to distinguish the source material for the deposited sediments (Mycielska-Dowgiałło 1995; Racinkowski *et al.* 2001; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011). It should be noted that the features of slope sediments in terms of the distribution of M_z -versus- σ_I corresponds to the features of overbank alluvia (Smolska 2005; Twardy 2008). When distinguishing types of sediments, other analysis can be supported, e.g. the content of organic matter, the content of lithophilic elements, as well as a structural analysis (see Kittel *et al.* 2020).

It should be emphasised that when interpreting the M_z -versus- σ_I relations with respect to systems, one should take into account environmental changes over time. These analyses should be preceded by the interpretation of the curves of sedimentological indicators, in which fluctuations, simultaneous decreases/increases in value, or the presence of plateau indicate a change in erosion and accumulation processes and therefore an environmental change. After dividing the profile and separating fragments with different tendencies, one can apply the interpretation in relation to individual systems. Then we get a full picture of changes in the dynamics of the sedimentological environment. Therefore, during the research, the problem of determining all the features (different systems) that change with depth was found.

Another method is the analysis of Visher curves (Visher 1969). Based on the course of the curves (analysis of sections A, B, C), the method of grain transport is analysed: rolling, saltation or transport in suspension (Visher 1969; Mycielska-Dowgiałło 1995; Szmańda 2010, 2011; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011).

Another method for analysing the depositional conditions is the analysis of the relationship between first percentile and grain median in the Passegia C/M diagram. In this diagram, we can distinguish several segments of transport fields, i.e. N–O, O–P, P–Q, Q–R, R–S, which explain the conditions of material transport and deposition, e.g. graded suspension (Q–R segment). The C/M Passegia diagram also shows the fields of depositional environment types (from I to VIII) (Passegia 1964; Passegia, Byramjee 1969; Racinkowski *et al.* 2001; Szmańda 2010, 2011). It should also be noted that the results of interpretations based on the Passegia C/M diagram may not agree with the interpretation of the cumulative grain-size distribution curve (Szmańda 2010). SPAN index is another factor that determines the dynamics of the environment. The 10th, 50th and 90th percentiles are used. SPAN index is a dimensionless sorting index (Foster 1991; Warrier *et al.* 2016).

Individual methods with an in-depth description and analysis of the results are presented in: Udden (1914); Wentworth (1922); Krumbein (1934); Folk, Ward (1957); Passegia (1964); Passegia, Byramjee (1969); Visher (1969); Mycielska-Dowgiałło (1995); Racinkowski *et al.* (2001); Szmańda (2010, 2011) and Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia (2011).

The above-mentioned methods have been successfully implemented to analyse the erosion and accumulation processes of slope sediments (e.g. Twardy 1995, 2000, 2003; 2005, 2008; Stochlak 1996; Smolska 2003; 2005, 2007, 2008; Kittel 2014, 2016; Majewski 2014, 2017; Paluszakiewicz 2014; Ratajczak-Szczerba, Paluszakiewicz 2015; Piech *et al.* 2018; Karasiewicz *et al.* 2019; Ginter *et al.* under review).

Results and Interpretation

Due to the complexity of the situation in individual geological profiles, the author proposes to introduce extended system records relating to the M_z -versus- σ_I relations. The proposals of entries are intended to make the description more detailed.

1) Where the M_z -versus- σ_I relation exhibits a set of points that matches the features of two different systems (after Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011), the following notation can be used: “x/x system”; for example: “3rd/4th system”.

2) Where the M_z -versus- σ_I relation exhibits many systems (each at a different depth), the notation “x(x, x) system” should be used; for example “1st(3rd, 4th) system” or “2nd(2nd, 1st, 4th) system”. In

this notation, the first number is the system recognised for the entire population in the M_Z -versus- σ_I relationship diagram, whereas the numbers in parentheses represent the systems recognised for the sediments of individual sections (units, segments) of the profile (i.e. from individual depths). The unity (segments) of the profile can be distinguished based on, among other things, the curves of sedimentological indicators. The order of the systems in the proposed notation depends on the depth of the recognised units. Thus, the first system within the parentheses records the bottom of the geological profile.

Gully A (western part of the valley)

This gully is cut into the upland to a length of about 210 m and a depth of approx. 7 m, and at its widest point it is 12 m wide. In the mouth section has a U-shaped cross profile. The inclination of the slopes is up to 52° . In the upper parts of the gully, it adopts a V-shaped profile (Piech *et al.* 2018, 2020).

The fan sediments developed at the mouth of gully A covered a coarse detritus gyttja in the central and distal zone of the form. The top part of organic deposits was dated to the 2nd half of the 17th century AD (Piech *et al.* 2018). The inorganic deposits of the fan have been divided into a few sedimentological units: lower deluvia, proluvia, middle deluvia, upper deluvia and tillage diamicton. The lower deluvia are fine, slightly silty sands with numerous laminations of silt. This series is light brown in colour. The proluvia are coarse sands with numerous clay balls. Above, there are brown fine sands, with an admixture of medium sand (middle deluvia) in some places. The sediments of this series have a massive structure. The upper deluvia are fine, slightly silty, sub-horizontal layered sands. The top part of the fan's deposits is built of tillage diamicton (Piech *et al.* 2018; Ginter *et al.* under review).

In the distal zone, the coarse-detritus gyttja is covered with fine silty sands; above that, the content of the silty fraction increases, and is covered with overbank alluvia.

In the central part of the fan, the values of sedimentological indicators fluctuate strongly for the lower and upper deluvia, while relatively constant values are recorded for the middle deluvia unit (Fig. 4A). The sediments in this part of the fan are characterised by poor or moderate sorting, where the grain-size ranges from 3 to 4 phi. It is noticeable that the skewness values increase towards the top of the profile. The proluvia are characterised by the lowest M_Z values and the poorest sorting (Piech

et al. 2018). The particle-size distribution frequency curves for these sediments are usually unimodal, except for the proluvia, which are characterised by a polymodal curves (Fig. 4D). The main transport process was saltation for deluvial sediments, and traction for proluvia (Piech *et al.* 2018). In the diagram of the M_Z -versus- σ_I relation, deluvial sediments are arranged in the 2nd system, while the proluvia take the 1st system, indicating the current environment (Fig. 4B). However, in the lower deluvia the 2nd system can be distinguished, for the middle deluvium it is the 4th system and for the upper deluvia it is the 2nd system (after Mycielska-Dowgiałło 1995; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011). The code for the entire profile is 2nd (2nd, 4th, 2nd) system can be used. Deluvia have unimodal particle-size distribution curves and the saltation process dominates in the transport of grains. All deluvia are in the Paszega C/M diagram in fields V (gradation suspension transported under conditions of moderate turbulence) and VI/VII (gradation suspension transported under low turbulence conditions, characterised by different particle size) in Q–R segment (graded suspension), while proluvia are in fields I and II and P–Q segment (graded suspension with some grain transported by rolling) and in O–P segment (rolling with some grain transported in suspension) (Fig. 4C) (after Paszega 1964; Paszega, Byramjee 1969). A lot of samples are also found in the Tc zone, which is interpreted as characteristic of sediments formed in conditions of density runoff (see Szmańda 2011). It is noticeable that in the lower deluvium there are usually constant values of the SPAN index. The exception is the depth of 138 cm b.g.l., where the value is several times greater. On the other hand, in the middle and upper deluvium, numerous fluctuations in the value of this index are noticeable, from 0.5 to 1.2.

In the distal zone of the fan, the highest values of M_Z above 5 phi are visible, while grains with the grain size of 3–4 phi dominate. Sorting is poor or moderate. For deluvial sediments, the particle-size distribution frequency curves are unimodal. Analysing the cumulative grain-size distribution curves (Fig. 5E), the conclusion was obtained that saltation dominated in the transport process (see Visher 1969; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011; Szmańda 2011). The fan deposits from the distal zone assume the 2nd system. The particle-size distribution curves are usually unimodal. As with sediments from the central zone, so too here, saltation dominates in the transport of grains. In the Paszega C/M diagram, the samples are located mainly in fields V and VI/VII (Fig. 5C)

and in Q-R segment (graded suspension) and in the Tc zone (after Passegia 1964; Passegia, Byramjee 1969; Szmańda 2011). The SPAN index values are constant and hover around 3.2. The values of this index are almost double higher the values for the central zone.

Gully B (western part of the valley)

This gully hangs 2 m above the valley floor. It is cut into the upland to a depth of 2 m, and to a length of approx. 70 m, with a maximum width of 10 m. The slopes inclinations of the ravine range from 26° to 52° (Piech *et al.* 2020).

In the central zone, the sediments of the fan covered coarse detritus gyttja. The bottom of the fan sediments is made of fine, light-brown sands. There is fine gravel in some places above it and the colour changes to light grey and then back to light brown. The sediment thickness of the fan is approx. 175 cm.

From a depth of 172 to 140 cm b.g.l., there is a distinct change in mean particle diameter value, along with poor sorting. Further, from 140 to 110 cm b.g.l. there is an increase the mean grain diameter and a deterioration in sorting (Fig. 6A). This proves a change in the transport conditions and a

decrease in the dynamics (variability) of the environment. Positive skewness values were recorded in all samples. From the depth of 102 cm to 20 cm b.g.l., environmental conditions can be postulated. The sediments are moderately sorted, which proves the relative stability of the transport dynamics. For the entire set of points (172–20 cm b.g.l.) in the relation M_Z-versus- σ_I , a second system can be defined after Mycielska-Dowgiałło and Ludwikowska-Kędzia (2011), characteristic of, among others, slopewash deposits. On the other hand, three populations can be distinguished here. The 2nd system can be determined for the first and second populations, while population 3 (samples at depths 170–171 and 150–140 cm b.g.l.) is characterised by the 4th system, which refers to slope sediments formed by splashing of rain drops (after Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011). From the particle-size distribution frequency curves, it can be concluded that, firstly, grains with a size of 2–3 phi were accumulated, the curves are leptokurtic, then the strength of the transporting medium changed, as a result of which finer grains in the range of 2.5–4 phi were deposited. Further, conditions stabilised and grains with a size of 3–4 phi were mostly accumulated.

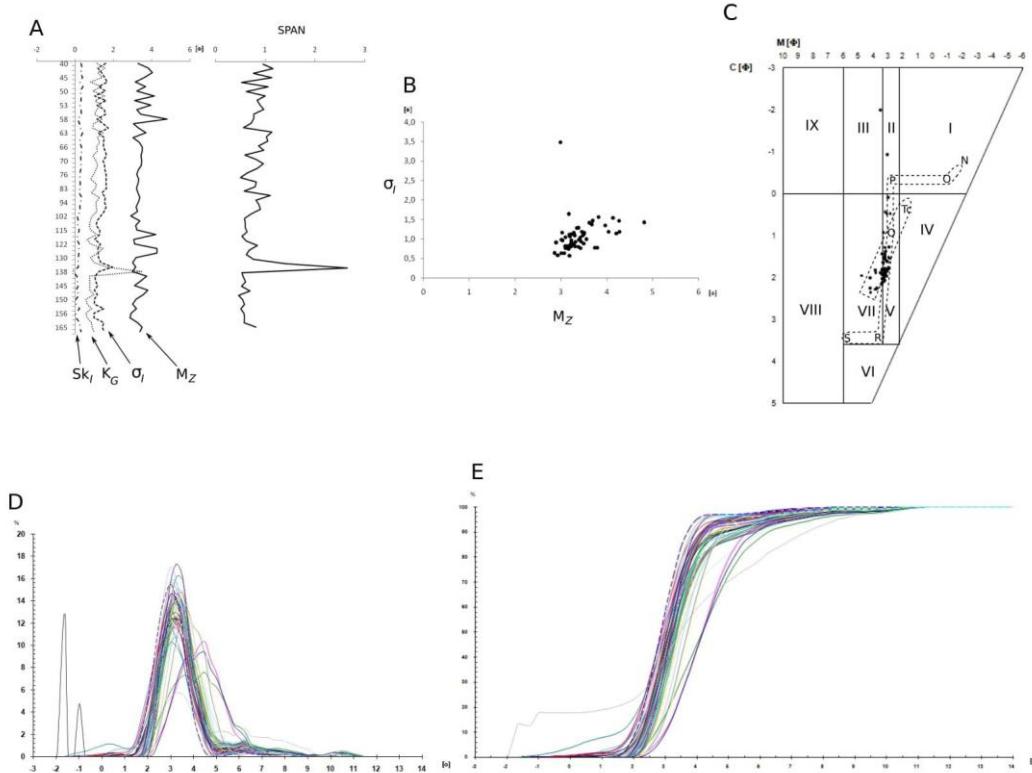


Fig. 4. Textural features of central zone sediments of gully A

A – sedimentological indicator curves: M_Z – mean grain diameter, σ_I – sorting, Kg – kurtosis, Sk_I – skewness; B – relation M_Z versus σ_I ; C – Passegia C/M diagram; D – particle-size distribution frequency curves; E – cumulative grain-size distribution curves

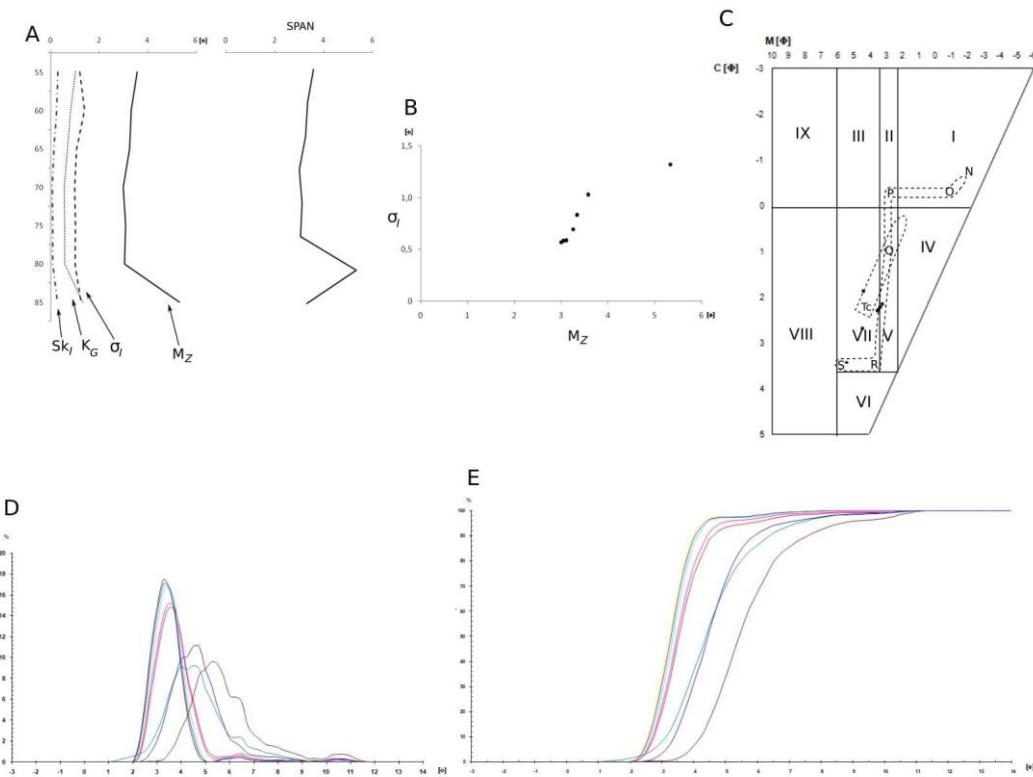


Fig. 5. Textural features of distal zone sediments of gully A

explanations in Fig. 3

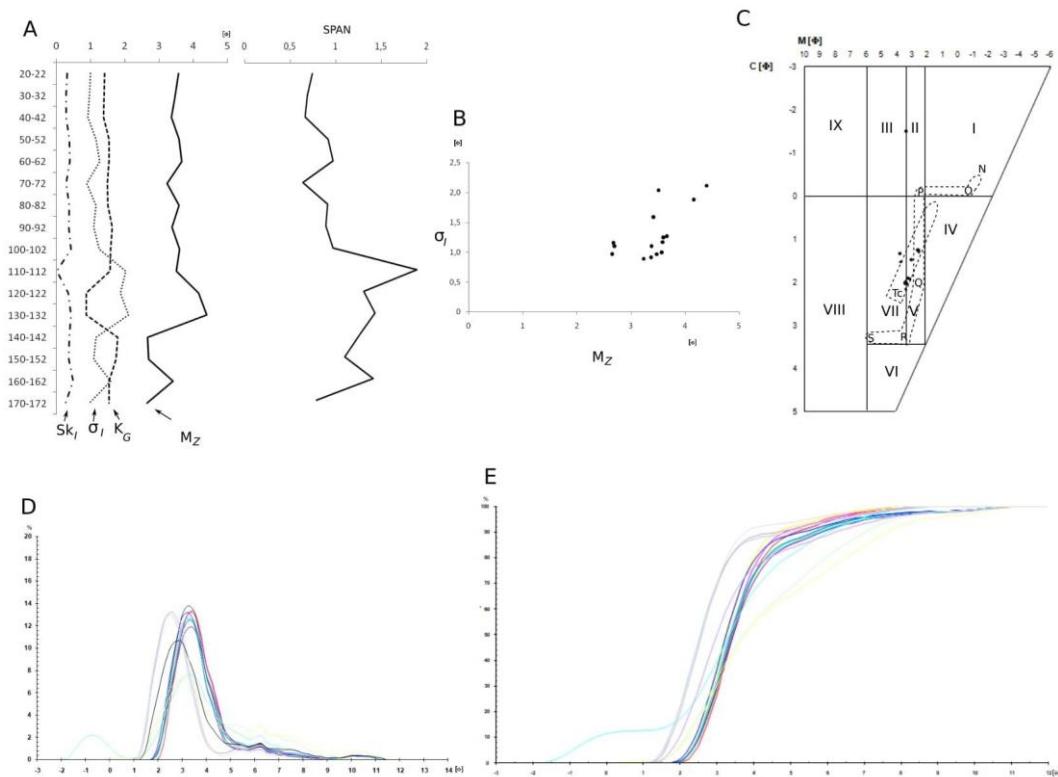


Fig. 6. Textural features of central zone sediments of gully B

explanations in Fig. 3

In the Passegia C/M diagram, 50% of the samples are in field VI and VII (gradation suspension transported under low turbulence conditions, characterised by different particle size), 44% of the samples are in field V (gradation suspension transported under moderate turbulence conditions), and one sample (110–112 cm b.g.l.) is located in field III (traction deposition with a small proportion of suspension dominates here) (after Passegia and Byramjee 1969). The samples are in the P–Q segment (graded suspension with some grain transported by rolling) and in a Tc zone (density runoff) (Fig. 6C) (after Passegia 1964). From a depth of 172 to 110 cm b.g.l. SPAN index values are higher (average value 0.82) than the values from the depth of 102–20 cm b.g.l. (mean value 1.31).

Gully C (western part of the valley)

The slopes of this gully are steep, in some places reaching 60°. The form is cut into the upland to a depth of 7 m and a length of about 80 m and a bottom width of up to 10 m in the mouth zone. There are numerous hanging ravines and smaller erosive cuts notes. At the bottom of the ravine, a 3-m-wide deepening can be seen that is connected with the side fan (STA profile).

In the proximal zone, the sediments of the fan lie directly on fluvioglacial sediments. At the bottom, the fan is built of silty fine, light-brown sands with individual small charcoals. Above, there are alternately silty fine sands, poorly laminated in places, and various sands. At particular depths, they vary in colour from light brown to light grey. At a depth of about 100 cm b.g.l. single charcoals also appear, while at a depth of approx. 50 cm b.g.l. the number of charcoals increases.

In the central zone, too, the deposits of the fan cover fluvioglacial deposits. In this part the fan is made of fine silty sands, lightly laminated light brown. At depths from 292 to 272 cm and 252–225 cm b.g.l. there are fine, slightly silty grey sands with plant detritus. From a depth of 225 to 214 cm b.g.l. there are alternately fine silty sands and silts in colours ranging from grey to orange. Above, there are fine, poorly laminated sands and, in some places, various sands. The sediment thickness of the fan in the central zone is 300 cm.

In the distal zone, fine and medium laminated sands dominate, with small fragments of wood and plant detritus in places. Charcoals have been documented at depths of 232–290, 211–197, 115–113, 103–93 and 39–32 cm b.g.l.

In the proximal zone, the deposits from a depth of 317–300 cm b.g.l. represent the sediment of the

substrate. From the floor to the depth of 196 cm b.g.l., poor sorting is visible, and from this depth up to the top of the profile the sorting is very poor (Fig. 7A). Very large fluctuations are visible in the values of sedimentological indicators. This proves the variability of the force of dynamics of the grain-transporting force, and therefore testifies the relative instability of the depositional environment. This does not correspond to the data obtained from gullies A and B, possibly because gully C is older. During the accumulation of this fan, different environmental conditions prevailed. At particular depths, there is a sudden decrease in the mean grain diameter and skewness, as well as a sudden deterioration in sorting. This testifies to the intense erosion processes that washed away the finer material and left the thicker, poorly sorted deposits. There are also places where the fluctuations in mean size diameter and sorting values are accompanied by uniform values of skewness. These are periods of relative balanced of the grain-transporting force, and they also indicate the stability of the immediate surroundings of gully C. Strong multimodality of the curves may indicate the deposition of aggregates connected with clay/silts. In the M_Z -versus- σ_I relation, two populations can be distinguished. The first population is associated with erosive processes, where there was a strong washing-out of grains and the delivery of poorly sorted material, while the second population determines the advantage of accumulation over erosion, although the point cloud is stretched, which may also indicate the relative instability of the depositional environment. For the entire profile, the 2nd system can be recognised. Two sample populations can also be distinguished in the Passegia C/M diagram. The first is located in fields I, II, III related to traction deposition with a small share of suspension. The samples are closest to N–O segment (accumulated by rolling) and O–P (accumulated by rolling with some grain transported in suspension) (after Passegia 1964). The second population of samples is in field V (gradation slurry transported under moderate turbulence), VI/VII (gradation suspension transported under low turbulence conditions, characterised by different particle size) and in field VIII (fine-grained homogeneous suspension of pelagic type) (after Passegia, Byramjee 1969). The samples are in the Q–R segment (graded suspension), P–Q segment (graded suspension with some grain transported by rolling) and Tc zone (density runoff) (Fig. 7C) (after Passegia 1964; Szmańda 2011). The SPAN curve shows clear peaks, which suggests a change in the transport force of grains at particular depths.

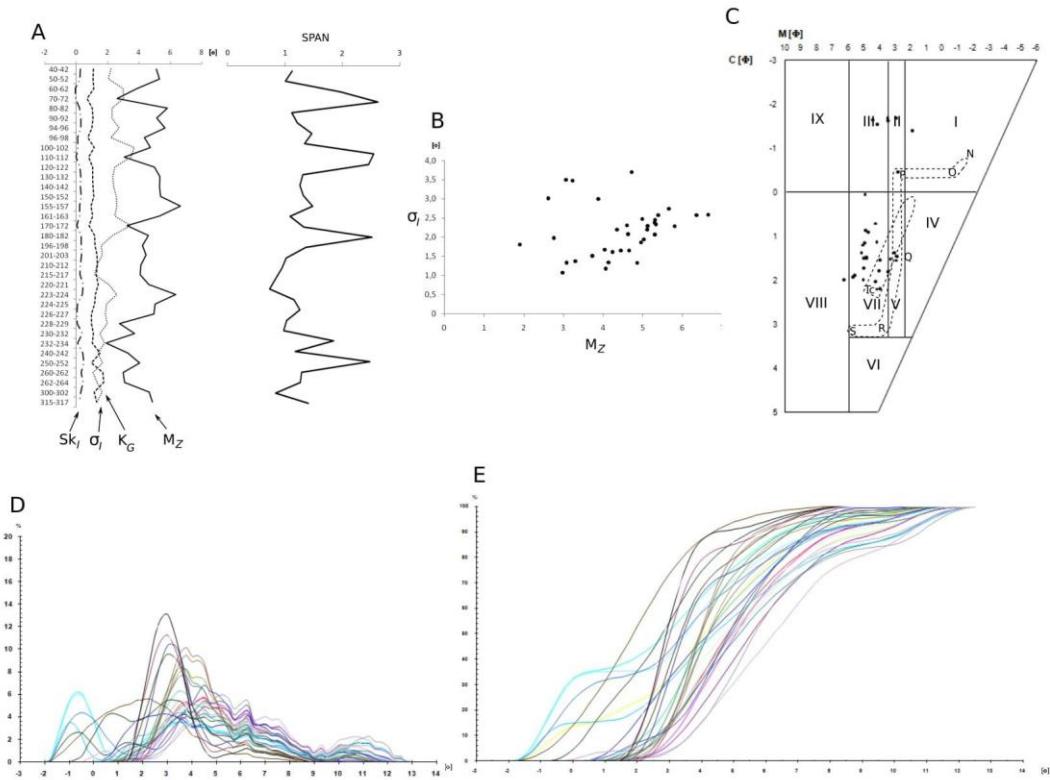


Fig. 7. Textural features of central zone sediments of gully C

explanations in Fig. 3

In the distal zone, a significant drop in grain size and an increased share of coarse grains (skewness drop and negative values) are visible from a depth of 272 to 200 cm b.g.l., which suggests an increase in the transport force, though the sorting values do not fluctuate too much, which suggests that then there were not very dynamic conditions for the transport of grains with low variability of force. The graining frequency curve shows the greatest share of grains in sizes from 0 to 2 phi, then the share of finer grains systematically and evenly decreases. Thus, sudden accumulation episodes with high transport force (accumulation of coarser grains) prevailed, followed by a gradual, slow and relatively long decrease in transport force (accumulation of finer material). At the top of the profile, the values of the average grain diameter decrease, and the share of fine grains increases, so fine material is accumulated, which is associated with a decrease in the grain-transporting force. Two populations of points can be distinguished in the M_z -versus- σ_I relation. The first population is samples for a depth of 297 to 270 cm and from 122 to 30 cm b.g.l. (2nd system) and the second population is samples from 248 to 200 cm b.g.l. (1st system). For all

samples, the M_z -versus- σ_I relation exhibits the 3rd system, and it is aeolian deposits of the moderate climate zone, overbank-pool deposits (Mycielska-Dowgiałło 1995; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2001). Using the proposed code that can be described: 3rd(2nd, 1st, 2nd) system. On the Passega C/M diagram, two point populations can also be distinguished. The first population is identical to the first population identified for the M_z -versus- σ_I relation. This population is located in fields I and II, where the deposition was from traction with a small proportion of suspension and in N-O segment (rolling) and O-P segment (rolling with some grain transported in suspension). The second population is identical to the second population in the M_z -versus- σ_I relation. This population is located in field VI/VII (gradation suspension transported in low turbulence conditions characterised by different particle-size distribution) and some samples are in the Tc zone (Fig. 8C) (after Passega 1964; Passega, Byramjee 1969; Szmańda 2011). The SPAN index values slowly increase from bottom to a depth of 240–242 cm b.g.l. reaching the value of 3.1, then falling to the ceiling.

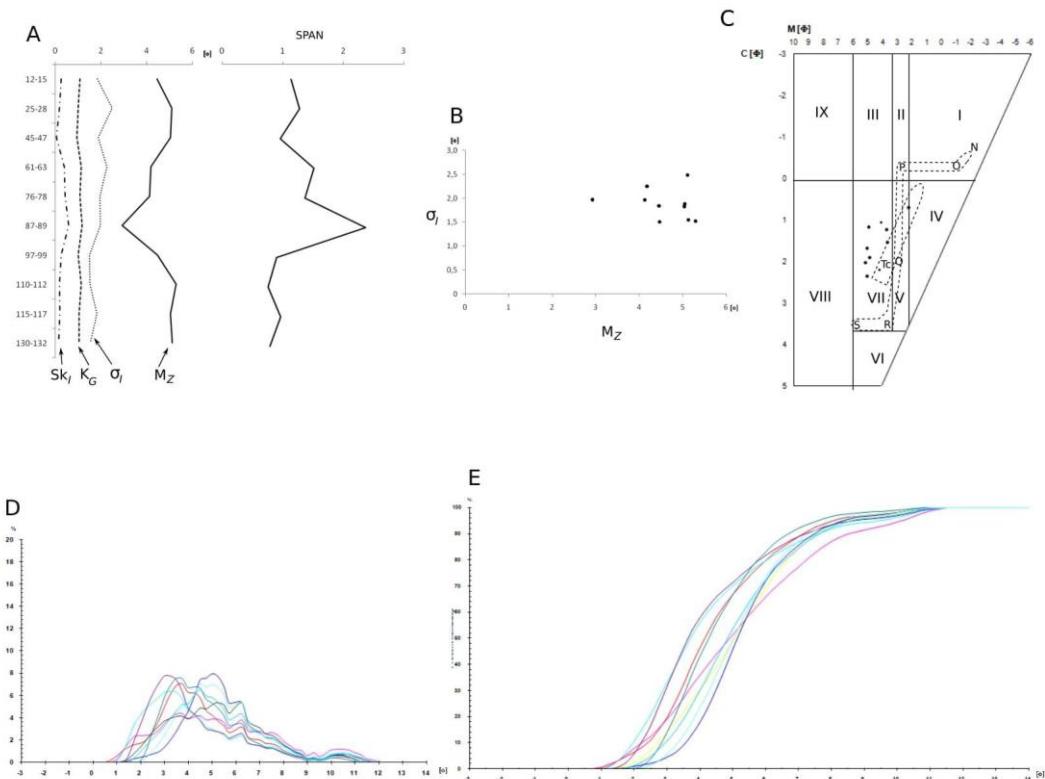


Fig. 8. Textural features of distal zone sediments of gully C

explanations in Fig. 3

STA (western part of the valley)

The STA profile is located within the smaller accumulative fan formed in the northern zone, between the slopes of the upland and the main accumulative fan of gully C. Profile STA is associated with the younger phase of development of gully C.

The thickness of the fan sediments is less than 140 cm. The bottom part of the fan is made of brown-grey laminated mud. Above, there are fine and medium sands with an admixture of silt. From a depth of 25 cm b.g.l., there are grey laminated mud sands. The top of the organic deposits underlying the fan sediment was dated to 4926 ± 22 BP (MKL-A4683), i.e. to 3707–3662 cal. BC.

The sediments of this fan are fine sands and the skewness values are not very high. The lower segment of the profile (130–87 cm b.g.l.) is characterised by a slightly better sorting (but still poor) than the upper segment (87–15 cm b.g.l.). Poor sorting is caused by the short transport distance of the deposits, as well as the sudden deliveries of mixed material. In this case, the short transport route can be considered worse sorting, as the average grain diameter in this profile oscillates around 5 phi, which indicates the advantage of accumulative processes over erosive ones. However, from the different course of the particle-size distribution frequency curves, it can

be concluded that the processes shaping the fan were quite dynamic – where there was a sudden accumulation of poorly sorted material. Perhaps from single events, i.e. heavy rains. The M_Z -versus- σ_I relation shows the features of the 4th system (slope sediments formed by splashing of rain drops). These sediments are visibly enriched with fractions of the order of 10–11 phi. This is most likely due to the proximity of the slope, and to a fan of organic matter and clay material (whose transport started during the smallest surface runoff) being washed into the sediments. On the other hand, the clay material may have come from the long-term washing processes of clay horizons documented in the upland area. Poor sorting and the diversified course of the curves can also be explained by the transport of whole grain aggregates agglomerated with clay. The material was transported mainly in the saltation process and in suspension, with rolling being a minor part. In the percentage of samples in the Passegia C/M diagram, 90% of the samples fall on the field VI/VII, and 10% on the field IV (after Passegia, Byramjee 1969). The samples are in the Q–R segment (graded suspension) and P–Q segment (graded suspension with some grain transported by rolling) and in the Tc zone (Fig. 9C) (after Passegia 1964; Szmańda 2011). The highest values of the SPAN index are recorded at a depth of 87–89 cm b.g.l. (2.4).

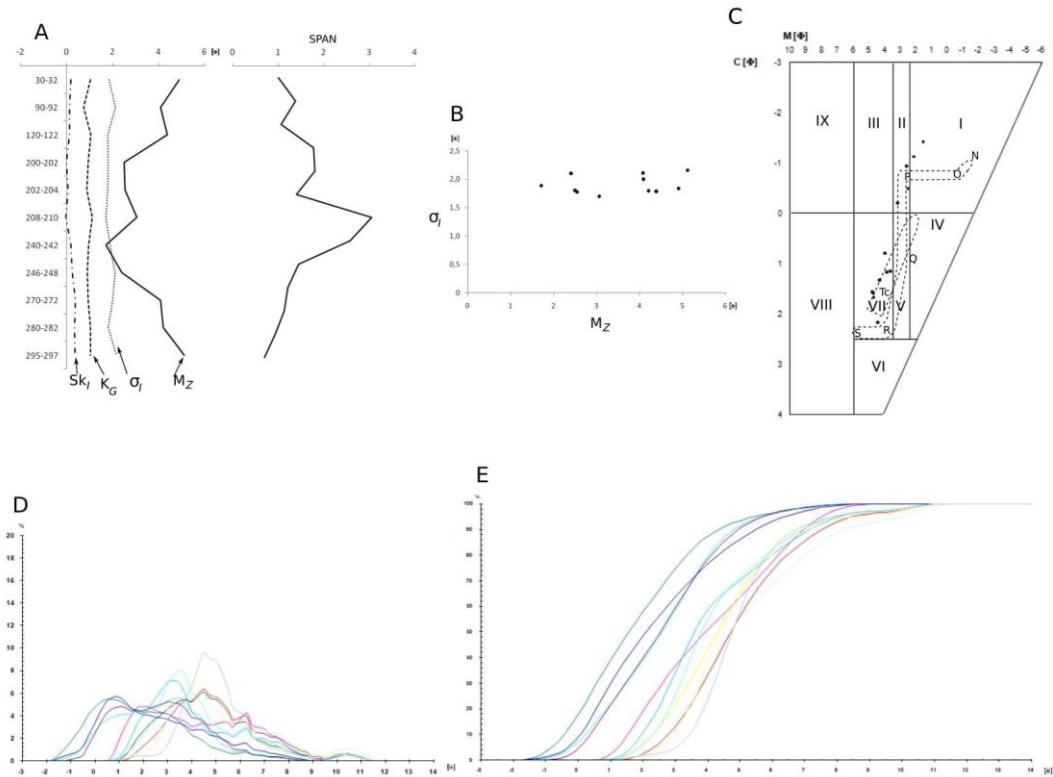


Fig. 9. Textural features of STA sediments of gully C

explanations in Fig. 3

Denudational valley D (eastern part of the valley)

In the current morphology of the terrain, this gully is characterised by gentle slopes reaching only 10°. The bottom of the ravine is filled mainly with fine and medium sediments, and its length is now about 50 m, although in the past its length could have been greater because it is now followed by a dirt road (Piech *et al.* 2020).

The fan deposits covered clay deposits, possibly kame material. Above, there are fine and medium, light-brown sands with some low laminations. Various sands occur at different depths. From 166 to 114 cm b.g.l., there are alternating fine, grey sands with silty admixtures and grey silts. Above, there are fine, light-brown, slightly silty sands. The fan is about 280 cm thick.

The bottom sample represents the sediments underlying the sediments of the accumulative fans. It is evident that they differ significantly from younger sediments. The average grain diameter decreases visibly with depth, so the erosive processes slowly were replaced by domination of accumulation processes. The material is poorly sorted here. The duality of the profile is noticeable in the skewness. In the lower part, finer grains are

decidedly more common. They may have been deposited as a result of aeolian processes. The samples' M_z -versus- σ_l relation indicates the presence of the 2nd system (e.g. wash-out deposits), but there are also 3rd system features (aeolian deposits of the moderate climate zone, overbank-pool deposits). It can be described as a 2nd/3rd system. The particle-size distribution frequency curves show layers are enriched with the finest material (e.g. from aggregates). All curves are multimodal, which indicates short transport and variability of dynamics. There is a small share of traction in the transport of grains, and saltation dominates here. In the Passegia C/M diagram, more than 90% of the samples are in field VI/VII, and about 8% in field V (after Passegia, Byramjee 1969). At the same time, they are in the P–Q segment (graded suspension with some grain transported by rolling) and the Tc zone (Fig. 10C) (after Passegia 1964; Szmańda 2011). Fluctuations in the value of the SPAN index are visible. These fluctuations decrease at the ceiling.

Denudational valley E (eastern part of the valley)

In morphology parameters, this gully is very similar to the D gully. However, the mouth part is multi-level – three levels can be distinguished,

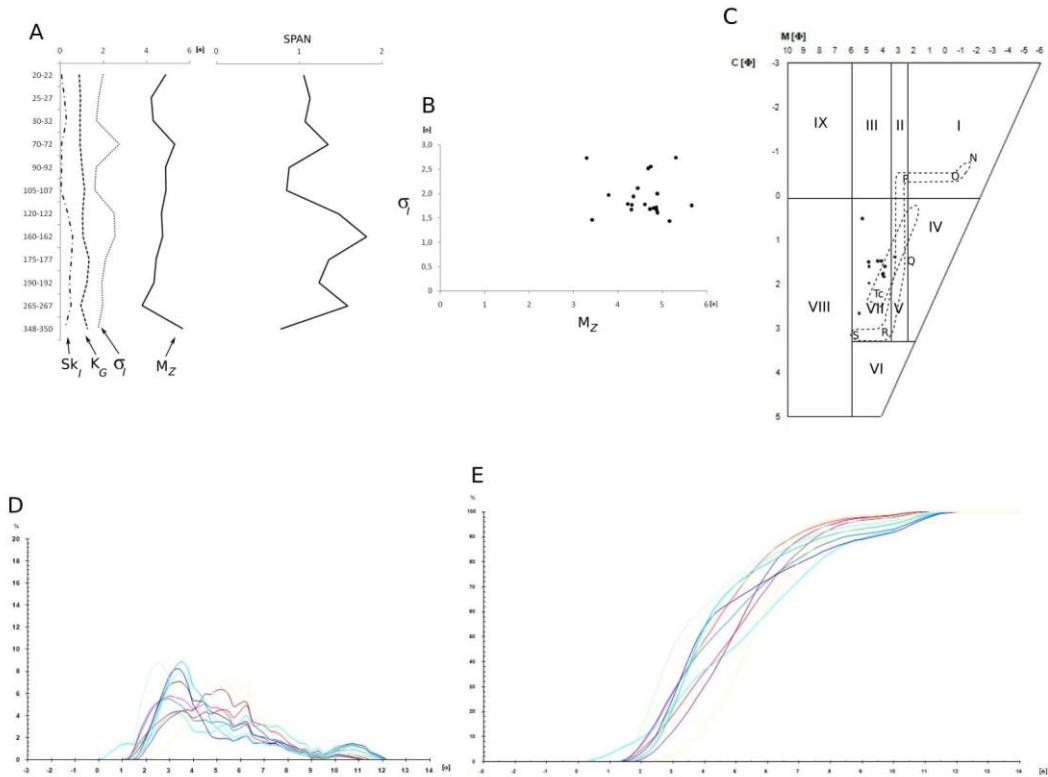


Fig. 10. Textural features of central zone sediments of gully D

explanations in Fig. 3

the outlet level is suspended in relation to the accumulative fan below. Perhaps we are dealing here with the transformation of isolated concave forms – non-outflow depressions of predominantly glacial origin. They are forming initially closed systems, and later, in the process of erosion, open flow systems were formed (Klatkowa 1989; Twardy 2017). The periglacial denudation valleys were the forms along which such transformations took place most effectively. There was both the filling of the insulated non-outflow forms and rapid erosion through mechanical denudation of the thresholds separating the individual concave forms (Klatkowa 1989; Twardy 2017). On the other hand, it cannot be ruled out that there will be later human interference that could develop such levels as a result of long-term land cultivation.

The sediments of the fan in the central part cover clay sediments. From a depth of 173 to 135 cm b.g.l. there are grey silts in places with single fragments of plant detritus. From a depth of 135 to 90 cm b.g.l. there is a silty material coloured from grey-greenish to dark brown. Above, there are fine, weakly laminated sands. The thickness of the fan in this part is approx. 250 cm. The bottom of the fan in the distal zone is formed by silty fine sands with weak laminations. Above, there are silty fine sands, with light-brown colour.

The lower part of the fan in the central zone is characterised by lower M_z values and, at the same time, higher sorting values. This proves the higher transport force of the deposition and the sudden delivery of poorly sorted material. Then, the erosion-accumulation processes stabilised, as evidenced by relatively high values of the mean grain diameter, in the range of 4–5 phi. In the entire profile, the sediments are poorly sorted. Interestingly, skewness values are several times higher in the lower part of the fan than in the higher part. This may indicate that the finest fractions are being blown out or washed out. In the M_z -versus- σ_I relation, the samples have the characteristics of the 1st system (channel deposits). The particle-size distribution frequency curves are multimodal. Two samples have a very distinct mode and a relatively flat plateau for grain sizes from 3 to 7 phi. This speaks of the long sorting of the material and subsequent systematic washing on the previously deposited surface. The cumulative curves show a high proportion of rolling in the grain-transport type, which indicates a higher grain-transport force. In the Passegae C/M diagram, samples from this segment are in fields IV and V, indicating that the deposition was from gradation suspension transported under conditions of high and moderate turbulence (after Passegae, Byramjee 1969). These samples are in the

P–Q transport field segment, which is graded suspension with some grain transported by rolling. Saltation dominated in the remaining samples, and in the Passegia C/M diagram the samples were in field VI/VII and in the P–Q segment (graded suspension with some grain transported by rolling)

and in the Tc zone (Fig. 11C) (after Passegia 1964; Szmańda 2011). The highest values of the SPAN index are visible at the bottom of the profile. Above the value, they are constant and oscillate around 0.95.

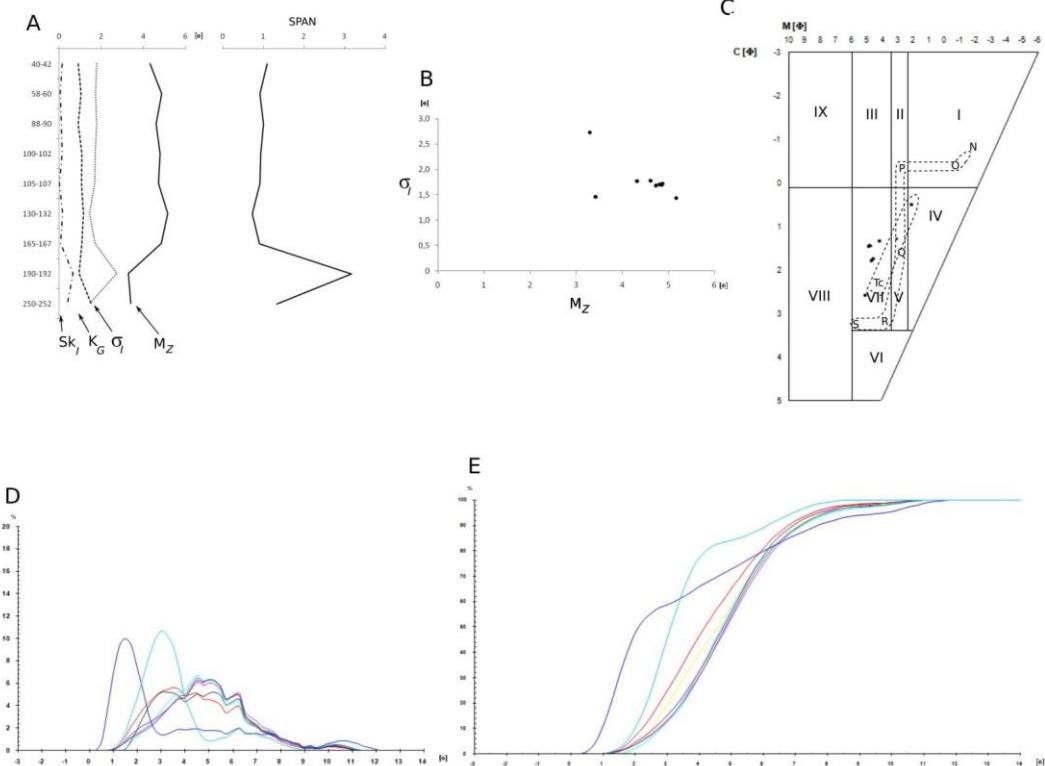


Fig. 11. Textural features of central zone sediments of gully E

explanations in Fig. 3

In the distal zone, based on changes in the values of the mean grain diameter and skewness, it can be concluded that in the past there have been numerous changes in the intensity of the erosion and slope processes in favour of the predominance of erosion, and then accumulation. The characteristic feature of this profile is the constancy of the sorting values – slight variations around the value of 2. In the M_z -versus- σ_I relation, we recognise the 3rd system, which refers to aeolian deposits of the moderate climate zone, or overbank-pool deposits. It is a characteristic system for low-dynamic sedimentological environments with low variation of transport force. Two groups of points can be distinguished here, i.e. one with values below 4 phi, the other with values above 4 phi. The former most likely relates to the erosive stages of washout and/or aeolian processes, where the finer grains are

washed away/blown away, while the latter most likely relates to periods with increased accumulation. It is well visible in the particle-size distribution frequency curves. In the first group, there are curves with the largest particle size in the range of values 1–2 phi. The second group consists of curves, the share of grains in the size of 5–6 phi is dominant, and the sorting takes place in the coarser fraction or accumulation of aggregates. In the Passegia C/M diagram, the samples are in field VI/VII (44.4%) and field V (56.6%) and simultaneously in the P–Q segment and in the Tc zone (Fig. 12). This demonstrates the domination of the low grain-transport force in low-turbulence conditions (after Passegia 1964; Passegia, Byramjee 1969; Szmańda 2011). This profile shows large fluctuations in the SPAN index from 1 to 1.2.

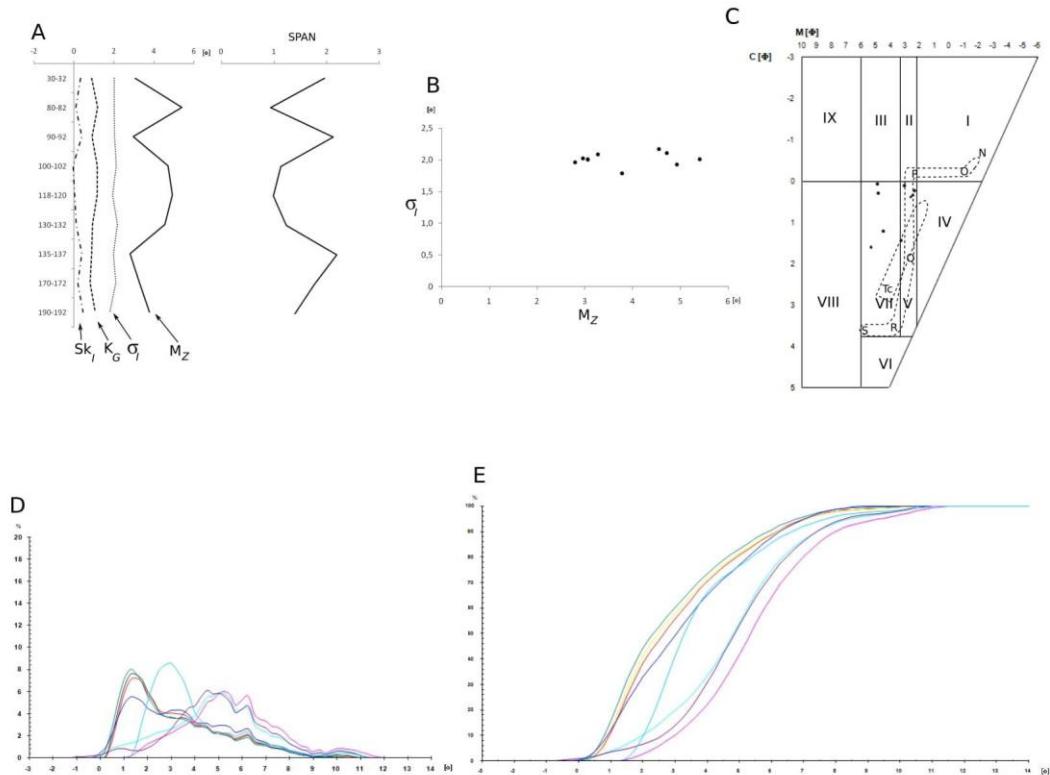


Fig. 12. Textural features of distal zone sediments of gully E

explanations in Fig. 3

Denudational valley F (eastern part of the valley)

In terms of morphometry, this is similar to gullies E and D. The gradients of the slopes amount to a maximum of 15° , the current depth is approx. 2 m, and the bottom is approx. 10 m wide.

Here, the sediments of the fan cover fluvio-glacial sediments. Above, there are deposits of grey silt to a depth of 104 cm b.g.l. Next, there are light-brown fine sand, slightly silty. At a depth of 66 and 29 cm b.g.l. there are single charcoals. Here, the thickness of the sediments of the fan is less than 2 m.

From the bottom to the depth of 65 cm b.g.l., slight fluctuations in average grain diameter are noted. This could indicate a stable accumulation environment or stable permanent sediment feed, but strong fluctuations in sorting are noted from the floor to a depth of 110 cm. For all samples, the 1st system can be specified in the M_z -versus- σ_I relation, where an environment characterised by high variability of the force transporting the material. Periods of short-term increased flow are separated by periods of low flow dynamics. In low-dynamic periods, sorting of the material by transport by saltation dominates. During periods of increased flow, there were rapid drops in the transport force, and as a result the accumulation of coarse material prevails (Mycielska-Dowgiallo

1995). From 222 cm to 122 cm b.g.l. the 1st system is recognised. Then, from a depth of 112 to 65 cm b.g.l., relatively constant M_z values and a slowly deteriorating sorting are visible. This indicates a change to the 4th system, i.e. slope sediments formed by splashing of rain drops. The top part of the profile (62–28 cm b.g.l.) is transformed into the 3rd system, where the dynamics of the sedimentological environment are low, with low variation in the transport force. For the entire profile, in relation M_z -versus- σ_I , the samples assume the 1st system. For this profile, the code can be used: 1st(1st, 4th, 3rd) system. The vast majority of the particle-size distribution frequency curves are multimodal. This may indicate multiple transformations of previously accumulated sediments or poor transformation of source sediments. In the Passega C/M diagram, more than 94% of the samples are in the VI/VI and they are very close to Q-R segment (graded suspension) and Tc zone. In turn, one sample (60–62 cm b.g.l.) is located in I segment, where traction deposition dominates with a small share of suspension. At the same time, this sample is in the O–P segment (rolling with some grain transported in suspension) (Fig. 13C) (after Passega 1964; Passega, Byramjee 1969). Throughout the profile, the SPAN values remain relatively constant at around 1. The only exception is the depth of 60–62 cm b.g.l., where the value is 2.5.

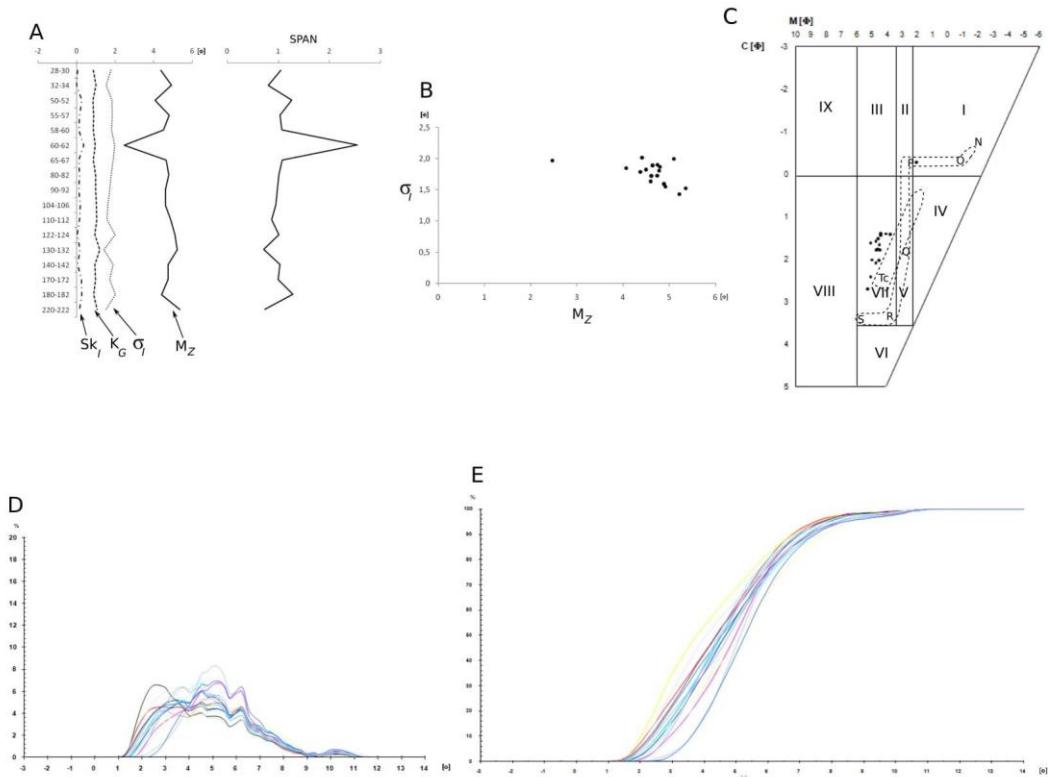


Fig. 13. Textural features of central zone sediments of gully F

explanations in Fig. 3

Denudational valley G (eastern part of the valley)

In the morphology and morphometry of the gullies, this one does not stand out from gullies D, E and F. The bottom of the fan up to 130 cm b.g.l. (in the central part) is made of fine silty sands with fine clay balls. Above, there are fine sands, weakly laminated. The top is made of fine and medium brown sands.

The sediments of this fan have high mean grain diameters (4–6 phi) and poor or very poor sorting. Based on sedimentological indicators, two units can be distinguished: the first from the bottom to a depth of 132 cm b.g.l., the second from 130 cm b.g.l. to the top. The first fragment demonstrates fluctuations in the mean grain diameter, sorting and skewness. In the M_z -versus- σ_1 relation, the 2nd system is distinguished. In the second fragment, the charts are expropriated. From the depth of 92 cm b.g.l., a steady, slow decrease in the mean grain diameter is visible. On the other hand, an “arc” is visible in the skewness diagram. Here the samples also assume the 2nd system. In this system, sorting takes place mainly in coarser fractions and

periodic supply of poorly sorted material. It is characteristic of, among other things, slope wash deposits. In the other hand, for the entire profile, in the M_z -versus- σ_1 relation, the features of the 1st system can be found. For a detailed distinction, it would be necessary to use the following notation: 1st(2nd, 2nd) system. The particle-size distribution frequency curves are usually unimodal, and less often bimodal and trimodal. All curves are basically expropriated – no mod hits 8%. For single samples, a large share of rolling in the transport of grains is marked, and saltation prevails. However, there is also a significant share of transport in suspension. This is most likely the result of the washing of clay balls. In the Passega C/M diagram, 85% of the samples are in field VI/VII and 15% are in field III (dominant deposition from traction with a small proportion of suspension). A few samples are in the Tc zone, but most of the samples are outside the transport field segments (they are close to the Q–R segment) (Fig. 14C) (after Passega 1964; Passega, Byramjee 1969). From the bottom to a depth of 122 cm b.g.l., large fluctuations in the SPAN value are visible, above this depth the values are characterised by uniformity.

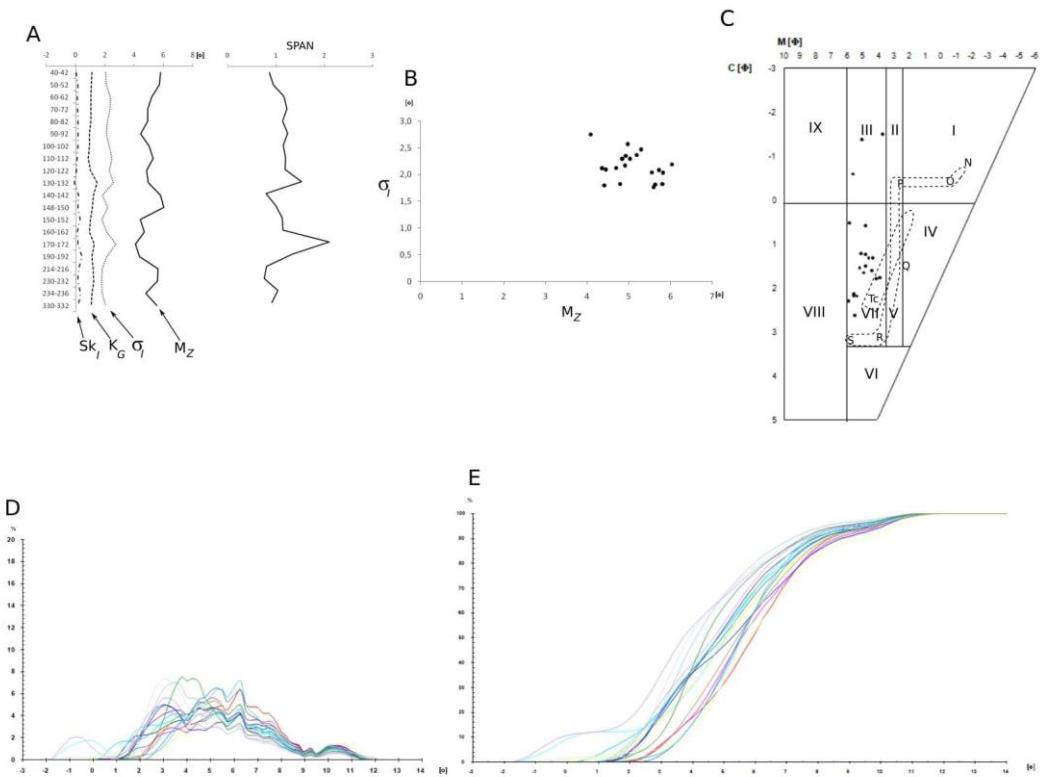


Fig. 14. Textural features of central zone sediments of gully F

explanations in Fig. 3

Discussion

Sedimentological characteristics of the Sertaya gullies and denudational valleys

Deluvial sediments can often retain the characteristics of the source material (Smolska 2005; Twardy 2008; Kittel 2014; Majewski 2017; Piech *et al.* 2018).

In the diagram of the M_Z -versus- σ_I relation, the vast majority of the obtained points are arranged according to the 2nd system after Mycielska-Dowgiałło (1995) and Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia (2011) (Fig. 15). However, the situation is much more complex, as shown in Table 2. The studied deluvia are characterised by the dominance of grains with a size of 3–4 phi, but the sizes may be different, depending on the source material. The recorded sorting also varies from poorly sorted to well sorted material, except that poorly sorted sediments predominate. This is mainly due to the short transport distance of grains and the weak grain-transporting force. Positive skewness values predominate. The 2nd system in the M_Z -versus- σ_I relation is typical for deluvial sediments (Smolska 2005; Twardy 2008; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011;

Paluszkiewicz 2011; Kittel 2014; Ratajczak-Szczerba, Paluszkiewicz 2015; Majewski 2017; Piech *et al.* 2018).

Western fans have unimodal curves and in the M_Z -versus- σ_I relation they usually take the 2nd system (e.g. wash-out deposits). The M_Z -versus- σ_I relation shows that the sediments of the fans belonging to gullies A and B are clearly closer to the beginning of the system than the remaining sediments (Fig. 15). This separation may be influenced by the source material. For gullies A and B, the source material is mainly fine fluvioglacial sands, while for the remaining gully, apart from the fluvioglacial sands, there are also glacial tills.

The sediments of the western accumulative fans (A, B) can be classified as deluvial sands after Twardy (2008), where the grain size is predominant in the range of 1–3 phi, poor or medium sorting is noted, and the skewness values are varied. The 2nd system is marked for these sediments after Mycielska-Dowgiałło (1995). The particle-size distribution curves take an unimodal form. The main processes shaping the series of deluvial sands are linear rain-wash, which in upland areas creates furrows that cross the accumulation level of soils. The material was transported mainly by traction and saltation, and the subsequent units are relatively flat and continuous layers (Twardy 2008).

Eastern fans have multimodal curves and assume the 1st, 2nd, 3rd and 4th systems. Moreover, these sediments exhibit more complex M_Z-versus- σ_I relations. Eastern fans were also formed as a result of surface runoffs, but also rinsing from rain, or solifluction and creeping. Perhaps the aeolian factor also influenced the system of the M_Z-versus- σ_I relation here. In the investigated fans' sediments (C distal zone, D, E distal zone), segments were found in which the graining characteristics in the M_Z-versus- σ_I diagram suggest the presence of the 2nd and 3rd system, which correspond to aeolian deposits of hot desert and aeolian deposits of the moderate climate zone (after Mycielska-Dowgialło, Ludwikowska-Kędzia 2011). However, the sediments of the studied fans are not in the area intended for aeolian sediments in the diagram (Fig. 4 in Podgórski, Szmańda 2004).

The sediments of fans on the eastern side of the Serteyka valley (gullies and denudational valleys D, E, F, G) can be classified as deluvial sandy

silt in the concept of Twardy (2008). They are characterised by fine fraction (values higher than 3 phi), poor and very poor sorting. They are also characterised by weak affiliation to the 1st or 2nd system and usually positive values of skewness. The particle-size distribution frequency curves are polymodal, and the cumulative curves run in a way in which it is impossible to clearly distinguish individual sections determining the form of transport. Twardy (2008) believes that such sediments were formed in a low dynamic sedimentological environment, where diffuse flushing prevailed, which works mainly within the topsoil. Twardy (2008) indicates that poor and very poor sorting is the result of unstable runoff conditions on the slopes. Smolska (2005) suggests that the poor separation of the population on the cumulative curves may be typical for deluvial sediments, which is confirmed by the results of Majewski (2017), although the work of Paluszakiewicz (2011) and Kittel (2014) managed to distinguish differences.

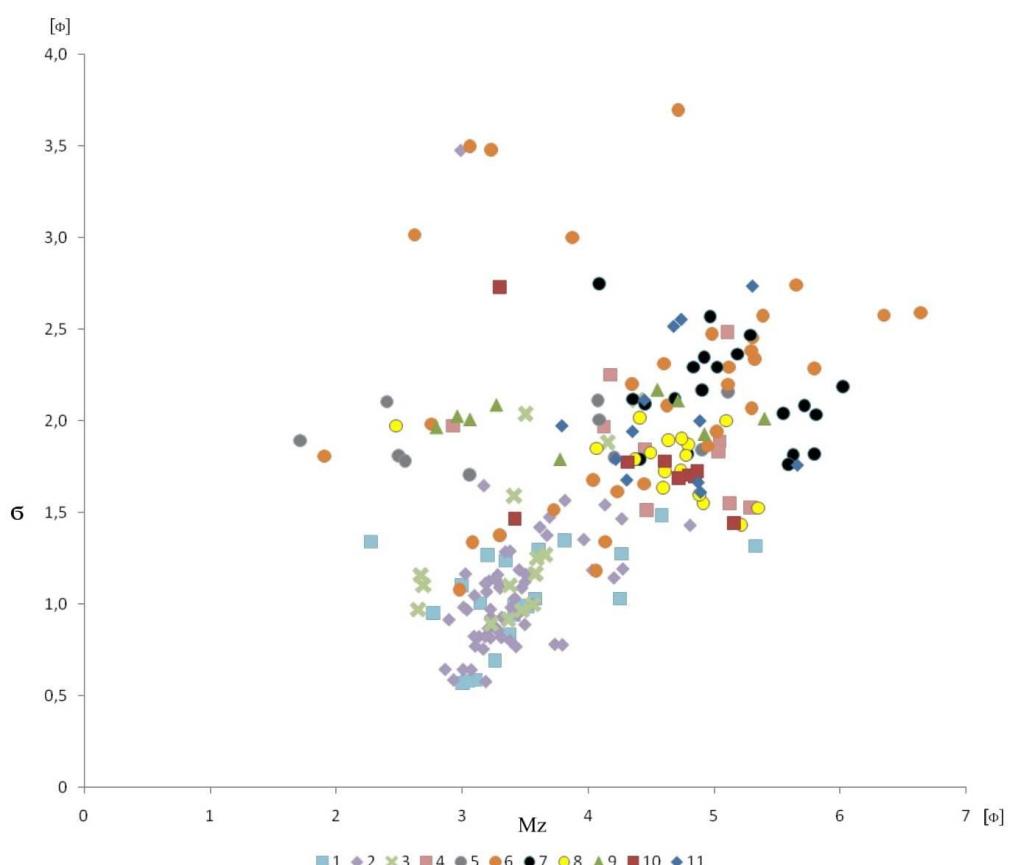


Fig. 15. Graph of relationship between mean diameter and sorting for all tested sediments

1 – gully A central zone; 2 – gully A distal zone; 3 – gully B central zone; 4 – gully C central zone; 5 – gully C distal zone; 6 – C gully STA profile; 7 – gully D central zone; 8 – gully E central zone; 9 – gully E distal zone; 10 – gully F central zone; 11 – gully G central zone

Table 2

Sedimentological features of gullies fans

Gully	Fan zone	Sedimentological indicators (after Folk, Ward 1957)				System	The particle size distribution frequency curves	field	Passegag C/M diagram	
		M_z	σ_1	Sk_I	K_G				P-Q; Q-R; Tc	
A	central	2.9–4.8	0.6–3.5	-0.1–0.4	1.0–2.0	$2^{nd}(2^{nd}, 4^{th}, 2^{nd})$	monomodal	I; II; V; VI/VII	P-Q; Q-R; Tc	Q-R; Tc
	distal	2.3–5.3	0.6–1.5	-0.1–0.3	1.0–2.0	2^{nd}	monomodal	V; VI/VII		
B	central	2.6–4.4	0.9–2.1	0–0.5	0.9–1.8	2^{nd}	monomodal	III; V; VI/VII	P-Q; Tc	P-Q; Tc
	central	1.9–6.6	1.1–3.7	-0.1–0.5	0.7–1.8	2^{nd}	multimodal	I; II; III; VI/VII		
C	distal	1.7–5.1	1.7–2.2	0–0.4	0.7–1.1	$3^{rd}(2^{nd}, 1^{st}, 2^{nd})$	multimodal	I; II; VI/VII	some samples in Tc; the rest of the samples are outside the seg- ments	some samples in Tc; the rest of the samples are outside the seg- ments
	STA	2.9–5.3	1.5–2.5	0–0.6	1–1.2	4^{th}	multimodal	IV; VI/VII		
D	central	3.8–5.7	1.6–2.7	0–0.6	0.9–1.3	$2^{nd}/3^{rd}$	multimodal	V; VI/VII	P-Q; Tc	P-Q; Tc
	central	3.3–5.2	1.4–2.7	0–0.7	0.9–1.5	1^{st}	multimodal	IV; V; VI; VII		
E	distal	2.8–5.4	1.8–2.2	0–0.5	0.8–1.2	3^{rd}	multimodal	V; VI/VII	Q P-Q; Tc	Q P-Q; Tc
	central	2.5–5.4	1.4–2.0	0–0.4	0.8–1.2	$1^{st}(1^{st}, 4^{th}, 3^{rd})$	multimodal	I; VI/VII		
F	central	4.1–6.0	1.8–2.8	-0.1–0.4	0.9–1.5	$1^{st}(2^{nd}, 2^{nd})$	multimodal	III; VI/VII	Some samples in O-P; the rest of the samples are outside the seg- ments	Some samples in Tc; the rest of the samples are outside the seg- ments
	central	4.1–6.0	1.8–2.8	-0.1–0.4	0.9–1.5	$1^{st}(2^{nd}, 2^{nd})$	multimodal	III; VI/VII		

The geological structure of the deluvia separation does not affect the presented model (Twardy 2008). In the work of Twardy (2008), the source material for slope sediments includes sands and silts of kames, glacial sands and gravels, ablation/till clays, and silty sands. At the same time, cuts were formed on the slopes of kames, river terraces, flavioglacial plains and the slopes of moraine plateaus. The model is not affected by the terrain relief area or large water arteries, nor by long-lasting settlement traditions (after Twardy 2008).

The sediments of the western fans have lower mean grains values than those of the eastern fans. The deposits of the first group of fans are better sorted and have larger ranges of values for skewness and kurtosis.

Coarse sediments appeared in individual places in the sediments of Serteya accumulative fans, which can be interpreted as proluvia. Proluvia are multi-grained sediments, with a predominance of coarse grains, with poor or very poor sorting with low or negative skewness values. Their particle-size distribution frequency curves can take various shapes. The 1st system (channel deposits) is characteristic for these sediments, which is confirmed by the results of Smolska (2005) and Twardy (2008).

In all relationships of sedimentological indicators, there is a clear division between gullies from the modern period and from the periglacial/early Holocene period (Fig. 15). The modern slope deposits are coarser and better sorted than the older slope deposits. The observed system in the diagram of the relationship M_Z-versus- σ_I and M_Z-versus-Sk_I is consistent with the concept of dividing deluvia into deluvial sands and deluvial sandy silt proposed by Twardy (2008). Where early-modern sediments in Serteyka River valley correspond to deluvial sands, and older deluvial sediments correspond to sandy silt. The M_Z-versus-Sk_I diagram in modern sediments (deluvial sands) shows the tendency that the mean grain diameter (in phi values) increases with skewness values (Fig. 16). On the other hand, in the periglacial/early Holocene sediments (deluvial sandy dust) there is a tendency that the skewness values decrease with an increase in the mean grain diameter (in phi values).

In the M_Z-versus-K_G relation, early modern sediments fall mainly in one grain-size range (3–4 phi), but there is a significant differentiation in the values of kurtosis, where leptokurtic distributions dominate. The sediments usually oscillate around one kurtosis value, but there is a large grain-size range. In the σ_I -versus-Sk_I relation, a very clear

positive trend is visible in early modern sediments, with predominant samples with better sorting than in older sediments. For the latter, the population of points is placed parallel to the skewness axis. In the σ_I -versus-K_G relation, new sediments form a point cloud with a relatively high degree of dispersion, while older sediments accumulate around the value of 1 phi for kurtosis and 1.5 to 2.5 phi for sorting. In the K_G-versus-Sk_I relation, the points for both series “start” in the same field, i.e. 1 phi values for kurtosis and 0 for skewness. Further, the population of samples for modern sediments follows a positive trend, while samples of older sediments accumulate around the value of 1 phi for kurtosis, with strongly different values of skewness.

The description of the M_Z-versus- σ_I and M_Z-versus-Sk_I relationships for deluvial sandy silt (after Twardy 2008) can also be extended to include trends for other relationships of sedimentological indicators. Characteristic features of this type of sediment also correspond to the features of sediments from the periglacial/early Holocene period. Perhaps the described features (as well as the concept) can be implemented in the recognition of slope deposits from this period, and perhaps they can be considered as typical features.

In the Passegia C/M diagram, the sediments of the western fans are in fields I–VII, but the dominant fields are V (gradation suspension transported under moderate turbulence) and VI/VII (gradation suspension transported in conditions of low turbulence characterised by a different particle-size distribution). Segment P–Q (graded suspension with some grain transported by rolling) dominates in transport, and Q–R segment (graded suspension) is also common. In all profiles, the samples were arranged in the Tc zone, which corresponds to the dense runoff. Western deluvia are formed as a result of dispersed and/or concentrated surface runoffs, with different dynamics. The very short time of gully A and B development indicates that there was less chance of multiple redeposition of sediments within the fan, and that human activity, including plowing within the upland, had a direct impact on the formation of these fans (Piech *et al.* 2018, 2020; Ginter *et al.* under review).

The sediments of eastern fans in the Passegia C/M diagram are located mainly in field VI/VII, so the deposition took place from the gradation suspension transported under low-turbulence conditions and from a homogeneous suspension with different graining. At the same time, the P–Q segment and the Tc zone dominate here. Older deposits of D, E, F and G fans were accumulated and then could be transformed many times during

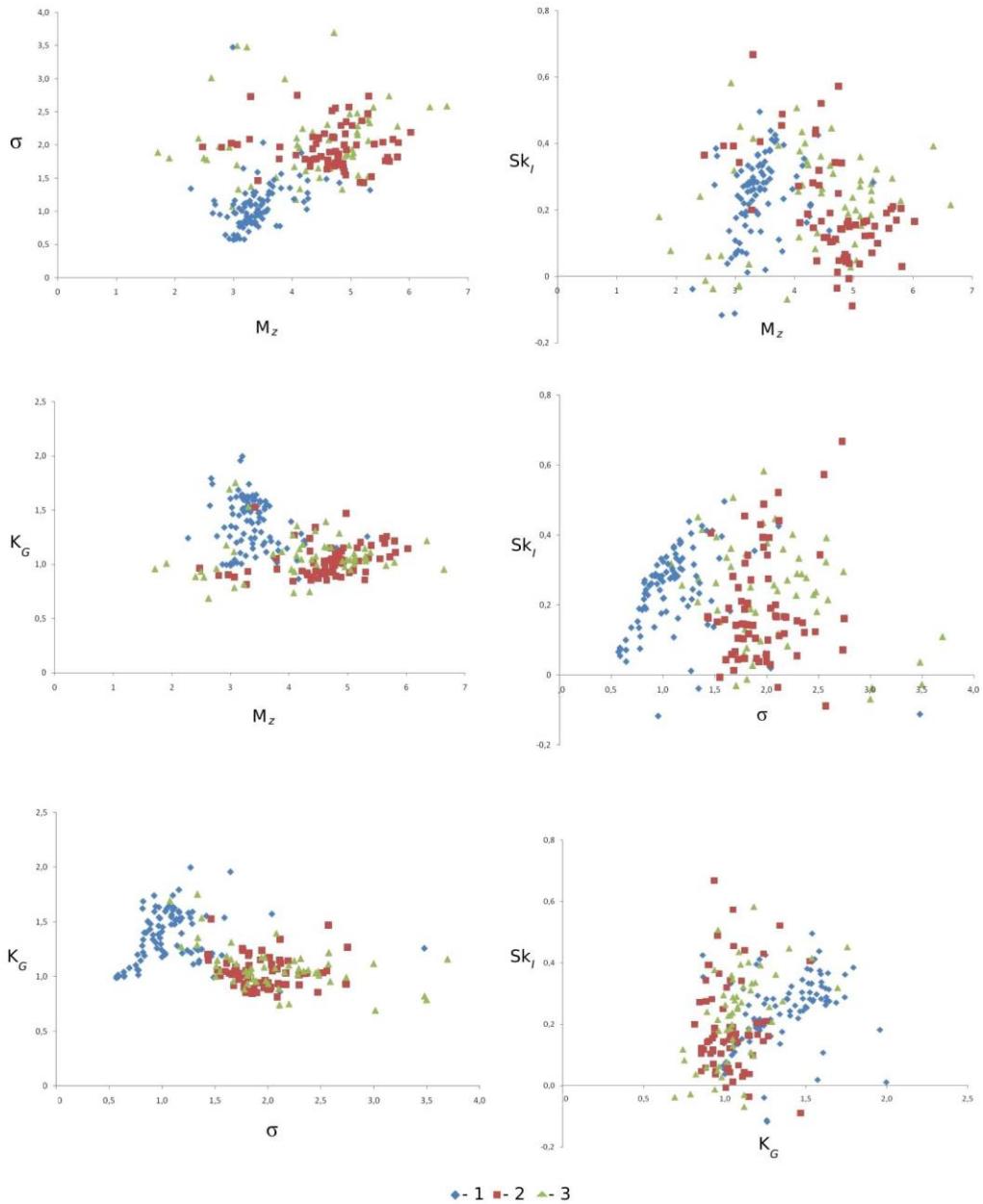


Fig. 16. Relationships of sedimentological indicators for sediments of western and eastern fans (in phi scale)

1 – deposits of A and B fan; 2 – deposits of D, E, F, G fan; 3 – deposits of C fan

different and changing environmental conditions. The accumulation of these sediments could have continued (perhaps intermittently) after the retreat of the Weichselian (Valdai) ice sheet.

In the Passegia C/M diagram, proluvia's points accumulate in the areas of deposit environment types I, II and III. The deposition is from traction with a small share of suspension dominates and at the same time are in the transport segments (or close to them) N–O (rolling) and in O–P (rolling with some grain transported in suspension). This is consistent with the analyses of Smolska (2005), although in her results, the progeny accumulated in

the P–Q and O–P segments. Proluvia arise as a result of concentrated surface runoff, sometimes of extreme intensity (Smolska 2005; Twardy 2008; Piech *et al.* 2018). The particle-size distribution frequency curves for proluvia are unimodal with an elongated left slope as demonstrated by Twardy (2008). By contrast, for the gully A fan, the proluvia are polymodal, with an elongated left and right slope of the curve (Piech *et al.* 2018). The cumulative curves show a clear advantage of traction in the grain-transport process (Twardy 2008; Piech *et al.* 2018).

For fans A and B, the average value of the SPAN index is 0.8 with a range of 0.3 to 2.7. For fans D, E, F and G, the mean of the index is 1.2 (0.7–3.2), while for fan C, the mean is the highest and amounts to 1.4 with a range from 0.7 to 3.1. This suggests that fans A and B show the greatest environment dynamics, while for the remaining fans the variability of the sedimentological environment is slightly lower (cf. Warrier *et al.* 2016). The arithmetic mean of the SPAN index for all samples is 1.1, with a range of 0.3–3.2. These results differ from the range of values for late Quaternary lacustrine sediments, where the range is from about 2 to even 7.8 (Warrier *et al.* 2016). In turn, from the studies by Foster *et al.* (2008), the SPAN range for lacustrine sediments ranges from about 2 to almost 20 with the mean of the index is 6.83. Perhaps the SPAN index can be another parameter to distinguish deluvial sediments.

The sediments of fans A and B are concentrated in the fields with graining characteristics similar to those of moraine tills, sandbed braided river deposits and Vistula River overbank deposits comparing with Podgórski and Szmańda's research (2004). In turn, the features of the sediments of the C, D, E, F, and G fans are similar to the features of the sediments of moraine tills, Vistula River overbank deposits and varved clays from Podgórski and Szmańda's research (2004).

In almost all samples, the particle-size distribution curves show that the curves for particle size finer than 6 phi are arranged almost identically to each other (with different particle size shares). The lower fraction content in the samples is the result of the fraction size limits marked during lithological studies (Szmańda 2011 – further literature there). The greater or lesser content of the individual fraction ranges is also caused by Tanner gaps. These are the ranges determined by Tanner (1958), where when changing the value of M_Z decreases the grain diameter of the basic fractions (Szmańda 2011). For the investigated sediments of accumulative fans, the decrease in the frequency of grain occurrence is noticeable mainly in the range of 9–10 phi, but also, to a lesser extent, in the range of 5–6 phi.

To determine all the characteristic deluvia parameters, detailed statistical analysis should be performed, the analysis of which goes beyond the accepted scope of this paper. Statistical analysis that would be worthwhile include analysis of variance and F. Snedecor's test, which check the validity of grouping sediments. This method was used by Turkowska (1991), who in her research showed that the statistical analysis of the particle-size

distribution can determine the features of the river sedimentation environment. The graining indexes differentiate channel and overbank alluvia at the significance level of 1%, where M_Z has the greatest differentiating power (Turkowska 1991).

The erosive area of western gullies is most probably much larger than that of eastern gullies. The result is a longer transport route for the grains and a greater chance of better sorting of the material. In the vicinity of gullies A and B, there are layers of clay of small thickness and they are located several dozen metres away from the studied gullies. Thus, the proportion of clay balls in the fan's sediments may be lower. In addition, clay balls were found only in proluvial layers, not in the deluvial deposits. Most likely, during heavy downpours, the erosion surface at the upland was much larger and perhaps it cut the layers of clay further away from the gullies. Human impact, i.e. land deforestation, agricultural use of the upland may have an impact on the breaking up aggregates and a greater share of the smallest fractions. The result may be the unimodality of the deluvia of fans A and B.

Gullies and denudational valleys D, E, F and G may have been formed during the Late Weichselian, which is suggested by their poorly delineated morphology and filling of the bottom with deluvial sediments. Fan deposits directly cover fluvi- and limnoglacial deposits, so it was not possible to date them using the ^{14}C method. This also suggests the older age of these forms. In the lower part of these denudational valleys, finer grains are definitely more common. They may have been deposited as a result of aeolian processes, which is partially confirmed by the results of the in the diagram of the relationship M_Z -versus- σ_I analysis. This is most likely the result of exposed ground and sparse vegetation. This is confirmed by the research of Taravov *et al.* (2019), where patchy vegetation with tundra-steppe and forest associations for this period was documented in biogenic sediments from the Serteyka region.

The deposits of fan C have been accumulated since the early Holocene, as evidenced by the presence of these deposits directly on kame sediments. This is also evidenced by the points in the relationships of sedimentological indicators, the greater part of which accumulates with the points corresponding to the eastern fans. Some of the samples, however, are in the population corresponding to modern settlements. It can be assumed that gully C and its fan were rejuvenated in the modern period.

The clay on the eastern slopes is in the immediate vicinity of the denudational valleys, and its thickness is greater. The multimodality of the sedi-

ments of the eastern fans is associated with the washing of clay surfaces, and further with the transport of whole grain aggregates combined with clay and their subsequent erosion. In the process of shaping gullies, which is assumed to be periglacial, solifluction and runoff processes take place, and perhaps also the processes of stripping and falling off the frozen fragments of the gully's slopes and their subsequent washing out (see Klatkowa 1965, 1989; Twardy 2008; Palusziewicz 2011; Tylman 2011; Belyaev *et al.* 2020). As a result of these processes, the sediments are mixed, with almost no sorting, which results in poor and very poor sorting. The so-formed covers were then cut open and blurred by the processes of linear erosion and surface runoff. Another important element was the runoff of water on the frozen ground, and then the erosion of the adjacent layer (Klatkowa 1965; Majewski 2008; Tylman 2011; Karasiewicz *et al.* 2019). In turn, Panin *et al.* (2011) believe that slope wash was the main process shaping the slopes during the decline of the last ice age. Massive sands and sandy silts interpreted as colluvia (with a massive structure) could have arisen as a result of creeping (Majewski, Palusziewicz 2019). In turn, massive sands and silty sands (with an average grain diameter from -0.5 to 6.3 phi and with a poor and moderate sorting) could also arise as a result of flushing occurring in the Late Weichselian and the early Holocene (Karasiewicz *et al.* 2019). Boulder levels are associated with gravitational movements within the slopes in the cold periods of these periods (Tylman 2011; Majewski 2014; Majewski, Palusziewicz 2019). To the Late Weichselian, in the denudation valleys of the Łódź Upland (Central Poland), series of fine-laminated sands are documented, and under them there are Plenivistulian boulder horizons (Klatkowa 1965, 1989). In the denudation valleys from the Plenivistulian, sandy-silty series were also found (Twardy 2008). Their mean grain diameter varies from 1 to 4.5 phi, with poor and very poor sorting. The skewness values are positive but stay close to 0. Vistulian slope sediments are unimodal, with the dominant mode falling to values close to 2 phi (Twardy 2008). Smolska (2005) notes that some of the slope sediments were deposited in the periglacial and early Holocene periods. This material is laminated and is deposited on glacial and fluvioglacial sediments, and has a thickness of about 0.5 m. In the top, solifluctive structures and a lack of organic matter were noticeable. The slope sediments from this period are better sorted than the Holocene deluvia. This is due to a large content of aeolian material (Smolska 2005).

In Stochlak's (1996) distinction, sandy, sandy-silty sediments, often characterised by lamination, belong to the "proper" Holocene deluvia. They are characterised by a large amount of humus admixture and rhythmic layers. This author also distinguishes agricultural deluvia, which are identical to tillage diamicton (Sinkiewicz 1998; Smolska 2005; Twardy 2008). On the other hand, Teisseyre (1994) distinguishes deluvial soil sands as detrital sediments composed of soil lumps, where they constitute more than 75% of the sediment volume.

The western and eastern gullies also differ in terms of morphology and morphometry. Western forms were cut further and deeper into the area of the upland. The slope can reach even 70°, and the slopes within the ravines are short. Their upper edges are sometimes jagged due to modern erosion processes. The bottom of the gullies in its upper part has a V-shaped character, while at the mouth it has a U-shaped form. The bottom is additionally incised due to early modern erosion. The fans formed at the mouths of these forms may be up to 70 m long and up to 60 m wide, and are visible in the relief. It should be mentioned that the western slopes of the Serteyka River valley are steeper than the eastern slopes.

The gullies and denudational valley on the eastern side of the valley are much shorter than the western forms. Their slopes are long and have gradients of up to 20°. The whole forms are poorly defined in the morphology of the terrain relief and has a U-shaped character. The bottom is wide and flat, and filled with deluvial sediments. Modern erosion phases have not been documented here. The fans in this zone are very poorly visible – they are partially buried by lake sediments (mainly gyttja), as well as overbank alluvia.

The chronology of gullies

The slope processes within the Serteyka River valley most likely began shortly after the last ice sheet receded in the Late Weichselian. At that time, the water from the melting blocks of dead ice was discharged to channels and to/from depressions conditioned by uneven fluvioglacial processes (Klatkowa 1965, 1989; Sinkiewicz 1989; Smolska 2005; Majewski 2008). Periglacial conditions prevailed at that time, i.e. no compacts of vegetation and frozen ground. Solifluction, rain-wash and thaw processes acted on the slopes. In turn, the factors influencing the development of nivation hollows are solifluction, frost ventilation and flushing (Thorn, Hall 2001; Palusziewicz 2014; Ratajczak-Szczerba, Palusziewicz 2015). The next

stage in the development of valleys and gullies was the Bølling, when the temperature increased slightly, which resulted in permafrost thawing and the erosion phase (Kozarski 1995; Marks 1996; Töbolski 1998; Hoek 2001; Majewski 2008). In the period of 20–15 ka BP, the oldest gorges/gullies and small river valleys could have been formed in Eastern Europe (Belyaev *et al.* 2005, 2020; Panin *et al.* 2009). In the Early Holocene (10.3–8.4 ka BP), the development of valleys was stopped by the development of plant cover (Starkel 1990 – further literature there; Twardy *et al.* 2014; Twardy 2017).

Panin *et al.* (2011) describe the stages of gully erosion that took place in the Russian Plain during the Holocene. These phases were in the periods: 6200–5900, 5500–5200, 4600–4300 and 3600–3000 cal. years BP. In the Serteya region in the period of 5.9–4.2 cal. BP, the local climate could have been shaped by a lake–river system (Mroczkowska *et al.* 2021a). During this period, numerous fluctuations in the water level in the Great Serteya Palaeolake Basin were recorded (Tarasov *et al.* 2019; Kittel *et al.* 2020, 2021; Mroczkowska *et al.* 2021a; Wieckowska-Lüth *et al.* 2021).

Short episodes or single episodes of increased erosion occurred at the Russian Plain also as follows: 4700, 3800, 3000, 2200, 1800 and 900 years BP (Belyaev *et al.* 2005, 2020; Panin *et al.* 2009), which may partially correlate with the wet phases defined by Starkel (1990 – further literature; Starkel *et al.* 2013). They were correlated with increased activity, e.g. rivers or landslides. In turn, on the slopes of the Serteya River valley, a significant intensification of the slope processes took place in the period 3250–2500 cal. BC and 2200–1500 BC (Kittel *et al.* 2020, 2021). Due to increased rainfalls, from 3000 cal. years BP, some of the studied gullies in Eastern Europe were created (Belyaev *et al.* 2005; Panin *et al.* 2009). The period 1800–1500 cal. years BP corresponds to the next phase of cutting up the surface of the plateaus. The increase in the development of erosive cuts was caused by the overlapping of climatic and anthropogenic factors (Belyaev *et al.* 2005; Twardy 2008, 2017; Panin *et al.* 2009, 2011; Zglobicki *et al.* 2014; Kittel *et al.* 2018, 2020, 2021). The bottoms of periglacial valleys were built up in the Holocene by deluvia as a result of rain-wash, and then cut open due to human-induced gully erosion (Twardy 2017). It was during this period that gully C was most likely formed, the lateral STA accumulative fan of which is dated after ca. 3700 BC. However, it is very close to the slope, making the dated sediment vulnerable to the redeposition of older material.

Organic mud dated to 220±100 and 430±100 years conv. BP in the Central Plain of Russia, which has been documented within the gully, has been accumulated as a result of increased linear erosion and stripping of the humus layer from higher areas (Belyaev *et al.* 2005). During this period, an increase in the share of pollen from cultivated vegetation was noted in organic sediments found within gullies and accumulative fans (Belyaev *et al.* 2005; Panin *et al.* 2009, 2011). From the 11th century AD, in the Central European Lowlands, the importance of erosion in shaping slopes increased. This was the result of human influence, and between the 14th and 16th centuries AD, another increase in human impact on gully erosion was noted (Belyaev *et al.* 2005; Panin *et al.* 2009, 2011). Intensive exploitation of the environment took place in the 15th century AD, which resulted in new road cuts being made, among other things. Since the 17th century AD, in the Central European Lowlands and in the Serteya region, intense deforestation and soil erosion resulting from agricultural activities have been recorded (Golosov *et al.* 2017; Piech *et al.* 2018; Tarasov *et al.* 2019; Łuców *et al.* 2020; Mroczkowska *et al.* 2021b; Ginter *et al.* under review). These processes were the cause of the development of gully erosion, and further the formation of slope covers (Golosov 2002; Golosov *et al.* 2017). Fans A and B were formed from the second half of the 17th century to at least the 19th century AD (see Ginter *et al.* under review). On the other hand, climate changes during the Little Ice Age also caused increased gully erosion (Twardy 2008; Panin *et al.* 2009; Zglobicki *et al.* 2014; Piech *et al.* 2018, 2020; Ginter *et al.* under review). During this period, the conditions were decidedly humid in the Serteya region (Mroczkowska *et al.* 2021b). In the 1990s, the erosion processes decreased due to the shrinkage of agricultural land. This was caused by, among other things, the collapse of collective farms (Golosov *et al.* 2017).

Conclusions

- Seven gullies and their accumulative fans of various sizes and ages have been documented in the lower part of the Serteya River Valley within the Great Serteya Palaeolake Basin.

- The gullies on the western slope of the valley have a very distinct terrain morphology and are dated to the modern period (gullies A and B). Gully C may date to the periglacial period and been “rejuvenated” from about 3200 BC.

– Gullies and denudational valleys on the eastern side of the valley (D, E, F, G) are poorly legible in the relief. Their slopes are gentle, their bottoms are filled with deluvial material and they were most likely formed in the periglacial conditions of the Late Weichselian.

– The complex geological structure of individual fans was documented, consisting mainly of fine sands with silty laminations, and also silts (deluvial deposits), and sometimes various sands with clay balls (proluvia) were recorded.

– These sedimentological features of the accumulative fan deposits indicate significant differentiation of dynamics in the erosion-accumulation environment.

– There are significant differences in the sedimentological characteristics between the western and eastern gullies, which indicates differences in the deposition conditions, the characteristics of the source material, and perhaps the time period over which the sediments were deposited.

– The sediments of modern fans were defined as deluvial sands, while the sediments of older fans are deluvial sandy silts (after Twardy 2008). In turn, the sediments of fan C have the features of both deluvial sand and deluvial sand silt.

– The features of deluvial sandy silts (after Twardy 2008) can be extended to include analysis of other sedimentological indicators.

– The use of the aforementioned analysis and sedimentological methods allowed for a detailed characterization of slope sediments. It also allowed for an interpretative extension of the relationship between individual sedimentological indicators.

– Sedimentological analysis allowed for the determination of lithodynamic conditions that shaped the deposition of slope sediments.

– The proposed extended record of the systems of relations between sedimentological indicators allowed for a more detailed description of the tested samples from individual profiles.

Acknowledgments

I would like to thank two anonymous reviewers for constructive comments and suggestions that greatly improved manuscript. I would also like to thank Professor Piotr Kittel for all his help and advice. I would like to thank Andrey Mazurkewicz and the entire expedition from The State Hermitage Muzeum (St Petersburg, Russia) for the opportunity to conduct field research for this article. I would also like to thank Maciej Sadło, Aleksandra Cetwińska, Krzysztof Cetwiński, Katarzyna

Pilaszek and PhD Dariusz Manasterski for helping with the field work.

The research was a part of a project financed by a grant from the National Science Centre of Poland No. 2017/25/B/HS3/00274.

References

- Belyaev V.R., Eremenko E.A., Panin A.V., Belyaev Y.R. 2005. Stages of late Holocene gully development in the central Russian plain. *International Journal of Sediment Research* 20(3): 224-232.
- Belyaev V.R., Garankina E.V., Shorkunov I.G., Konstantinov E.A., Rusakov A.V., Shishkina Y.V., Andreev P.V., Verlova T.A. 2020. Holocene erosion and deposition within a small catchment of the northeastern Borisoglebsk Upland (Central European Russia). IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 438: 1-17; DOI: 10.1088/1755-1315/438/1/012002.
- Blott S., Pye K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landform* 26: 1237-1248.
- Dotterweich M. 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment. *Geomorphology* 101: 192-208.
- 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.
- Dreibrodt S., Lomax J., Nelle O., Lubos C., Fischer P., Mitusov A., Reiss S., Radtke U., Nadeau M., Grootes P.M., Bork H.R. 2010. Are mid-latitude slopes sensitive to climatic oscillations? Implications from an Early Holocene sequence of slope deposits and buried soils from eastern Germany. *Geomorphology* 122: 351-369.
- Folk R.L., Ward W. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Foster I.D.I. 1991. High energy coastal sedimentary deposits; an evaluation of depositional processes in Southwest England. *Earth Surface Processes and Landforms* 16: 341-356.
- Foster I.D.I., Oldfield F., Flower R.J., Keatings K. 2008. Mineral magnetic signatures in a long core from Lake Qarun, Middle Egypt. *Journal of Paleolimnology* 40: 835-849.
- Ginter A., Piech W., Krapiec M., Moska P., Sikorski J., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Mroczkowska A., Mazurkевич A., Kittel P. 2020. The age of deposition of accumulative fan sediments

- in Serteyka River Valley (Western Russia). *Limnology and Freshwater Biology* 4: 483-485; DOI:10.31951/2658-3518-2020-A-4-483.
- Ginter A., Piech W., Krępiec M., Moska P., Sikorski J., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Piotrowska N., Mroczkowska A., Tołoczko W., Okupny D., Mazurkevich A., Kittel P. (under revision). Intense and quick land relief transformation in the Little Ice Age: the age of accumulative fan deposits in Serteyka River Valley (Western Russia). *Quaternary International*.
- Glosov V. 2002. Soil erosion and small river aggradation in Russia. Proceedings of 12th ISCO Conference, May 26-31, 2002. Tsinghua University Press, Beijing: 154-159.
- Golosov V., Ivanova N., Kurbanova S. 2017. Influence of agricultural development and climate changes on the drainage valley density of the southern half of the Russian Plain. *International Journal of Sediment Research* 32(1): 60-72.
- Gorlach A., Kalm V., Hang T. 2015. Thickness distribution of quaternary deposits in the formerly glaciated part of the East European plain. *Journal of Maps* 11(4): 6250635.
- Hoek W.Z. 2001. Vegetation response to the ~ 14,7 and ~ 11,5 ka cal. BP climate transitions: is vegetation lagging climate? *Global and Planetary Change* 30: 103-115.
- Jaworski J. 2018. Późnoglacialny i holocencki rozwój dolinek erozyjno-denudacyjnych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w krajobrazie młodoglacjalnym Polski Północnej. Wyd. Nauk. UMK, Toruń.
- Karasiewicz T., Tobojko L., Świtoniak M., Milewska K., Tyszkowski S. 2019. The morphogenesis of erosional Valley in the slopes of the Drwęca valley and the properties of their colluvial infills. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 16: 5-20.
- Kittel P. 2014. Slope deposits as an indicator of anthropopressure in the light of research in Central Poland. *Quaternary International* 324: 34-55.
- Kittel P. 2016. Badania geoarcheologiczne pokrywy stokowej na stanowisku archeologicznym Szynkiew 11, gm. Pabianice. *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica* 15: 25-35.
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E.V., Kazakov E., Mroczkowska A., Pavlovskaja E., Piech W., Płociennik M., Sikora J., Teltevskaya Y., Wieckowska-Lüth M. 2018. Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 191-213.
- Kittel P., Mazurkevich A., Alexandrovskiy A., Dolbunova E., Krupski M., Szmańda J., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Mroczkowska A., Okupny D. 2020. Lacustrine, fluvial and slope deposits in the wetland shore area in Serteya, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 110: 103-124.
- Kittel P., Mazurkevich A., Wieckowska-Lüth M., Pawłowski D., Dolbunova E., Płociennik M., Gauthier E., Krępiec M., Maigrot Y., Danger M., Mroczkowska A., Okupny D., Szmańda J., Thiebaut E., Słowiński M. 2021. On the border between land and water: The environmental conditions of the Neolithic occupation from 4.3 until 1.6 ka BC at Serteya, Western Russia. *Geoarchaeology. An International Journal* 36(2): 173-202.
- Klatkowa H. 1965. Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodziensia* 19.
- Klatkowa H. 1989. The incorporation of closed depressions into the open erosional system as one of the models of head valley fashioning in the Vistulian. *Quaestiones Geographicae* 2: 83-91.
- Kozarski S. 1995. Deglaciacja północno-zachodniej Polski: warunki środowiska i transformacja geo-systemu (~20 ka -10 ka BP). *Dokumentacja Geograficzna*, 1, IGiPZ PAN.
- Krumbein W.C. 1934. Size frequency distribution of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 4: 65-77.
- Kul'kova M.A., Mazurkevich A.N., Dolukhanov P.M. 2001. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina-Lovat area of North-western Russia. *Geochronometria* 20: 87-94.
- Kul'kova M.A., Mazurkevich A., Gerasimov D. 2015. Stone Age archaeological sites and environmental changes during the Holocene in the NW region of Russia. In: J. Harff, G. Bailey & F. Lüth (eds.) *Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf*. Geological Society: 27-50.
- Łuców D., Lamentowicz M., Obremska M., Arkhipova M., Kittel P., Łokas E., Mazurkevich A., Mróz T., Tjallingii R., Słowiński M. 2020. Disturbance and resilience of a Sphagnum peatland in western Russia (Western Dvina Lakeland) during the last 300 years: a multiproxy, high-resolution study. *The Holocene* 30(11): 1552-1566.
- Majewski M. 2008. Ewolucja form i osadów stokowych w późnym vistulianie i holocenie w rynnie jeziora Jasień. *Landform Analysis* 7: 95-101.
- Majewski M. 2014. Human impact on Subatlantic slopewash processes and land form development AT Lake Jasień (northern Poland). *Quaternary International* 324: 56-66.
- Majewski M. 2017. Cechy uziarnienia deluwiów na tle osadów źródłowych na przykładzie zagłębień bezodpływowych w rejonie Łupawska (Pojezierze Zachodniopomorskie). *Acta Geographica Lodziensia* 106: 221-223.
- Majewski M., Paluszakiewicz R. 2019. The origin and evolution of small dry valley in the last-glacial area on the example of the Pomeranian Lake District (Poland). *Estonian Journal of Earth Sciences* 68(1): 26-36.

- Marks L. 1996. Role of buried dead ice in modeling of lake bains in present lakelands. *Acta Geographica Lodzienia* 71: 181-193.
- Mazurkevich A.N., Korotkevich B.N., Dolukhanov P.M., Shukurov A.M., Arslanov Kh.A., Savel'eva L.A., Dzinoridze E.N., Kulkova M.A., Zaitseva G.I. 2009a. Climate, subsistence and human movements in the Western Dvina – Lovat River Basins. *Quaternary International* 203(1-2): 52-66.
- Mazurkevich A., Hook D., Fassbinder J. 2009b. Magnetometry and susceptibility prospection on neolithic-early Iron Age sites at Sertey, North-Western Russia. *ArcheoSciences Revue d'archéométrie, supplement*, 33: 81-85.
- Mazurkevich A., Kulkova M., Savel'eva L. 2012. Geoarchaeological issues of the Upper Dnieper – Western Dvina River region (Western Russia): fieldtrip guide. Geomorphic processes and geoarchaeology. *From Landscape Archeology to Archaeotourism*. International conference, August 20–24, 2012. Moscow-Smolensk, Russia: 49-69.
- Mroczkowska M., Pawłowski D., Gauthier E., Mazurkevich A., Luoto T.P., Peyron O., Kotrys B., Brooks S.J., Nazarova L.B., Syrykh L., Dolbunova E.V., Thiebaut E., Płociennik M., Antczak-Orlewska O., Kittel P. 2021a. Middle Holocene Climate Oscillations Recorded in the Western Dvina Lakeland. *Water* 13(11): 1-24.
- Mroczkowska A., Kittel P., Marcisz K., Dolbunova E., Gauthier E., Lamentowicz M., Mazurkevich A., Obremska M., Płociennik M., Kramkowski M., Łuców D., Kublitskiy Y., Ślowiński M. 2021b. Small peatland with a big story: 600-year paleoecological and historical data from a kettle-hole peatland in Western Russia. *The Holocene* 31(11-12): 1-16.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. In: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (eds.) *Badań osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Uniwersytet Warszawski, Warszawa: 29-90.
- Mycielska-Dowgiałło E., Ludwikowska-Kędzia M. 2011. Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos* 17(4): 189-203.
- Paluszkiewicz R. 2011. Erosional-denudational valleys and their significance for the reconstruction of the late glacial environmental conditions (The Drawsko Lakeland, NW Poland). *Quaestiones Geographicae* 30(3): 71-81.
- Paluszkiewicz R. 2014. Późnoglacialna depozycja osadów dolinek wschodnich stoków Bułgarskich Górz (Pojezierze Zachodniopomorskie). *Landform Analysis* 26: 85-93.
- Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R. 2009. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology* 1008(1-2): 71-91.
- Panin A., Fuzeina Y., Karevskaya I., Sheremetskaya E. 2011. Mid-Holocene gullying indicating extreme hydroclimatic events in the Centre of the Russian Plain. *Geographica Polonica* 84(1): 95-115.
- Passega R. 1964. Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Research* 4: 830-847.
- Passega R., Byramjee R. 1969. Grain size image of clastic deposits. *Sedimentology* 13: 233-252.
- Piech W., Kittel P., Mazurkevich A., Pavlovskaja E., Kazakov E., Teltevskaia Y., Błaszczyk K., Kotrys B. 2018. Cechy sedymentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (Zachodnia Rosja). *Acta Geographica Lodzienia* 107: 215-238.
- Piech W., Kittel A., Mazurkevich A., Kazakov E. 2020. Morphological characteristics of the erosion cuts system (gullies system) in the Serteyka River Valley, Western Russia. In: A. Mlynarczyk (ed.) *Środowisko przyrodnicze jako obszar badań*. Bogucki Wyd. Nauk., Poznań: 183-198.
- Podgórski Z., Szmańda J. 2004. Osady denne małych zbiorników zaporowych Pojezierza Chełmińskiego na tle osadów wybranych środowisk sedymentacyjnych. Rekonstrukcja i prognoza zmian środowiska przyrodniczego w badaniach geograficznych. *Prace Geograficzne* 200: 265-278.
- Poesen J. 2018. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. *Earth Surface Processes and Landforms* 43: 64-84.
- Poesen J., Nachtergaele J., Verstraeten G., Valentin C. 2003. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 91: 91-133.
- Racinkowski R., Szczypek T., Wach T. 2001. Prezentacja i interpretacja wyników badań uziarnienia. Wyd. UŚ, Katowice.
- Ratajczak-Szczerba M., Paluszkiewicz R. 2015. Analiza sedymentologiczna osadów denudacyjnych w niszy niwalnej w krawędzi Pradoliny Toruńsko-Eberswaldzkiej. *Landform Analysis* 28: 78-85.
- Rodzik J., Ciupa T., Janicki G., Kociuba W., Tyc A., Zgłobicki W. 2008. Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich. In: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (eds.) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków: 165-228.
- Rodzik J., Terpiłowski S., Godlewska A., Mroczek A. 2015. Contemporary development of an atypical bank gully in the Szwajcaria Polska Nature Reserve resulting from human activity (E Poland). *Zeitschrift für Geomorphologie* 59(2): 7-22.

- Sidorchuk A., Litvin L., Golosov V., Chernysh A. 2006. European Russia and Byelorus. In: J. Boardman, J. Poesen (eds) *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons: 73-93.
- Sinkiewicz M. 1989. Zmiany rzeźby terenu Pojezierza Kujawskiego pod wpływem procesów stokowych. Towarzystwo Naukowe w Toruniu.
- Sinkiewicz M. 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej. Wyd. UMK, Toruń.
- Smolska E. 2003. Cechy deluwiów na przykładzie osadów stokowych pagórków w okolicy Łopuchowa na Pojezierzu Suwalskim. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 45-57.
- Smolska E. 2005. Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Smolska E. 2007. Development of gullies and sediment fans in last-glacial areas on the example of the Suwałki Lakeland (NE Poland). *Catena* 71: 122-131.
- Smolska E. 2008. Badania sedimentologiczne współczesnych osadów deluwialnych i ich znaczenie w ocenie dynamiki procesów erozji gleby na przykładzie Pojezierza Suwalskiego. *Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska* 17(2): 202-212.
- Starkel L. 1990. Stratigraphy of the Holocene as an interglacial. *Przegląd Geologiczny* 38(1): 13-16.
- Starkel L. 2005. Role of climatic and anthropogenic factors accelerating soil erosion and fluvial activity in Central Europe. *Studia Quaternaria* 22: 27-33.
- Starkel L., Michczyńska D., Krąpiec M., Margielewski W., Nalepk D., Pazdur A. 2013. Progress in the Holocene chrono-climatostratigraphy of Polish territory. *Geochronometria* 40(1): 1-21.
- Stochlak J. 1996. Osady deluwialne nieodłączny efekt procesu spłukiwania i propozycja ich podziału. Ogólnopolskie sympozjum naukowe „Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją”, Puławy-Lublin-Zwierzyniec, 11–13 września 1996 r. Prace Naukowe, Część 2. Instytut Uprawy, Nawożenia i Gleboznawstwa, Puławy: 111-132.
- Szmańda J.B. 2010. Litodynamiczna interpretacja środowiska fluwialnego na podstawie wskaźników uziarnienia – przegląd wybranych metod. *Landform Analysis* 12: 109-125.
- Szmańda J.B. 2011. Zapis warunków uziarnienia aluwów pozakorytowych. *Landform Analysis* 18: 3-97.
- Szwarczewski P., Rogóż-Matyszczak A., Zbucki Ł. 2020. Morphological and geochemical record of historical erosion on the example of small alluvial and deluvial fans accumulated on the Bug River terraces in the Neple area (Podlasie Lowland, eastern Poland). *Baltica* 3: 1-10.
- Tanner W.F. 1958. The zig-zag nature of Type I and Type IV curves. *Journal of Sedimentary Research* 28(3):156-164.
- Tarasov P.E., Savelieva L.A., Long T., Christian L. 2019. Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia. *Quaternary International* 516: 21-41.
- Teisseyre A.K. 1994. Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. *Prace Geologiczno-Mineralogiczne* 43: 1-188.
- Thorn C.E., Hall K. 2001. Nivation and cryplanation: the case for scrutiny and integration. *Progress in Physical Geography* 26(4): 533-550.
- Tobolski K. 1998. Stan poznania historii lasów, jezior i torfowisk Borów Tucholskich. In: J. Banaszak, K. Tobolski (eds.) *Park Narodowy Bory Tucholskie*. Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Bydgoszczy: 19-48.
- Turkowska K. 1991. Rzeczne osady holocenowe w świetle analizy wskaźników uziarnienia i zawartości węgla organicznego (na przykładzie doliny Neru w Lublinku koło Łodzi). In: A. Kostrzewski (ed.) *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Geografia 50, Wyd. UAM, Poznań: 353-366.
- Twardy J. 1995. Dynamika denudacji holocenowej strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodzienia* 89.
- Twardy J. 2000. Deluwia neoholocenowe – przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodzienia* 78: 135-173.
- Twardy J. 2003. Cechy sedimentologiczne neoholoceniskich osadów stokowych na Wyżynie Łódzkiej i ich wartość interpretacyjna. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 25-44.
- Twardy J. 2005. Gully erosion in middle Poland. In: J. Rejman, W. Zgłobicki (eds.) *Human impact on sensitive geosystems*. UMCS, Lublin: 129-142.
- Twardy J. 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. UŁ, Łódź.
- Twardy J. 2017. Holocenna ewolucja niecek i dolin denudacyjnych w okolicach Łodzi w świetle dotychczasowych badań. *Acta Geographica Lodzienia* 106: 17-30.
- Twardy J., Forysiak J., Kittel P. 2014. Evolution of vegetation, relief and geology in Central Poland under anthropopressure. In: E. Kobojek, T. Marszał (eds.) *Origin and relief of Central Poland and its anthropogenic transformation*. Łódź University Press: 57-94.
- Tylman I. 2011. Morfogeneza dolinki denudacyjno-erozycznej koło Mazowa (Dolina Wieprzy). *Slupskie Prace Geograficzne* 8: 109-128.
- Udden J.A. 1914. Mechanical Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America Bulletin* 25: 655-744.

- Valentin C., Poesen J., Li Y. 2005. Gully erosion: impacts, factors and control. *Catena* 63: 132-153.
- Vanmaerke M., Poesen J., Mele B.V., Demuzere M., Bruynseels A., Golosov V., Rodrigues Bezerra J.F., Bolysov S., Dvinskikh A., Frankl A., Fuseina Y., Teixeira Guerra A.J., Haregeweyn N., Ionita I., Imwangana F.M., Moeyersons J., Moshe I., Samani A.N., Niacsu L., Nyssen J., Otsuki Y., Radoane M., Rysin I., Ryzhov Y.V., Yermolaev O. 2016. How fast do gully head cuts retreat? *Earth-Science Reviews* 154: 336-355.
- Visher G.S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 1074-1106.
- Warrier A.K., Pednekar H., Mahesh B.S., Mohan R., Gazi S. 2016. Sediment grain size surface textural observations of quartz grains in late quaternary lacustrine sediments from Schirmacher Oasis, East Antarctica: Paleoenvironmental significance. *Polar Science* 10: 89-100.
- Wentworth C.K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *Journal of Geology* 30(5): 377-392.
- Wieckowska-Lüth M., Gauthier E., Thiebaut E., Słowiński M., Krapiec M., Dolbunova E., Mazurkevich A., Maigrot Y., Danger M., Kittel P. 2021. The palaeoenvironment and settlement history of a lakeshore setting: An interdisciplinary study from the multi-layered archaeological site of Serteya II, Western Russia. *Journal of Archaeological Science: Reports* 40(B): 103219.
- Zgłobicki W., Rodzik J., Superson J., Dotterwiech M., Schmitt A. 2014. Phases of gully erosion in the Lublin Upland and Roztocze region. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B* 69(1): 149-162.

5.2. Cechy morfologiczne największego systemu parowów w dolinie dolnej Sertejki

Piech W., Kittel P., Mazurkevich A., Kazakov E., 2020. *Morphological characteristics of the erosion cuts system (gullies system) in the Serteyka River Valley, Western Russia.* In: A. Mlynarczyk (Ed.) Środowisko przyrodnicze jako obszar badań. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań, 183-198.

Wiktor Piech, Piotr Kittel, Andrey Mazurkevich, Eduard Kazakov

Morphological characteristics of the erosion cuts system (gullies system) in the Serteyka River Valley, Western Russia

Abstract: A system of erosion cuts has developed on the slopes of the Serteyka River Valley. The beginning of the development of gullies is dated to the 2nd half 17th century AD – during the pessimum of the Little Ice Age. The paper presents geological, morphological and geospatial characteristics of gullies and accumulative fans. Gullies were cut into easily erodible silty fine-grained sands. Additional conditions favouring intense erosion are short (about 40 m) and steep (about 40°) slopes. Human activity, layout of fields and roads had also a significant impact on the development of these erosion cuts.

Streszczenie: Na stokach doliny rzeki Serteki wykształcony został system rozcięć erozyjnych. Początek rozwoju parowów datowany jest na drugą poł. XVII w. – tj. na pessimum małej epoki lodowej. W pracy zawarto charakterystykę geologiczną, morfologiczną i geoprzestrzenną parowów. Parowy zostały wcięte w podatne na erozję piaski drobnoziarniste pylaste. Dodatkowymi sprzyjającymi erozji czynnikami są krótkie (ok. 40 m) i strome (ok. 40° nachylenia) stoki. Działalność człowieka, układ pól oraz dróg również miał istotny wpływ na rozwój omawianych rozcięć erozyjnych.

Kay words: human impact, Little Ice Age, gully erosion, climate changes, Eastern Europe

Słowa kluczowe: antropopresja, mała epoka lodowa, erozja wąwozowa, zmiany klimatyczne, Europa Wschodnia

Introduction

Numerous studies are being conducted on the development of erosion cuts, erosion and denudation valleys, and slope deposits. These actions are influenced by a number of processes, factors and conditions: linear erosion, diffuse erosion, suffusion, mass movements, accumulation, as well as weather conditions,

WP, PK – University of Lodz, Faculty of Geographical Sciences, Department of Geomorphology and Palaeogeography • wiktor.piech@unilodz.eu
piotr.kittel@geo.uni.lodz.pl

AM – The State Hermitage Museum, Saint Petersburg, Russia • a-mazurkevich@mail.ru

EK – Nansen International Environmental and Remote Sensing Center, Saint Petersburg, Russia • e.kazakov@spbu.ru

deforestation, broadly understood human impact, geological and geomorphological conditions, and climate changes (Klatkowa 1965; Twardy 1995, 2008, 2017; Smolska 2005; Belyev et al. 2005; Starkel 2005; Panin et al. 2009, 2011; Paluszkiiewicz 2011; Dotterwiech et al. 2012; Mazurek, Paluszkiiewicz 2013; Kittel 2014; Zgłobicki et al. 2014; Jaworski 2018; Piech et al. 2018; Poesen 2018; Karasiewicz et al. 2019; Szwarczewski et al. 2020). In the context of the development of erosion cuts, soil erosion resulting from gully erosion processes must be also taken into consideration (e.g. Valentin et al. 2005; Poesen et al. 2018).

A number of archaeological sites dated from the late Palaeolithic to the Modern Period have been discovered in the area of the modern Serteyka River Valley. For many years, the area of the lower section of the valley has been the subject of not only intense archaeological research, but also palaeoenvironmental study (e.g. Mazurkiewicz et al. 2009a, 2012; Kittel et al. 2018; Piech et al. 2018, 2020).

The purpose of the paper is characteristic of the morphometric, geological and environmental features of the area with the erosion cuts system and their development stages, as well as specification of the factors that influenced the modelling of their morphology.

Study area

The studied area is located in the East European Plain in western Russia, on the border of the Pskov, Tversk and Smolensk Oblasts. The Serteya region lies within the Vitebsk Lakeland (Kondracki 1992), called also the Western Dvina Lakeland (Abramov 1972). The region lies in the range of the last Valday ice sheet (Fig. 1), which had a decisive impact on the formation of the surface geological structure as well as on the postglacial development of the relief.

The analyzed erosion cuts were developed on the right (western) slope of the lower section of the Serteyka River Valley, which is a left-bank tributary of the Daugava (Western Dvina) River. The Serteyka River uses the tunnel valley formed during the last glaciation. After the ice sheet recession, blocks of dead ice remained within the subglacial channel, and later system of lakes were developed after their melting. In the Holocene, successive drainage of lakes occurred as a result of erosion of the Serteyka River (Kittel et al. 2018).

In the lower parts of the valley slopes, deluvium terraces and accumulative fans have developed in the mouths of erosion cuts system (Piech et al. 2018). On the slopes of the lower section of the Serteyka R. Valley have been documented 11 gullies and accumulative fans developed at their mouth and 5 alluvial fans developed at the mouth of denudation valleys of various sizes. One representative – the largest and most developed system of erosion cuts was selected for detailed geological and geomorphological studies.

The beginning of the development of the largest accumulative fan and consequently the beginning of the development of the erosion cuts system dated to the 2nd half of 17th century AD (Piech et al. 2018).

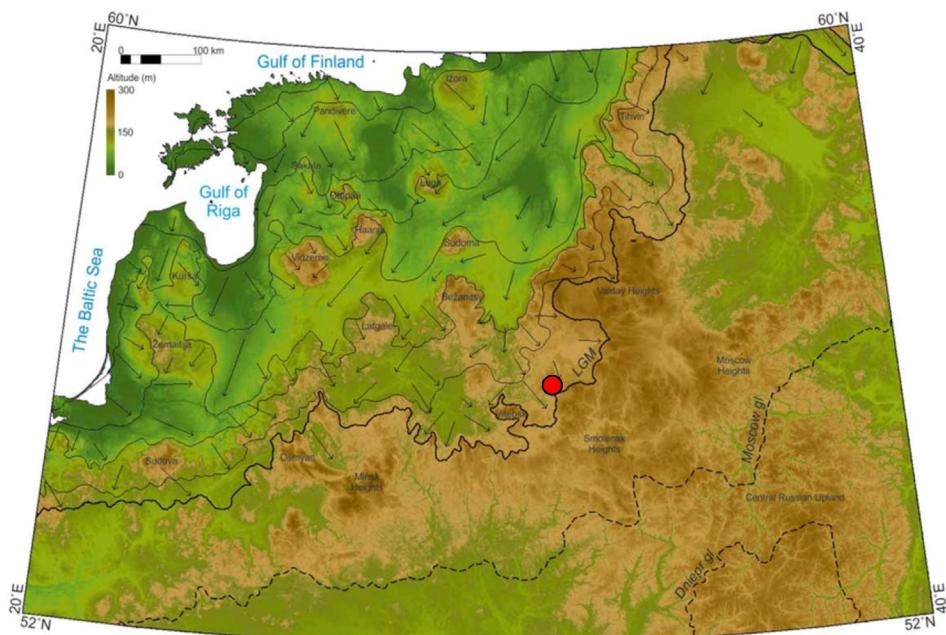


Fig. 1. The studied area in relation to the last glaciations limits (Gorlach et al. 2015)

At the beginning of the 16th century AD, the vicinity of Vieliz (a city located less than 30 km from the research area) was abandoned. The settlement returned to this area at the end of the 16th century, after it was incorporated into the Polish-Lithuanian Commonwealth. It then, the settlement intensively developed in the 17th century, while in the 18th century the area was significantly deforested. In the end of the 18th century and the beginning of the 19th century, deforestation, agriculture and trade developed intensively there. In the first half in the 20th century, the population density of the area fluctuated. After World War II due to the rapid development of industry, there was an increasing urbanization and deforestation of this area, as well as reconstruction of the arable land system.

Methods

During field works, geological and geomorphological mapping of the nearest surroundings of the erosion cuts system was carried out using the Eijkelkamp geological hand auger equipped with a gouge auger, and an Edelman auger. Sediment analysis was carried out with an accuracy of 5 cm. The boreholes were located at a distance of 5 m to 25 m from each other and reached a depth of up to 6 m, usually ca. 3–3.5 m. In the central fragment of the largest gully, a geological outcrop was exposed, revealing the gully's wall and their bottom.

Furthermore, mapping of the forms and their immediate surroundings was carried out using measuring devices (i.e. laser total station), photogrammetry based on a set of aerial photographs taken from an UAV (DJI Phantom 3 Advanced).

Maps and visualizations were made based on measurements collected from the drone using ArcMap GIS software available at the Faculty of Geographical Sciences of the University of Lodz.

Results

Current state of the erosion cut system

The Serteyka R. valley floor in the area of the studied site is occupied mostly by reeds and rushes, nettle also has a large share. There are also clusters of trees in the bottom (mainly alders, willows and birches) – they occur on kemes and kemes terraces, as well as along melioration canals. The valley slopes are overgrown primarily by tall grasses and ferns, in places we can find single trees, most often pines and firs. The plateau area, above the investigated cuts system, is currently occupied by agricultural wasteland, however, as early as 2017, the area was incidentally used for agriculture, as arable field with cereal cultivation. A small grove of pines grows between the gullies, with visible signs of lightning strike and fire.

The slopes and bottoms of the gullies are overgrown with grasses, shrubs and individual trees in places. It is noticeable that on the slopes of cuts with northern exposure and with a high slope inclination (above 40°), the vegetation is more poor. The surficial deposits are uncovered only on places where the effects of slope wash processes and erosion occur on a low scale resulted in slight cuts development (0.5 cm deep, 1 cm wide and several centimetres long). On the surfaces of the accumulative fans, the species diversity of plants decreases, this may be due to a lower moisture content in the soil. There are only single trees on the fans – pine trees. Across the fans is a wasteland dirt road, which in the past could have been used by nearby farmers to lead animals to pastures. Another road (in use) runs along the edge of the valley and circulates through the gullies system along its northern and western border. The valley floor was drained in the whole of 1989, while the first works took place already in the 1950s. During these works, many relics of Neolithic cultures were found (e.g. Mazurkevich 2009a, b; Kittel et al. 2018).

Geological structure

The NW immediate vicinity of the studied gullies neighbourhood is built of light brown fine-grained glaciofluvial sands (Fig. 2). The western part is made of

fine-grained sands on ablation till. Three horizons of tills have been documented during hand-augering, up to 50 cm thick, with light-brownish-rust sand between them. The thickness of the till increases to the south and west. The plateau is formed mostly of fine- and medium-grained sands with a silt admixture. The uppermost horizon of till is at a depth of about 50 cm and has a thickness of 20–50 cm. The mid-horizon is at a depth of about 100 cm, while the thickness is usually

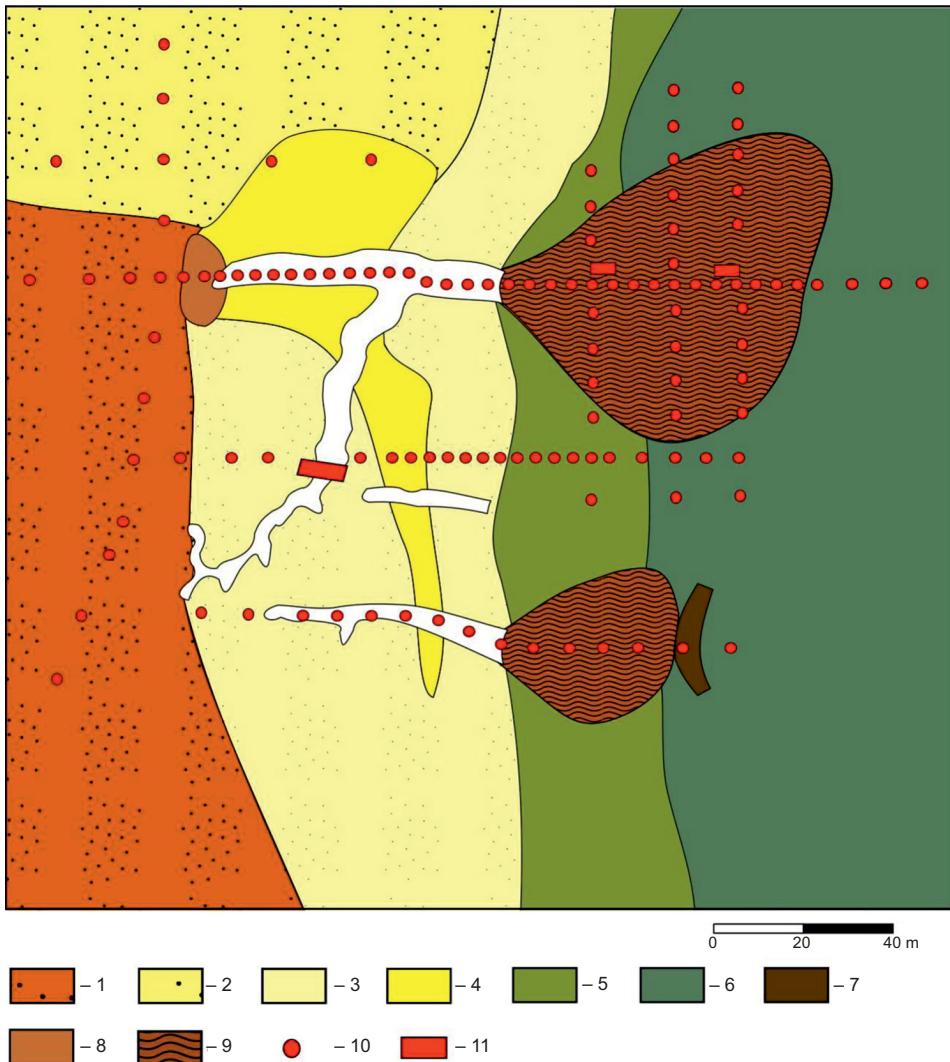


Fig. 2. Geology of the gullies area

1 – fine-grained sands on till; 2 – fine-grained sands; 3 – fine silty sands; 4 – fine-grained sands on various-grained sands; 5 – fine-grained sands on the gyttja (deluvium); 6 – coarse-detritus gyttja; 7 – peat (oxbow lake); 8 – various-grain sands with charcoals; 9 – fine- and various-grained sands (accumulative fans); 10 – boreholes; 11 – outcrop

10–40 cm. In the immediate vicinity of the largest erosion cuts, there is only one level of till, determined as the second horizon. The lowest horizon is at a depth of about 130 cm. Discontinuity of till horizons is often noted in the following drilling. Till thickness increase to the southwest direction. The fine-grained sands cover the various-grained sands mainly in the immediate vicinity of the main gully in the branch and extend southward through the central cut to the southern cut. Fine sands with silt build the valley edge and the valley slopes. The network of erosion cuts was developed within the last sediments. In the lower part of slopes are fine-grained, fine-grained silty and various-grained sands, which creating terraces of deluvial sediments up to 50 cm thick. The valley floor is filled with coarse detritus gyttja (Fig. 2). Peats can be found in the valley floor as well in places. In the distal zone of the fan formed at the southern steam, a fragment of oxbow lake was documented. It is filled mostly with peat. Dark brown loamy sands with large amounts of charcoal and gravel occur in the source zone of the latitudinal branch of the largest gully.

The wall of the gully is built from humic sands from the surface to 20 cm b.g.l., below there is a layer of silty sands to a depth of 185 cm. Between 185 and 411 cm fine silty sands and silt sands were documented. Sandy silts are at a depth of 411–56 cm b.g.l., while weakly layered silty sands occur to a depth of 630 cm (Piech et al. 2018). The bottom of the gully is filled mostly with proluvium formed by various-grained sands with a large admixture of gravel. Between successive fossil troughs there are deluvia composted of fine- and medium-grained sands. The lower parts of the steep slopes are built mainly by colluvium, i.e. various-grained sands with a predominance of fine-grained sand, strongly mixed with humus layers. The largest accumulative fan covers biogenic deposits with about 2 meter thickness. Several types of sediments can be specified forming this accumulative fan: 1/ the bottom – poorly laminated lower deluvium with proluvium inserts, 2/ brown, unstructured mid-deluvium and 3/ sub-horizontally layered upper deluvium, on which dark brown and massive agricultural diamicton occur (Piech et al. 2018).

Morphological characteristics of the gullies system

The highest point of the studied terrain is in the south-eastern part of the area (about 169 m a.s.l.), while the lowest in the valley floor (below 151 m a.s.l.) (Fig. 3A). There are small elevations between the gullies relative to the average ground level (up to 1 m). In the western part of the area there is also a wide denudation basin extending beyond the studied area. The valley slopes are short from 20 m (profile 4) to 70 m (profile 1) (Fig. 3D). The slope expressed as a percentage for profile 1 is 17.1% (in degrees: ca. 20°), profile 2 – 36% (ca. 33°), profile 3 – 33.33% (ca. 33°), profile 4 – 60% (ca. 52°) (Fig. 4A). The plateau surface falls eastward and north-eastward (based on the analysis of the area beyond the discussed area).

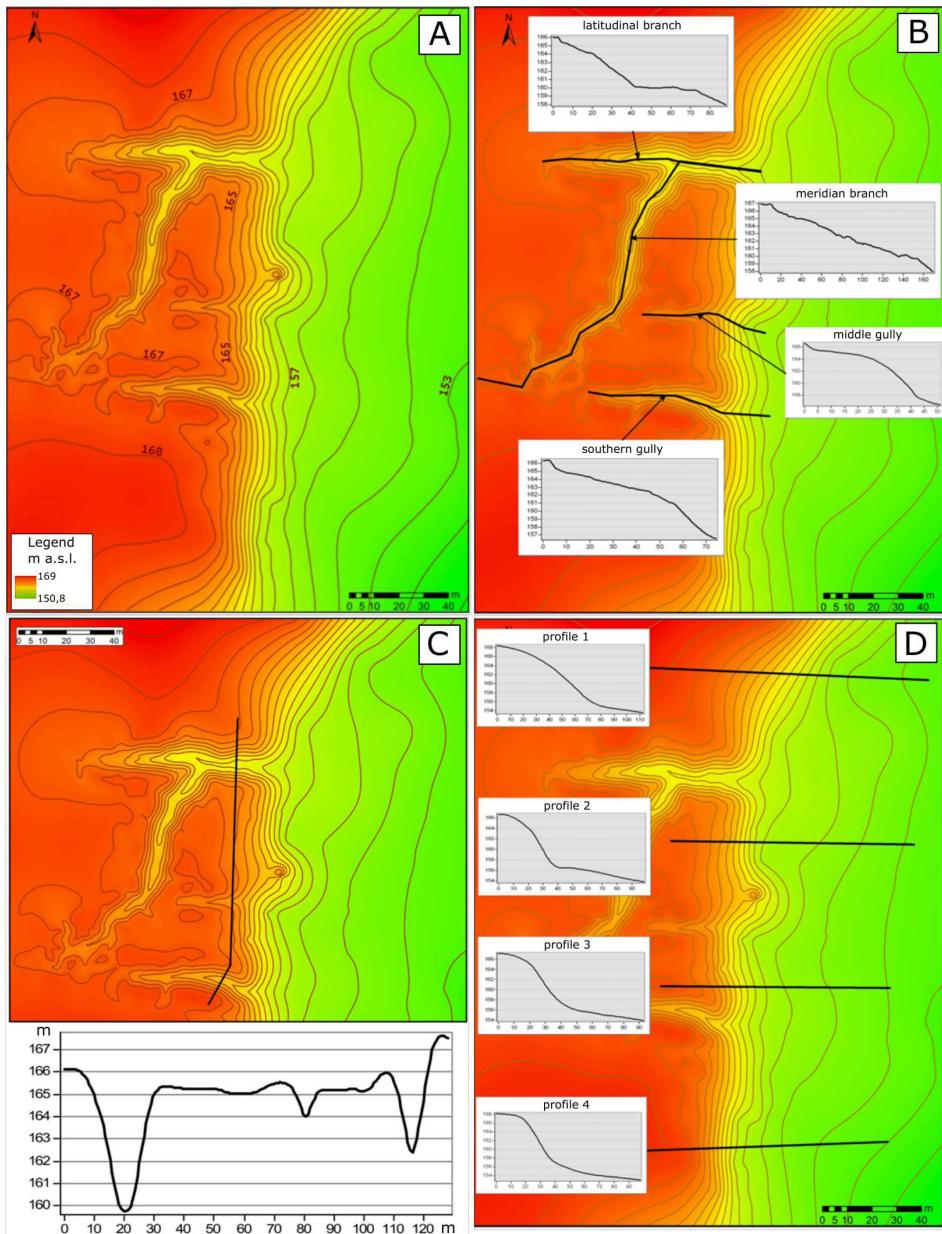


Fig. 3. Hypsometric map of the research area
A – hypsometric map; B – longitudinal profiles of gullies; C – transverse profile through the mouths of gullies; D – slope profiles of the river valley

The dominance of the eastern exposure is visible on the map and Digital elevation model (DEM) (Fig. 3–4). Such exposure dominates in the valley floor as well, and on the accumulative fans. The largest variety of slope exposure directions is noted in the meridian branch in the largest gully. While in the northern part of the study area, eastern exposure dominates (Fig. 4B).

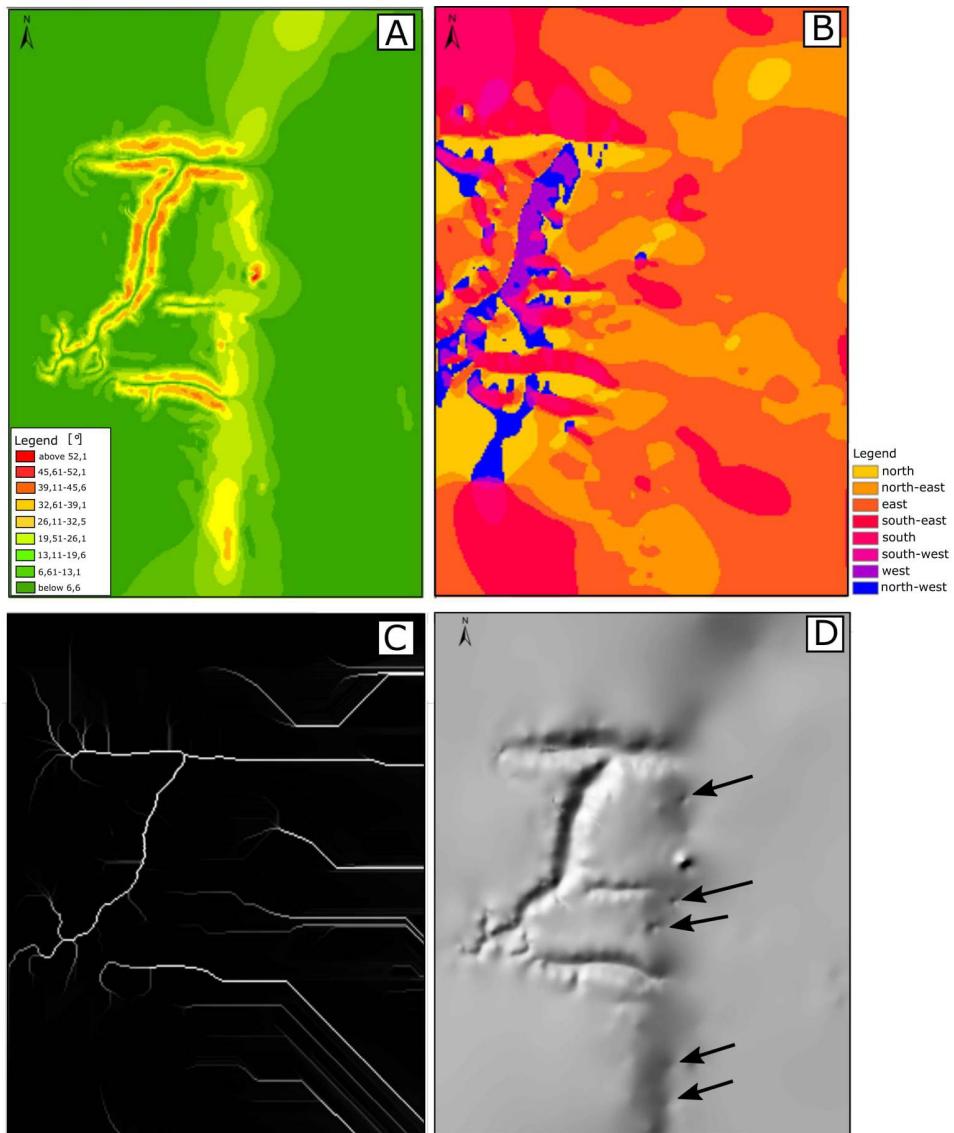


Fig. 4. DEM of the research area
A – terrain slope map; B – slope exposure map; C – flow accumulation map; D – terrain shadow map with arrows pointing to spring hollows

The largest gully (No. 1 – the north), which is the main form of a branch system, is cut to a length of about 210 m into the glaciofluvial plain (Fig. 3A). This gully has two main branches, the first runs latitudinally and is ended with the mouth of the entire gully system, the second runs meridially joining the latitudinal branch in their central fragment. The length of the latitudinal branch is about 80 m, with a width of about 10 m (bottom width 2 m) and a depth of 2 m in the upper part, with a width of about 12 m (bottom width 4 m) and a depth of about 6 m in the middle sector, and with a 15 m wide mouth (bottom width 5 m) and a depth of 7 m in the lower part. The mouth sector of the entire system has a relatively flat bottom, it has a U-shaped profile, without active drainage channel. Such a channel measuring 30 cm of wideness and 5 cm deepness is noticeable from the upper fragment of this branch and extends to the mid-sector. The upper fragment is V-shaped. During the field work, it was noted that the northern wall of the latitudinal branch between the upper and middle sector is sloped.

The longitudinal profile has several steps in the bottom (Fig. 3B). The total inclination of the latitudinal branch is 12.5%, however it can be seen that a larger decrease (15%) is recorded in the upper and middle section, until the meridian branch joins, below the gully it suddenly flattens (the decrease is only 3.75 %). This demonstrates the prevailing rate of accumulation and the abatement of erosion. The ratio between maximum length and maximum width is 5.33. The average slope inclination ranges from about 39° to 46° , in places the slopes reach the value up to 52° (Fig. 4A). It is worth noting that the slopes with northern exposure have a higher inclination.

The second branch has a meridional course and is about 170 m long. The source zone of this branch creates several small cuts (5 m long, 1 m deep and 2 m wide), which, when combined, form an eroded relatively flat surface 2 m deep and wide 10 m. In the upper part of this branch, the depth of the cut is 2 m with, a width of 8 m, and the width of the bottom 2 m. In the middle part it is about 5 m deep with a width of about 12 m and the width of the bottom 3 m. While, when connecting with a latitudinal branch (mouth fragment of the branch), it is approximately 7 m deep, 15 m wide and 5 m wide. Only in the middle fragment, a channel drained by episodic runoff exists that is 40 cm wide and 6 cm deep. In the upper parts of the slopes of this branch, several small cuts can be seen up to 2 m long and 1 m deep. The longitudinal profile of the meridian branch is uniform (Fig. 3B), and the inclination is 6.25%. The meridian branch adopts a V-shaped profile along its entire length, with the exception of the source zone. The ratio between the maximum length and the maximum width is 11.33. In this branch, the most strongly inclined slopes are recorded in the middle section and range from about 33° to 52° (Fig. 4A). In the upper part the slopes, the values are lower – in the range of 20° to 40° , where the values of about 40° refer to single, small areas of the slopes. In the lower part (branch joining area) values from about 40° to about 46° prevail.

The second erosive cut (middle gully) (Fig. 2) is the smallest form of the entire cuts system, it is also the youngest form. It has the character of a hanging ravine, cuts into the glaciofluvial plain for less than 25 m (Fig. 3C). The maximum width

is 5 m, and the maximum depth is about 2 m. The transverse profile adopts is V-shaped for this form. From the west, the cut is limited by the meridian branch of the main gully. There is no accumulative fan at the mouth of this relief form. The longitudinal profile is uniform (Fig. 3B), the slope is 16%, and the ratio of maximum length to width is 5. The inclination of slopes ranges from about 12° to almost 33° (Fig. 4A). The relationship that the slopes with northern exposure are steeper is slightly marked (Fig. 4A, B).

The third cut (southern gully) (Fig. 2) is better developed than the middle one, but less than the northern one main erosive cuts system. The length of this form is ca. 70 m, the maximum width is 10 m, and the width of its bottom in the mouth is 2 m, and 0.5 m in the upper section. A channel drained by episodic water exits in the bottom of the upper and middle section – it is 30 cm wide and 5 cm deep. The southern wall (with northern exposure) in the mouth part has a rare plant cover. During the field works, the signs of erosion and slope wash processes were documented there. A small hanging ravine was formed in the southern wall of presented land form that is cut into the culmination of the slope to a length of about 2 m and a depth of 1 m. The southern gully in the upper and middle parts is V-shaped, while in the lower ones – U-shaped. The whole form is hanging above the Serteyka R. valley floor (Fig. 3C).

The ratio between the length and width of the form is 7, while the slope is about 10.53%. The longitudinal profile of the gully is uniform. The average inclination of slopes is from 26 to 52° (Fig. 4A), of which the largest decreases are recorded in the mouth part of the form. The third cut is on intermediate state of form development when compare with the northern and the middle gullies, both in terms of age and degree of development.

It should be noted that in the lower parts of the valley slopes there are small spring hollows (Fig. 4D). They have the form of depressions with width reaches 2 m, which are cut in the slope up to 1.5 m. There is slight moisture of the soil surface and a change in the type of vegetation. In the years 2017–2019 in the period July/August there was no water outflow.

On the flow accumulation map (Fig. 4C), it can be seen that spring hollows collect the flowing water from the plateau and slopes. The gully system is the main drainage area of the closest plateau area. It is noticeable that the runoff takes on a radial nature in the source zones of the gullies, even if it is not visible on hypsometric map or terrain slopes map. This is especially visible in the upper part of the latitude of the northern gully.

Discussion

The gully system reflects the three stages in the development of erosion cuts. The first (middle cut) is a small size of the hanging ravine cut into the culmination of the slope of the river valley, which is a few meters above its bottom. The second gully (southern) is a form of U-shape, having single and small-sized ravines cut

into the valley slope. Gully's mouth is hanged above the valley floor, however, only 2 m. The third form is the largest gully system with two branches, usually U-shaped, with steep slopes. The largest gully is cut deep into the glaciofluvial plain. It has a well-developed accumulative fan at its mouth.

Comparing the examined gully system to results described by Jaworski (2018), based on morphometry, morphology, bottom geological structure, origin and age, it can be determined, that the latitudinal branch of the main gully has the typical features of a gully, i.e.: the U-shaped erosion-accumulation bottom, layered sand series and silty sands and accumulative fan formed at the mouth. On the other hand, it does not meet the morphometric characteristic, i.e. from 500 m to 2.5 km in length, width from 100 m to 200 m and depth from 15 m to 20 m. Morphometric requirements are met in this case for road gully, i.e. length up to 350 m, width up to 10 m, and depth up to 8 m with a narrow bottom of 2–3 m. The middle gully meets the requirements of ravine, i.e. length from 20 to 100 m, width 5–10 m, narrow bottom with a width of 2 m, and V-shaped cross profile. The third gully is an intermediate form between the ravine and the gully, i.e. in the morphometric requirements it belongs to the ravine, and in the morphology and geological structure of the bottom it meets the characteristic of the gully and road gully. In turn, Soms (2011) listed five types of valleys / steams: flat-bottomed gullies, hanging gullies, valley-bottom gullies or 'gullies-in-oldgullies', landslide cirque gullies and valley sidewall gullies. In this concept, the middle gully can be considered as valley sidewall gullies, the southern gully belong to the hanging gullies type, and the northern gully belong to the flat-bottomed gullies.

The geological structure made a significant contribution to the development of the gully system. Areas with a high content of fine and very fine material or with poorly consolidated material (e.g. various-grained sands) are susceptible to erosion (Rodzik et al. 2015; Szwarczewski et al. 2020). Due to the presence of fine-grained sediments on the slopes of the river valley and in its immediate vicinity of the glaciofluvial plain, the gully system could have been developed freely. A different type of deposits is noticeable (loamy sands with a high content of charcoal) near the upper fragment of the latitudinal branch of the largest gully. This may suggest human interference and attempt to restrain the progressive headward erosion, which caused degradation of fields and roads. As a result, the source fragment of this erosion cut is bent southwards in the form of a hook. Such human activity may cause suppression of erosion, however, erosion of the steep slopes continued, which would explain the not very proportional values of the width of the steep to its length. The development of the latitudinal branch to the north (e.g. ravines), despite fairly favourable geological conditions (various-grained sands), was inhibited by the paved road surface.

Spring hollows are a combination of slope and fluvial systems. These zones include material leaching, sliding or slope wash processes (Mazurek 2008). The outflow of groundwater from loose sandy sediments reduces the effective weight of the grains leading to their detachment and transport (Mazurek 2008). It should be noted that one of the spring hollow is located directly below the middle gully. It is possible that individual gully may have developed as a result of spring

erosion, which has been compounded by increasing rainfall in the Little Ice Age, as well as severe terrain deforestation and broadly understood human activity (see Piech et al. 2020).

In agricultural areas, the dynamics of gully development depend on the susceptibility of sediments building the plateau to erosion (poorly consolidated sediments), high relative elevations and slope values, arable fields and roads enabling concentration of runoff (Twardy 2008; Rodzik et al. 2008, 2015). In turn, the main erosion processes occurring in the gorge areas are linear erosion, which creates cuts and furrows (Rodzik 2008; Poesen 2018). The gully modeling processes are the sliding of the edges of the slopes of the gully, which creates colluvial covers in their bottoms, as well as the creep flow that occurs on the fixed slopes of erosion cuts. Ravines formed on the edges of steep slopes can be initiated by piping, where usually there are channels created by animals (Rodzik et al. 2008).

During the gully development, their bottom deepens due to deep and linear erosion. When the erosion processes were weaken, the bottom was filled (accumulation phase) with material mainly from the slopes of these forms. Cycles for dredging and filling gullies bottoms have been documented, among others by Belyev et al. (2005), Twardy (2008), Panin et al. (2009, 2011), Zgłobicki et al. (2014) or Jaworski (2018).

Piping and mass movements, within the slopes, have the greatest intensity from March to April, during spring thaws and thawing of soil. Deep erosion occurs mainly from the beginning of June to the end of July, when the highest rainfalls occur. Slope wash usually occurs from April to May and in August, while linear erosion from March to August. Agrotechnical erosion is from the turn of April and May and October and November, while road erosion from June to August (Rodzik et al. 2008). The area of the erosion cuts system in terms of morphological changes can be very dynamic throughout the whole year.

Rejman (2006) determined the intensity of agrotechnical (cultivation) erosion for slopes with a length of 40 m and an inclination of 12% for about 60% of the share in the total force of erosion, resulting in a reduction of the slope by 1.4 mm per year. The slopes of the Serteyan system are 20 to 70 m long, with an inclination from 17.1% to 60%, therefore, taking into account the conditions adopted by Rejman (2006), in the research area the share of agrotechnical erosion could be as much as 80% of the total erosion.

Most likely in the 19th and early 20th century AD, the arrangement of fields was perpendicular to the valley floor. This composition of fields caused concentration of runoff along the balks towards the edges of the river valley, which in turn resulted in their erosion. In this way, a latitudinal branch (northern gully) could develop. A similar distribution was adopted by the gully examined by Rodzik et al. (2015).

At the mouth part of the latitudinal branch (northern gully), near the edge of the plateau, there are ruts on the old road, which breaks right next to the gully. Straight ahead, on the other side of the main gully, there are no signs of the old road. Most likely, this path ran across the latitudinal branch and continued along the morphological axis of the meridian branch. The road could pass the existing

erosion cut (in the place of the main mouth of the latitudinal branch). After the event(s) of heavy rain(s), the cut could have been enlarged, which caused a destruction of the road. After that, this part was most likely discontinued, so that latitudinal branch could develop in this way. Runoff concentrated in balks on fields could create a suitable conditions as well. The humans could have moved the road further (west to bypass the peaks), which again after heavy rains could have been destroyed by head-ward erosion within the gully. Such a process (destroying and moving the road) could take place several times. The result may be the remains of backfilling the upper part of the latitudinal branch. At that time, on the other side of the gully, the unused section of the road (now the meridian branch) was a convenient “way” for concentrated runoff that led to the formation of a road gully. The gully was able to develop relatively freely, because no human intervened in its development.

The impact of climate changes during the Little Ice Age and land relief transformations resulted from human impact on the transformation of the have been documented in many areas of Central Europe (e.g. Twardy 2008; Dotterweich et al. 2012; Zgłobicki et al. 2014) and Eastern Europe (e.g. Golosov 2002; Belyaev et al. 2005; Sidorchuk et al. 2006; Panin et al. 2009, 2011, Golosov et al. 2017). The oldest gully and small river valleys in the western Russia territory could be formed already 20–15 thousand years BP (Belyaev et al. 2005; Panin et al. 2009). Belyaev et al. (2005) describe the development of gullies in the same area, where the oldest forms were created from 3000 cal. BP years, and their formation is associated with increased rainfall. The human impact on accelerating erosion in this area took place from the 11th century AD, while stronger human impact was noted for 14th–16th centuries. At that time, climatic and anthropogenic factors were initiating erosion overlapped, which caused intensification of the development of erosion cuts. In the Central Russian Upland, organic sediments dated to 220 ± 100 and 430 ± 100 years conv. BP were found within the gully. Organic sediments were accumulated due to an increased linear erosion and redeposition of the humic horizon from higher areas (Belyaev et al. 2005). In organic sediments, an increase in the share of crop pollen was recorded, which demonstrates an intensification of cultivation in that period (Belyaev et al. 2005; Panin et al. 2009, 2011).

Little attention is paid to the erosive phase dated from the 16th century AD, for which only general favourable factors were mentioned, i.e. increased human impact and climate changes during the Little Ice Age, without detailing their scale and variability in time (Belyaev et al. 2005; Panin et al. 2009, 2011).

Sidorchuk et al. (2006) and Golosov et al. (2017) described gully erosion since the 18th century AD in western Russia in the context of soil erosion. Golosov (2002) and Golosov et al. (2017) describe also intensi soil erosion from the 17th century to present day, initiated by increased agricultural activity, which could have been the reason for the development of slope covers and gully erosion. The next phase of the cultivation took place in the 18th century, while the maximum extent of arable land area was recorded at the end of the 19th century AD. Since the 16th century AD, deforestation in Eastern Europe progressed faster and covered larger and larger areas,

however, the industrial revolution that stimulated denudation and erosion on an even larger scale, did not reach these areas until 1850 AD (Kaplan et al. 2009). In 1861 AD there was an agricultural reform in Russian Empire, as a result of which the area of arable land increased quickly until the World War I. Due to warfare during World War I, the population dropped dramatically, which led to a reduction of arable land by 10–15%. The economic system of the village after World War II changed under the influence of population growth and intensive industrial development, which resulted in increasing urbanization and increasing deforestation. In the 1990s, after the collapse of collective farms, the population began to migrate to cities in search of work, which resulted in a decrease in fields (Golosov et al. 2017). This illustrates three main phases of increased human impact in the territories of western Russia: 1/ from the end of 16th cent., 2/ in the 2nd half of 18th cent., 3/ the end of 19th cent. and the beginning of 20th cent. AD.

Summary

The main factors responsible for the development of the studied gully system were the human impact which initiated erosion through deforestation and transformation of the area into arable fields. Another of the very important factors causing erosion was the increased amount of rainfall during the Little Ice Age pessimum causing increased surface runoff and runoff concentration causing linear erosion. An important element is also the route of transformation into road gully. Geological and topographic conditions had also influenced the formation processes of the Serteyan system. Gullies could freely and quickly cut into deposits susceptible to erosion. Low-erodible till was a barrier to further head-ward erosion. Steep and short slopes of the river valley also were suitable for intense erosion. One should be also mention, the probably important issue of spring erosion, which could have been the point at which the formation of the main, largest gully began.

Acknowledgments

The authors wish to thank the anonymous reviewer for providing useful comments on the paper.

References

- Abramov L.S., 1972. Opisaniya prirody nashey strany: Razvitiye fiziko-geograficheskikh kharakteristik. Mysl', Moskva.
- Belyaev V.R., Eremenko E.A., Panin A.V., Belyaev Y.R., 2005. Stages of Late Holocene gully development in the Central Russian Plain. International Journal of Sediment Research, 20(3): 224–232.

- 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.
- Golosov V., 2002. Soil erosion and small river aggradation in Russia. *Proceedings of 12th ISCO Conference*, May 26–31, 2002. Tsinghua University Press, Beijing, s. 154–159.
- Golosov V., Ivanova N., Kurbanova S., 2017. Influence of agricultural development and climate changes on the drainage valley density of the southern half of the Russian Plain. *International Journal of Sediment Research*, 32(1): 60–72.
- Gorlach A., Kalm V., Hang T., 2015. Thickness distribution of quaternary deposits in the formerly glaciated part of the East European plain. *Journal of Maps*, 11(4): 625–635.
- Jaworski J., 2018. Półnoglacjalny i holocencki rozwój dolinek erozyjno-denudacyjnych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w krajobrazie młodoglacjalnym Polski Północnej. Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika, Toruń.
- Kaplan J.O., Krumhardt K.M., Zimmermann M., 2009. The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 28: 3016–3034.
- Karasiewicz T., Tobojko L., Świtoniak M., Milewska K., Tyszkowski S., 2019. The morphogenesis of erosional Valley in the slopes of the Drwęca valley and the properties of their colluvial infills. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 16: 5–20.
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kazakov E., Mroczkowska A., Pavlovskaya E., Piech W., Płociennik M., Sikora J., Teltevskaia Y., Wieckowska-Lüth M., 2018. Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia. *Acta Geographica Lodzienia*, 107: 191–213.
- Klatkowa H., 1965. Niecki i doliny denudacyjne w okolicach Łodzi. *Acta Geographica Lodzienia*, 19: 1–144.
- Kondracki J., 1992. Fizycznogeograficzna regionalizacja Republik Litewskiej i Białoruskiej w układzie dziesiętnym. *Przegląd Geograficzny*, 64(3–4): 341–346.
- Mazurek M., 2008. Obszary źródliskowe ogniwem łączącym system stokowy z systemem korytowym, dorzecze Parsęty. *Landform Analysis*, 9: 63–67.
- Mazurek M., Paluszkiewicz R., 2013. Formation and development of a 1st-order valley network in postglacial areas (the Dębica catchment). *Landform Analysis*, 22: 75–87.
- Mazurkevich A.N., Korotkevich B.N., Dolukhanov P.M., Shukurov A.M., Arslanov Kh.A., Savel'eva L.A., Dzinoridze E.N., Kulkova M.A., Zaitseva G.I., 2009a. Climate, subsistence and human movements in the Western Dvina – Lovat River Basins. *Quaternary International*, 203(1–2): 52–66.
- Mazurkevich A., Hook D., Fassbinder J., 2009b. Magnetometry and susceptibility prospection on neolithic-early Iron Age sites at Sertey, North-Western Russia. *Archéosciences Revue d'archéométrie*, supplement, 33: 81–85.
- Mazurkevich A.N., Dolbunova E.V., Kulkova M.A., 2012. Pottery of the Upper Dvina region of the end of VIII–VI mil BC and raw sources for ceramics making. In: Dynamics of landscape developing in early-middle Neolithic in Dnepr-Dvina region. *Geomorphic Processes and Geoarchaeology: from Landscape Archaeology to Archaeotourism*. International conference held in Moscow-Smolensk, Russia, August 20–24, 2012. Universum, Moscow-Smolensk, p. 188–191.
- Paluszkiewicz R., 2011. Erosional-denudational valleys and their significance for the reconstruction of the late glacial environmental conditions (The Drawsko Lakeland, NW Poland). *Quaestiones Geographicae*, 30(3).
- Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R., 2009. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology*, 1008(1–2): 71–91.

- Panin A., Fuzeina Y., Karevskaya I., Sheremetskaya E., 2011. Mid-Holocene gullying indicating extreme hydroclimatic events in the Centre of the Russian Plain. *Geographica Polonica*, 84(1): 95–115.
- Piech W., Kittel P., Ginter A., Mazurkevich A., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Mroczkowska A., Pavlovskaia E., Kazakov E., Teltevskaya Y., Sikorski J., Okupny D., Błaszczyk K., Kotrys B., 2020. Palaeoenvironmental development of the accumulative fan in Western Russia from the Little Ice Age to the present time. Conference paper: EGU General Assembly, 4–8 may 2020; Vienna, Austria; 1–2 (doi: 10.5194/egusphere-egu2020-1097).
- Piech W., Kittel P., Mazurkevich A., Pavlovskaia E., Kazakov E., Teltevskaya Y., Błaszczyk K., Kotrys B., 2018. Cechy sedymentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (Zachodnia Rosja). *Acta Geographica Lodziensia*, 107: 215–238.
- Poesen J., 2018. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 43: 64–84.
- Rejman J., 2006. Wpływ erozji wodnej i uprawowej na przekształcenie gleb i stoków leśnych. *Acta Agrophysica. Rozprawy i Monografie*, 136(3): 1–90.
- Rodzik J., Ciupa T., Janicki G., Kociuba W., Tyc A., Zgłobicki W., 2008. Współczesne przemiany rzeźby Wyżyn Polskich. In: L. Starkel, A. Kostrzewski, A. Kotarba, K. Krzemień (eds), *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. Instytut Geografii i Gospodarki Przestrzennej Uniwersytetu Jagiellońskiego, Kraków, p. 165–228.
- Rodzik J., Terpiłowski S., Godlewska A., Mroczeń A., 2015. Contemporary development of an atypical bank gully in the Szwajcaria Poslaska Nature Reserve resulting from human activity (E Poland). *Zeitschrift für Geomorphologie*, 59(2): 7–22.
- Sidorchuk A., Litvin L., Golosov V., Chernysh A., 2006. European Russia and Byelorussia. In: J. Boardman, J. Poesen (eds), *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, p. 73–93.
- Smolska E., 2005. Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Soms J., 2011. Development and morphology of gullies in the river Daugava Valley, South-Eastern Latvia. *Landform Analysis*, 17: 183–192.
- Starkel L., 2005. Role of climatic and anthropogenic factors accelerating soil erosion and fluvial activity in Central Europe. *Studia Quaternaria*, 22: 27–33.
- Szwarczewski P., Rogóż-Matyszczak A., Zbucki Ł., 2020. Morphological and geochemical record of historical erosion on the example of small alluvial and deluvial fans accumulated on the Bug River terraces in the Neple area (Podlasie Lowland, eastern Poland). *Baltica*, 3: 1–10.
- Twardy J., 1995. Dynamika denudacji holocenowej strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia*, 89: 1–213.
- Twardy J., 2008. Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji. Wyd. UŁ, Łódź.
- Twardy J., 2017. Holocene ewolucja niecek i dolin denudacyjnych w okolicach Łodzi w świetle dotychczasowych badań. *Acta Geographica Lodziensia*, 106: 17–30.
- Valentin C., Poesen J., Li Y., 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63, 132–153 (<https://doi.org/10.1016/j.catena.2005.06.001>).
- Zgłobicki W., Rodzik J., Superson J., Dotterweich M., Schmitt A., 2014. Phases of gully erosion in the Lublin Upland and Roztocze region. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B*, 69(1): 149–162.

5.3. Rekonstrukcja warunków środowiskowych poprzedzających i odpowiedzialnych za formowanie systemu parowów i stożka akumulacyjnego A

Piech W., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Mroczkowska A., Słowiński M., Okupny D., Krapiec M., Ginter A., Mazurkevich A., Kittel P., 2023 (w druku). *Natural and anthropogenic factors of the intense slope processes in Eastern Europe in Modern Period; case study in Serteyka River valley. The Holocene.*

The Holocene

Journal:	<i>The Holocene</i>
Manuscript ID	HOL-23-0088.R1
Manuscript Type:	Paper
Date Submitted by the Author:	09-Dec-2023
Complete List of Authors:	Piech, Wiktor; University of Lodz Faculty Geographical Sciences, Department of Geology and Geomorphology Hrynowiecka, Anna; Polish Geological Institute - National Research Institute, Marine Geology Branch Stachowicz-Rybka, Renata; W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Cywa, Katarzyna; W Szafer Institute of Botany Polish Academy of Sciences Mroczkowska, Agnieszka; Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences, Past Landscape Dynamics Laboratory; Słowiński, Michał; Institute of Geography and Spatial Organization of the Polish Academy of Sciences, Department of Environmental Resources and Geohazards; Okupny, Daniel; University of Szczecin, Institute of Marine and Environmental Sciences Krapiec, Marek; 6AGH – University of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection Ginter, Artur; 7University of Lodz, Faculty of Philosophy and History, Institute of Archaeology, Laboratory of Spectrometry and Thermoluminescence Dating Mazurkevich, Andrey; State Hermitage Museum Kittel, Piotr; University of Lodz, Faculty of Geographical Sciences, Department of Geomorphology and Palaeogeography; University of Lodz,
Keywords:	the Holocene, Little Ice Age, multiproxy study, human impact, geomorphology, palaeogeography
Abstract:	Detailed paleogeographical studies of the accumulative fan in the Serteyka River valley in W Russia and underlying biogenic deposits were carried out. The base of a representative core of biogenic sediments in the distal zone is dated to 1291 BC, while its top to 1631 AD. In this paper, palynological, plant macroremains, Chironomide and Cladocera, geochemical, geochronological and sedimentological analysis were performed. Four phases of biogenic deposition were distinguished by

Natural and anthropogenic factors of the intense slope processes in Eastern Europe in Modern Period; case study in Serteyka River valley

1. Introduction

The erosion-accumulation processes result in erosional cuts and accumulative fans development that are an important geoarchive of environment changes taking place in the Holocene. It may also contain a record of human impact and anthropogenic transformations of abiotic and sometimes biotic environmental components. In Europe, numerous studies are carried out on slope sediments and gullies in different periods of the Holocene or on those with Pleistocene assumptions. Such studies were carried out, among others, in Poland (Dotterweich et al., 2012; Jaworski, 2018; Karasiewicz et al., 2019; Kittel, 2014, 2015, 2016; Majewski, 2017; Paluszakiewicz, 2011; Smolska, 2003, 2005; Szwarczewski et al., 2020; Twardy, 1995, 2008, 2011, 2017; Zgłobicki et al., 2014), in Germany (Dotterweich, 2005, 2008; Drebrodt et al., 2010; Heine et al., 2005; Kleber and Terhorst, 2013; Lang, 2003; Zolitschka et al., 2003), or as well as in the Baltic States (e.g. Jarašiūnas, 2020; Soms, 2011) and also in Russia (Belyaev et al., 2020; Golosov, 2002; Golosov et al., 2017; Sidorchuk et al., 2006; Panin et al., 2009; Piech 2021; Piech et al., 2018, 2020a, 2020b).

In the East European Plain, fluvial processes, including overbank deposition, gully erosion of river valley slopes, and channel erosion, are considered as the main relief modelling factors in the Holocene (Belyaev et al., 2020).

In the last few hundred years, in addition to the increase in the average global temperature in the 21st century, the Medieval Warm Period (MWP) and the Little Ice Age (LIA) were the most significant climate fluctuations. The research on environmental changes regarding the MWP or Medieval Climate Anomaly (MCA) and the LIA in the Eastern European region are still necessary. The MWP lasted from around 800 to 1300 AD (Lamb, 1965; Mann et al., 2009). During this time, climate change took on a more local character (Hughes and Diaz, 1994). The average temperature was then 1-2°C higher (Lamb, 1965), although in some places the mean temperature did not differ from the 20th century temperature or was even slightly cooler (Bradley et al., 2003).

Most of studies focused on LIA record in land relief transformation were conducted in Western and Central Europe (e.g. Dotterweich, 2008; Dotterweich et al., 2012; Kittel et al., 2018; Smolska, 2003; Szwarczewski et al., 2020; Twardy, 2008, 2011; Zgłobicki et al., 2014). On the other hand, LIA in Eastern Europe is mentioned only as one of the stages of intensive changes in the relief, and not as a separate subject of research (Belyaev et al., 2005; Golosov, 2002; Golosov et al., 2017; Panin et al., 2009, 2011; Sidorchuk et al., 2006).

The number of sites with documented slope sediments dated to the MWP and LIA periods is insufficient, which in turn translates into insufficient determination of the impact of the palaeoenvironmental conditions of MWP and LIA on the slope environment and the development of the Late Holocene land relief in general.

In the late Middle Ages and at the beginning of the Modern Period, i.e. in MWP and LIA, there were significant changes in climatic conditions. These changes were intertwined with the growing influence of human activity (Łuców et al., 2020; Morellón et al., 2011;

Twardy, 2011; Vleeschouwer et al., 2009). The concentrated run-off and sheet wash were accelerated by human impact resulting in heavy deforestation. The erosion of slopes, flattening of their profile as well as erosion and accumulation of slope wash (deluvial) were a consequence of the above-mentioned phenomena. The result of concentrated runoff processes are most often such forms as: gullies, accumulative fans, erosional cuts and deluvial and proluvial sediments accumulated in the lower parts of the slopes or in the marginal part of river valley floors (Miller and Juilleret, 2020; Smolska, 2005; Teisseyre, 1991; Twardy, 2011). Deluvial sediments can also fill small denudation valleys.

The largest accumulative fan in Serteyka River valley (Western Russia) formed at the best-developed system of erosional cuts was selected for a detailed study. The conducted research proves that this erosional cuts' system was developed from the second half of the 17th century AD (Ginter et al., 2023; Piech et al., 2018). Thus, a very interesting period of time for research was obtained, as the development of such prominent relief forms coincided with the pessimum of the LIA and the period of increasing human impact in Eastern Europe, as well as with time associated with the effects of agricultural changes resulted from the emancipation reform, as well as industrial revolution.

The aim of the study is to determine the palaeoclimatic changes attributable to the MWP and LIA, as well as the human impact (taking into account its intensity and directions) in the Middle Ages and Modern Period, resulted in the development of pronounced erosion and accumulation processes leading to the formation of the well-developed erosional cuts' system and prominent accumulative fan. The implementation of the set goals was possible thanks to the following detailed research tasks:

1. Reconstruction of the environmental conditions before the intensification of slope erosion and accumulation processes, based on the results of palaeoecological and geochronometric analyses of biogenic sediments underlying the largest accumulative fan;
2. Determination of the age and the environmental conditions at the beginning and the stages of formation of the largest system of the accumulative fan and erosional cuts within the lower section of the Serteyka river valley;
3. An attempt to reconstruct the palaeoclimatic and palaeohydrological conditions as well as the vegetation cover during the development of the examined erosive cuts' system and the tested accumulative fan.

2. Study site

The study area lies on the border of the Pskov, Tver and Smolensk oblasts in the East European (Russian) Plain in Western Russia. This area belongs to the Western Dvina Lakeland (Abramov, 1972) or the Vitebsk Lakeland (Kondracki, 1992). The development of the Valdai ice sheet (Weichselian, Vistulian) had a decisive influence on the formation of the surficial geological structure and on the post-glacial development of the relief forms. The last glacial maximum (LGM) was several dozen kilometres south-east of the study site (Gorlach et al., 2015; Velichko et al., 2011; Fig. 1). Thus, the region has a mosaic of glacial and fluvioglacial landscapes. The lower section of Serteyka River valley, which is a left-bank tributary of the Western Dvina (Daugava) River, occupies the tunnel valley formed during the

Valdai Glaciation (Kittel et al., 2018). Thus, in the valley floor, palaeolake basins exist, filled with gyttjas (Kittel et al., 2018; Kul'kova et al., 2001; Tarasov et al., 2019). Pollen analysis and radiocarbon dating show that these sediments were accumulated mostly in the Holocene (Kul'kova et al., 2001, 2015; Tarasov et al., 2019; Wieckowska-Lüth et al. 2021, Płociennik et al. 2022). The lakes were successively drained by the Serteyka River channel, and the last, largest lake was drained in the second half of the 18th century AD (Kittel et al., 2018).

The short and steep slopes of the river valley, in the studied section, are cut by numerous erosive forms, such as erosion valleys, ravines and gullies. At the mouth of some of them, in the contemporary Serteyka River valley floor, alluvial and accumulative fans are developed (Piech et al., 2018, 2020a). Deluvial terraces were formed in the lower parts of the slopes.

The geological structure and morphological characteristic of the studied erosional cuts' system and their surrounding is described in detail by Piech et al. (2018, 2020a).

The climatic conditions of the area are presented for Velizh town (about 20 km WSW from the research area) and characterised by a cold temperate climate (Dfb). The average annual temperature is 4.9°C, and the mean year sum of rainfall is 634 mm. The highest rainfall is recorded in July (89 mm), June (74 mm) and August (70 mm). The lowest rainfall is observed in February (28 mm), March (33 mm) and January (36 mm) (<https://pl.climate-data.org/azja/rosja/obwod-smolenski/велиж-19386/#climate-table>).

1. Material and methods

1.1. Field work and sampling strategy

The geological mapping of the accumulative fan was carried out in detail with the use of a hand-held Eijkelkamp geological auger equipped with a slot sampler. The sediment sequence analysis was performed with an accuracy of 1 cm. The drillings were located along the fan's morphological axis (W-E), at a distance of 5 m from each other and reached a depth of up to 2.5 m. Within the fan, two geological outcrops were then explored: 1/ in the central zone of the fan with the signature STPII and dimensions 5×2×2m and 2/ in the distal zone with the signature STPI (5×2×1.5m).

The structural analysis of sediments within the walls of the geological outcrops was performed. The lithofacial code according to Zieliński and Pisarska-Jamroży (2012) were used to describe structural features of studied deposits.

From the walls of the geological outcrops, profiles of samples with a disturbed structure were collected with an accuracy of 1-3 cm for sedimentological, geochemical and palaeobotanical analyses. In parallel, the deposits' profile of undisturbed sediment structure was sampled in the STPII outcrop into four boxes (50×10×10cm). The profiles of organic deposits below the deposits of accumulative fan were collected into similar boxes in both outcrops, and called STPI_{bio} and STPII_{bio}. The STPII_{bio} core covers the whole sequence of organic deposits, while the STPI_{bio} only their upper part. In the fan's central zone, the thickness of the organic deposits is about 50 cm, while in the distal zone, it is about 1.5 m.

3.2. Sedimentological analysis

For samples with a disturbed structure, particle size analysis was performed using the sieve method for sediment fractions above 2.0 mm and the laser diffraction method for fractions below 2.0 mm. Particle size analysis using the sieve method as well as laser diffraction method. Based on the results obtained from the particle size analysis, the sedimentological indicators after Folk and Ward (1957) were calculated using the Gradistat 5.11 software (Blott and Pye, 2001): mean particle diameter (M_z), standard deviation (σ_1), skewness (Sk_1). In addition, specific relations of individual indicators to each other and a C/M Passegia diagram (first percentile to median diagram) and grain-size indicator (GSI as coarse silt/fine silt ratio) were made based on the Gradistat 5.11 software (Blott and Pye, 2001).

3.3. Palaeoecological analysis

The pollen analysis of 21 samples collected with the resolution of 2.5 cm from the STPI_{bio} core was performed. The material was processed according to the method described by Berglund and Ralska-Jasiewiczowa (1986). The volume of 1 cm³ from each depth was subjected to acetolysis according to Erdtman (1960) using HF and 1 *Lycopodium* tablet (to determine the frequency of sporomorphs). Two microscope slides (20 · 20 mm) for each sample were counted. Sporomorphs were determined with the use of atlases by Reille (1992), Beug (2004), and Stuchlik et al. (2001), as well as with the use of the reference pollen collection kept at the Polish Geological Institute - National Research Institute Marine Geology Branch in Gdańsk. The results of the analysis are presented in a pollen diagram prepared with the use of the POLPAL software (Nalepka and Walanus, 2003).

The plant macroremains analysis of the profiles STPI_{bio} and STPII_{bio} was performed for 19 and 21 samples, respectively (10-30 cm³ each). The exception is a sample from a depth of 50 cm with a volume 300 cm³ from STPI_{inorg} profile. The samples from organic parts were boiled with KOH to reduce the amount of sediment and remove humic matter. The conservation of the plant remains was done with a standard mixture of alcohol, water and glycerin in proportion 1:1:1 with addition of thymol.

For inorganic profiles STPI and STPII was prepared 13 and 16 samples respectively (50-110 cm³ each). The samples of inorganic sediments were processed by flotation and wet sieving with a mesh in diameter of 0.18 mm.

The obtained material among which are seeds, fruits, vegetative plant fragments and fraction of charcoals larger than 0.2 cm were analysed with the use of stereoscopic microscope and metallurgical microscope Nicon Eclipse ME600P. The fragments' number of indeterminate fine charcoals (i.e. particles smaller than 0.2 cm) were also counted. Due to determine the atlases Benkova and Schweingruber (2004), Berggren (1969), Cappers et al. (2006), Velichkevich and Zastawniak (2006, 2008), Schweingruber (1978), present seeds, fruits and wood, and a collection of fossil floras of the National Biodiversity Collection – Palaeobotanical collection – KRAM P at W. Szafer Institute of Botany Polish Academy of Sciences in Cracow were used. The qualitative and quantitative results were presented in diagrams, drawn with the use of the POLPAL software (Nalepka and Walanus, 2003).

Preparation of subfossil Cladocerans remains was done for the profiles STPI_{bio} and STPII_{bio} by using standard method after Frey (1986) with the resolution of 2.5 cm. At the beginning material was heated in 10% KOH solution, then treated by magnetic stirrer and

washed under 0.4 mm sieves. The Cladoceran remains were determined under the microscope (200 \times and 400 \times magnification) by using key of Szeroczyńska and Sarmaja-Korjonen (2007). Ecological analysis by Bjerring (2009) and statistical analysis done in CONISS program and diagram by Tilia (Grimm, 1987, 2003, 2013).

Subfossil Chironomidae remains preparation was performed on the profiles STPI_{bio} and STPII_{bio} with the resolution of 2.5 cm using standard method after Brooks et al. (2007). The samples were heated in 10% KOH and washed under 0.9 mm sieve. The remains were then chosen under binocular (4 \times 10 magnification) and determined under microscope. The identification and ecological analysis based on the keys of Brooks et al. (2007) and Epler et al. (2013). The diagram and statistics are done by using CONISS and Tilia software (Grimm, 1987, 2003, 2013).

3.3. Geochemical analysis

Dried 48 samples from STPI and STPII cores were subjected to content of organic matter and carbonates by loss-on-ignition (LOI) following the protocol described by Heiri et al. (2001) in the Gallenkamp muffle furnace. Organic matter (OM) content was determined by combustion at 550°C (LOI₅₅₀) to constant weight, carbonate content was calculated as Carb=1.36 LOI₉₂₅. The contents of palaeogeographical elements: Na, K, Ca, Mg, Fe and Mn, and trace elements: Cu Zn and Pb in the sediments were measured as soluble concentrations (10% HCl, 65% HNO₃:1 v/v digestion and hydrogen peroxide – H₂O₂) using atomic absorption spectrophotometer (AAS Solaar 969, UNICAM), as defined by Borówka (1992). The described procedure is commonly used for palaeogeography analyses of many wetland sites in Central Europe (cf. Antczak-Orlewska et al., 2023).

Quality control of geochemical analysis was carried by a few stages, follow the protocols Tylmann et al (2011). The first, standard materials from ANALITYKA Ltd. (Czech) were used to calibrated of AAS apparatus. Moreover a sample of reference material SQC001S was included in this study. To avoid inrations between research elements, a lanthanum solution was used at the concentrations described by Pinta (1977). The test of reference materials exceeded level of 90% for all metals. Moreover only pure of Merck company reagents were used in the geochemical laboratory, and the water was purified to a resistivity below 18Ω*cm. The accuray of three-time measurements for each metals was estimated by calculating the standard deviation from the mean value, and it's always didn't exceed 2%. The measurement of Pb concentrations in all samples showed values below the detection limit, so the were leave in the graphical summaries and palaeogeography interpretation.

The aparatus of AAS was used only for biogenic deposits taken from the shore zone of the research valley. This approach has been used at the other site from study area (Płociennik et al. 2022) and number of sites from Central Europe (Pawlowski et al. 2016; Okupny, Pawłowski 2021; Pawlik et al. 2022).

The samples of inorganic deposits from STPII and STPI profiles were atmospherically dried for the pH and electrolytic conductivity analysis. Then they were rubbed in a mortar and sieved through a 1 mm sieve. Further, the pH and electrolytic conductivity were determined by the potentiometric method, using a conductometer in H₂O (Myślińska, 2010). Calcium carbonate content (%CaCO₃) was performed using the volumetric method with the use of the Scheibler apparatus (Bengtsson and Enell, 1986).

For more detailed characteristics of elemental composition, X-ray fluorescence spectroscopy (XRF) was performed for 19 and 30 samples of inorganic deposits from the profiles STPI and STPII respectively. For the XRF analysis, bulks of sediments were crushed and homogenized in an agate mortar to minimize sample contamination (Miazga, 2017).

The rubbed samples were dried at a temperature of 60 °C and then compressed into tablets under a maximum pressure of 10 tons. The next step was to perform analysis using the XRF PI-MKON 0.1 equipment. XRF 01 spectrometer. The device has a 4W lamp (50kV, 132 μA) and a tungsten anode with a resolution of 130 eV FWHM at 5.9 keV (high peak-to-background ratio 20000:1). All measurements were done with 300 s accumulation time (parameters: 40 kV, 5 μA) in the air. For energy calibration, we used 60Co, 137Cs and 152Eu standards. Spectra were collected and investigated using TUKAN 4K analyzer.

3.4. Geochronometric analyses

Selected samples of inorganic deposits were taken for OSL and ^{210}Pb dating in the outcrop STPII. For ^{14}C age determinations, the remains of trees were also collected from the bottom most part of the inorganic deposits. And also selected plant macroremains were isolated both from the underlying organic deposits (from the cores STPI_{bio} and STPII_{bio}) and from inorganic deposits in STPI and STPII profiles (Table 2). A reliable age model of the accumulation of the inorganic deposits in the STPII core is presented by Ginter et al. (2023). In this paper, the depth/age model for the STPI_{bio} core is elaborated based on four ^{14}C datings estimated for selected remains of terrestrial plants.

Radiocarbon dates were performed using the Accelerator Mass Spectrometry technique (AMS) in the Laboratory of Absolute Dating, in Krakow (Poland), according to procedure described by Krapiec et al. (2018) and Cherkinsky et al. (2010). Calibrated radiocarbon ages (BC/AD) were calculated using the IntCal20 radiocarbon calibration dataset (Reimer et al., 2020) and the OxCal 4.4.2 calibration software (Bronk Ramsey, 2009). The calculating of the age-depth model was elaborated using Bayesian approach (*P_Sequence* function in OxCal software) (Bronk Ramsey, 2008) (Fig. 2; Table S1).

4. Results and interpretation

4.1. Characteristic of organic deposits

The most upper part of both studied cores of biogenic sediments is formed with sandy organic mud. It covers a coarse detritus gyttja with numerous pieces of wood in the upper part of various sizes with a few to several cm in length, and a diameter of up to 5 cm. However, in the central zone of the fan, in the geological outcrop STPII, numerous branches and trunks of trees with a diameter of up to 20 cm have been documented also.

The sediments underlying the biogenic sediments in the lakeshore zone are fine-grained, light-brown, weakly laminated sands, which are interpreted as glaciofluvial sediments. To the south of the studied fan, gray fine-grained sands with shell fragments were documented. These sands are interpreted as lacustrine deposits. To the south and east of the fan, the thickness of biogenic sediments increases. To the south, along the edge of the valley, the

thickness of these sediments increases from 50 cm to 3 m. In turn, to the east, to almost 9 m. Dark-gray lake sediments have been documented at greater depths, and the occurrence of olive gyttja and lake chalk in places. A small oxbow was also found, visible in the morphology (and in the change of vegetation) of the modern valley floor close to the fan. The oxbow is filled up to 50 cm with decomposed peat and up to 150 cm with black coarse detritus gyttja.

In places, during drilling in the lakeshore, under slope sediments and in the immediate vicinity of overbank sediments, sequences of poorly decomposed peat with sand, and fine-grained, light-brown sands with silt were found.

4.1.1. Palaeoecological and geochemical results

The Serteya flora includes taxa of higher plants, determined on the basis of seeds, fruits, megaspores, endocarps, charcoal, woods and other remains, and comprising species presently found in the area of Central and Eastern Europe. Names of vascular plants mainly followed by Mirek et al. (2002). Analysis of macro- and wood remains from the STPI_{bio} core enabled the subdivision of the succession into 8 LMAZs and in the case of STPII_{bio} core, 7 LMAZs (Fig. 3; Table S1). Detailed results are included in Tables S2 and S3 (both in supplement), and a simplified macroremains diagram – in Fig. 4 and Fig. 5. The results of macrofossil plant remains (including charcoal and woods remains) are present in Figure 4 and Figure 5 (with descriptions in Tables S2 and S3).

Organic deposits of STPII_{bio} core with a thickness of 51 cm (219-169 cm below ground level - b.g.l.) contained numerous subfossil macroremains of plants and invertebrates. Their composition enabled the separation of several stages illustrating the depression development they were deposited in. At the first stage of its existence (Se-1 LMAZ; 219-201.5 cm), a shallow and small reservoir in which the water probably remained only periodically existed in the place of core collecting. This is evidenced by the dominance of plants from dry habitats and the few statoblasts of the bryozoans *Cristatella mucedo* and the small numbers of Chironomidae and Cladocera, episodes of their complete disappearance in the core.

Initially, the shores of the reservoir were covered mainly by *Rubus idaeus*, *R. chamaemorus* and *Mentha arvensis* as well as *Urtica dioica*, associated with nitrogen-rich habitats. The low depth of the reservoir is confirmed by the presence of eutrophic species of Chironomidae and Cladocera usually existing in the littoral zone of the basins (Fig. 6) At a depth of 208.5-200 cm, a period of intense flow (the washing) was recorded. This is illustrated by the numerous occurrences of *Ephemeroptera* remains (Fig. 6), mainly inhabiting clean streams and rivers (McCafferty and Lugo-Ortiz, 1997).

In the next stage the presence of *Picea abies* and *Tilia cordata* was marked in the layer (Se-2 LMAZ; 201.5-190.5 cm). Much drier and exposed to sunlight slopes around the lake were an area of rapid spread of *Juniperus communis* scrub which seeds were found in the sediment. The forests of that time were experienced by local fires. This was reflected by the presence of macro-charcoal (Whitlock and Larsen, 2001) and also terrestrial fungi and coprophilic taxa (Fig. 3).

At that time, in the vicinity of the reservoir other plant species such as *Cirsium arvense*, a weed found in both various types of field crops and ruderal habitats were found.

Fragaria vesca and *Oxalis acetosella* found mainly in forests were also present. In the sediments from a depth of 190.5-171.5 cm (Se-3 LMAZ), referring to radiocarbon dating ranging from the late Middle Ages to the beginning of 17th century AD, the environment is moist and the plants typical for wet habitats entered this required the constant presence of water and non-periodic. The reservoir probably underwent gradual swamping and increasing eutrophication, shown by the *Leydigia acanthocercoides* existence. It is a Cladocera species that inhabits heavily overgrown reservoirs with low water transparency (Mirosław-Grabowska et al., 2009).

In the final stage (Se-4 LMAZ; 171.5-168 cm, 1st half of 17th century AD), the water level raised and the reservoir bottom was covered with macrophytes. The pleuston communities with *Lemna trisulca* developed on its surface. The numerous *Cristatella mucedo* statoblasts were also present. In this part, among the Chironomidae, there were *Metriocnemus fuscipes*-type and *Tribelos* species preferring swamps and wetlands. The obtained results prove the constant growth of human impact. This leads to the development of agricultural crops and deforestation. Simultaneously, the processes occurring on the slope were started. As a result, a shallow lake basin gradually overgrown. At the same time just before the beginning of the slope erosion, there was an increase in the water level in the dying reservoir, caused by LIA climate changes.

Based on the results of the plant macroremains, palynological and palaeozoologic analysis, several phases of local vegetation development were distinguished for the organic part of the sediments of the STPI_{bio} profile with a thickness of 50 cm (138-88 cm).

Phase I (1200-1282 AD)

In the first phase (Se-1 LMAZ 138-125.5 cm; Ser -1 LPAZ *Picea-Pinus*-Filicales, 135-138 cm; Ser-2 LPAZ *Picea-Tilia*, 127.5-132.5 cm), the shores of the reservoir were covered mainly by *Rubus idaeus*, *Rubus chamaemorus* and the particularly numerous *Urtica dioica*, associated with nitrogen-rich habitats (Fig. 3). The surroundings were dominated by communities of coniferous trees with spruce, pine and moss fleece. There were also the oak-hornbeam forests in the area with single hazels. On the other hand, the importance of moist, wet alders with *Alnus*, *Ulmus* and *Salix* and rich fern undergrowth has increased significantly. The presence of wet banks was also indicated by the appearance of sedges (*Carex* sp).

The aquatic vegetation is evidenced by the presence of *Nymphaea alba* seeds, as well as few pollen grains of rushes. Chironomidae remains occur only on the top layer between 138 and 135 cm (1200-1220 AD). There are mainly species associated with macrophytes. In this zone also appear lentic species such as: *Endochironomus albipennis*-type, *Microtendipes pedellus*-type and *Dicotendipes nervosus*-type (Fig. 3).

Phase II (1282-1335 AD)

In the second phase (Se-2 LMAZ 110.5-125,5 cm, Ser-3 LPAZ *Alnus-Picea-Pinus* 112.5-125 cm) the shores of the reservoir were still inhabited by *Rubus idaeus*, *Rubus chamaemorus*, and less numerous *Urtica dioica* than it was in the previous phase (Fig. 3). The present species are associated more likely with fertile and nutrient-rich soils with a slightly acidic pH. The structure of the forests began changing gradually. As a result of deforestation Coniferous forests with *Picea* and deciduous forests with *Tilia*, with an

admixture of *Quercus*, *Corylus* and *Carpinus* began giving place to herbaceous vegetation. The numerous *Alnus*, *Ulmus* and Filicales, appearing on the riversides, spread. This indicates an increase in humidity and perhaps an increase in the groundwater level. At this phase, there are no plant macroremains related to an open water surface environment. However, among pollen grains, there were *Sparganium* t. and *Cicutavirosa* related to the shallow water and rush environment. On 128 cm appears Ceratopogonidae associated with macrophytes. Then there is a big gap and until 103 cm occurs Ephemeroptera living mainly in the littoral zone of the lake (Fig. 3).

Phase III (1337-1434 AD)

The third phase included the levels Se-3 LMAZ 97-108 cm, Ser-4 LPAZ *Betula*-NAP, 110 cm, and Ser -5 *Picea-Pinus* LPAZ, 95–107.5 cm. Palynological data indicate that at a depth of about 110 cm (1337 AD), the disappearance of mixed forest communities began (Fig. 3). Among the trees, the birch dominated and as a pioneering species it indicated a significant but short-term deforestation in this area. This is confirmed by the presence of its fruits and fruit scales in the sediment. The importance of herbaceous plants among which were mainly *Artemisia*, *Poaceae*, *Asteraceae* and *Cichoriaceae* increased. The consequences of the forest fire were numerous microcharcoals and *Gelasinospora* spores preserved.

In the Ser-5 *Picea-Pinus* LPAZ level, the re-dominance of *Picea*, in the close vicinity of the reservoir, is confirmed by the presence of needles (Fig. 3). The spruce was accompanied by pine indicating the domination of coniferous forests, which appeared in alteration with the wet riparian forests, and patches of oak-hornbeam forests with *Tilia*, *Quercus*, *Carpinus* and *Corylus*. Cladocera appears in 97 cm (1410-1434 AD) where among others littoral species like: *Bosmina longispina*, *Alona quadrangularis* and *A. exigua*, *Acroperusharparae*, were present. The last two are also species associated with vegetation.

Phase IV (1454-1500 AD)

The last phase of the reservoir existence, recorded in the Se-3 LMAZ, 88–93 cm and Ser-6 NAP LPAZ, 88–92.5 cm levels, was characterized by a clear impact of human activity on the environment. The share of pollen cultivated plants such as *Secale cereale*, *Triticum*, *Cannabis sativa* and *Fagopyrum esculentum* became very clarified (Fig. 3). The crops were also accompanied by weeds such as *Rumex acetosella* and *Silene vulgaris* as well as ruderal vegetation with *Urtica dioica* (Lityńska-Zajac, 2005). In addition, the importance of grasslands increased, which was marked by the low tree pollen levels and the existence of pioneering communities with *Betula* and *Juniperus communis*, emphasize deforestation. Among the natural communities riparian and coniferous forests survived. *Pediastrum* colonies, nymphuids, as well as *Cristatella mucedo* statoblasts, preferring relatively warm and transparent waters (Økland and Økland, 2000), appeared in the shallow eutrophic waters.

4.1.2. The geochemical traits of biogenic deposits

Based on the geochemical components as well as grain-size distribution for mineral fraction the research cores were subdivided into three main geochemical zones (GZI-GZIII) (Fig. 7, 8; Fig. S1).

The lower parts of the cores (**zone I** is depth: 139-110 cm at the STPI_{bio} profile and 218-205 cm at the STPII_{bio} profile) consists mainly organic matter (range 82-87% for STPI_{bio} core and 18-62% for STPII_{bio} core) with relatively low concentration of lithophilic elements (K below 2 mg/g, Na below 0.2 mg/g and Mg below 2.5 mg/g) (Fig. 7, 8). However, it should be noted that in the STPII_{bio} profile, the concentration of Na and K is initially twice as high and then rapidly decreases, compared to the STPI_{bio} profile, where the concentrations of these metals are leveled from the beginning. Initially, both profiles showed a decrease in the concentration of Cu and Zn. In the case of the STPI_{bio} profile in the geochemical zone I top, the content of trace elements (Cu and Zn) increases again, it is also accompanied by a gradual change in the redox conditions in the coastal zone of the reservoir (the value of Fe/Mn ratio from 63.4 to 93) (Fig. 7, 8).

The middle part of the geochemical records (**zone II** depth: 110-92 cm for the STPI_{bio} and 205-187 cm for STPII_{bio} profile displays an increase in the organic matter (from 82 to 86% and from 41.8 to 85%) and CaCO₃ content, while the almost all elements have the interval typical for lacustrine sediments (Fig. 7, 8). The share of sand fraction at the STPII_{bio} tends to decrease from 67 to 25%, while increase the content of silt fraction (from 37 to 72.2%) and type of denudation ratio (Na/K) show very high fluctuations (between 0.08 and 0.91). While the Fe/Mn ratio at the STPI_{bio} and STPII_{bio} is very high (between 94-137.8 and 194-368 respectively) the deposition of trace elements has variable trend.

In the **zone III** (depths: 92-89 cm at the STPI_{bio} core and 187-168 cm at the STPII_{bio} core) the organic matter decrease from 75 to 0.7% for the STPI_{bio} and from 93 to 53% t the STPII_{bio} core but increase of lithophilic elements (especially K from 0.9 to 1.9 mg/g and Na from 0.07 to 0.13 mg/g and K from 0.06 to 0.73 mg/g and Na 0.05 to 0.22 mg/g) respectively. This section of cores is build of sand and silt (Fig. 10). The increased values of erosion catchment ratio (Na+Mg+K/Ca change from 0.5 to 3.5) correlates with relatively high results of redox conditions ratio and decrease of Na/K ratio (Fig. 8, 9, 10).

For the STPI_{bio} core, organic matter ranges from 82.91% to 86.65%. In the bottom from the depth of 136 to 128 cm, large fluctuations in the pH value occur. At a depth of 126 cm, the maximum calcium carbonate content is recorded, followed by a sharp drop in value. From a depth of 125 cm to 105 cm, there is a slow, systematic decrease in the pH value (Fig. 9). From the depth of 98 cm towards the top, there is a rapid increase in the proportion of inorganic matter.

The diagram (Fig. 9) shows four phases (periods) of time: phase 1 (1215-1230 AD); phase 2 (1240-1315 AD); phase 3 (1320-1400 AD) and phase 4 (1424-1500 AD).

4.2. Characteristic of accumulative fan deposits

4.2.1. Lithology and geochemistry of the accumulative fan deposits

Several series of sediments were distinguished in the STPI profile: overbank deposits (Ob-A; 91-85 cm b.g.l.), lower deluvium (84-56 cm b.g.l), overbank deposits with buried soil (Ob-B; 55-48 cm b.g.l), overbank deposits (Ob-C; 47-24 cm b.g.l), tillage diamicton (23-4 cm b.g .l), modern humic layer (4-0 cm b.g.l).

The individual layers of the two outcrops were correlated with each other by drilling and age determination according to Ginter et al. (2023).

Overbank deposits (Ob-A)

This unit consists of light brown sediments (SF) with thin black layers of organic mud (TC). They are in the distal zone of the fan. Very fine fractions dominate for this unit, i.e. silt and very fine sand. The contribution of clay is also considerable. It is worth noting the lack of thicker fractions.

The pH values indicate slightly acidic conditions, the conductivity is about $11\mu\text{S}/\text{cm}$, and the percentage of calcium carbonate is negligible (0.02%) (Fig. S2). For the elements Al, K, Ti, Mn, Fe, Sr, Rb the values fall towards the top of the layer. In turn, for Al, Ti, Mn, Fe, Ni, Sr, Rb and Cr the values are among the highest in the entire STPI profile (Fig. S3).

The beginning of deposition of this unit is estimated to 1500-1700 AD (Ginter et al. 2023). Wieckowska-Lüth et al. (2021) research confirms an increase in the water level during this period.

Lower deluvium

This series extends for about 60 m along the morphological axis of the accumulative fan. The width is about 70 m. The thickness varies from 180 cm (in the central part of the fan) to less than 50 cm (distal zones). Lower deluvium was formed between 1744 ± 43 and 1803 ± 23 AD according to Ginter et al. (2023). The lower deluvium unit studied in the STPII profile (Ginter et al., 2023) correspond to a series of deluvia from the STPI in the distal part of the fan. As a result of the longer transport of the sediments, the STPI profile is characterized by a relative material's homogenization. The lower deluvium series consists of light brown, fine-grained sands (SFh) with silty inter laminations (SFw). A large number of charcoals were found mostly in the top and bottom of this unit. In the lower deluvium, there are discontinuous horizon of proluvium composed mainly of gravel, clay balls and mixed-grained sands with a predominance of coarse sand (Ginter et al., 2023; Piech et al., 2018).

The features of the system 2 and 4 on the graphs of dependence of sedimentological indicator according to Mycielska-Dowgialło and Ludwikowska-Kędzia (2011) were recognized for deposits of lower deluvium, which are characteristic of wash-out deposits and slope sediments formed by splashing of rain drops.

A slight change in sedimentological and geochemical indicators along the profile is noticeable.

Deluvia in STPI are represented by fine sand and very fine sand. Towards the top, the proportion of these fractions decreases and the proportion of coarse silt and fine silt increases. From a depth of 80 to 70 cm, the values for mean grain size, sorting index and skewness are relatively constant, however, up to 70 cm to the top, the values increase. The grains are getting finer and less sorted (poor sorting).

The calcium carbonate content for this unit is up to 0.02%. The pH values slightly increase towards the top, approaching a neutral pH. At a depth of 75-80 cm, conductivity reaches its maximum for the entire STPI (less than $14\mu\text{S}/\text{cm}$) (Fig. S2). In this fragment, the values for Al, K, Ti, Mn, Fe, Ni, Rb and Cr drop. In turn, at the top of this unit, an increase in the fluctuation of values for Al, Ti, Mn, Fe, Ni and Rb is noticeable (Fig. S3).

The accumulation took place at the earliest from 1450 to 1799 at the latest (Ginter et al., 2023).

Overbank deposits (Ob-B) with buried soil (?)

From the depth of 55 to 51 cm, very fine and fine-grained gray sands (SF) with charcoals are documented in STPI profile. These sands are covered with continuous black organic mud with sandy admixtures (TC), of the thickness of 3 cm. These deposits were recognised as a buried alluvial soil. Plant remains have been found here, ranging from fresh to wet and marshy habitats. The lower boundary of the layer is not uniform, it is jagged in places. This overbank deposits unit extends in the distal zone of the fan, and also beyond this form, entering the area of the valley floor.

In this unit (50-55 cm) the sand fraction dominates (61%) over the silt (39%), gravel (1%) and clay (0.7%) fractions. M_z values hover around 3.5 phi. For the fine-grained sands (55-52 cm), the sorting index values are ca. 1. On the other hand, the values for skewness are relatively high (mostly fine grains) (Fig. 10).

In the buried soil calcium carbonate content reaches 0.05%. At a depth of 50-55 cm, a large decrease of pH values occurs, below 4.5 and fluctuations in conductivity values are also recorded (Fig. S2). In this unit, a large increase in the share of elements such as Ca (the highest value in the entire profile), Fe, Ni and Cr is noticeable. For the elements Al, K, Ti, Mn, Rb, a decrease in the share is recorded (Fig. S3).

This unit differs from the Ob-C unit in that it has a smaller proportion of the sandy fraction and at the same time a greater proportion of dusty fraction.

Middle deluvium

The middle deluvium unit formed by brown sands (medium-grained; SFm), with numerous animal burrows filled with inorganic material, mostly fine and medium sand. High numbers of charcoals are recorded in the entire series. The top of the middle deluvium is cut erosively (Ginter et al., 2023). This series extends in the proximal and central zones of the accumulative fan. It reaches the greatest thickness in the northern part of the form up to 100 cm.

The average share of the sand fraction is 84.6%, silt is 14.4% and clay is about 1%. This unit is characterized by relatively constant values of sedimentological indicators. The M_z value is from 2.89 to 3.5 phi, the average sorting is 1.06 and skewness is from 0.14 to 0.37 (Fig. 10).

In terms of geochemistry, there is a duality in this unit. The lower part is characterized by a lack of calcium carbonate, low pH values and fluctuating conductivity values. The upper parties are characterized by an increase in the calcium carbonate content and an increase in the pH value (Fig. S2). This unit is also characterized by relatively constant values of the content of the elements.

Middle disperse deluvium from 1803±23 to 1836±15 AD (Ginter et al., 2023).

Upper deluvium

Upper deluvium unit do not have continuation in distal part of the fan STPI. This series extends in the proximal and central zones of the fan, similar to the middle deluvium. It reaches the greatest thickness in the central and southern parts up to 80 cm.

Upper deluvium unit (STPII profile), characterized by alternating light and dark brown layers arranged in a sub-horizontal low-angled position (SFh). The lighter layers have lower

mean grain diameter values, and the skewness values are also higher, suggesting fine grains dominance and improved sorting. In this unit, there are noticeable differences in the content of sand fraction (from 92.97 to 34.58%), and silt fractions (from 62.83 to 6.22%). The deposits of this series are poorly sorted.

Upper deluvium is characterized by a very low content of calcium carbonate, less than 0.2%. The pH values are relatively similar, i.e. around 5.7. In turn, the values of electrolytic conductivity are variable, they are characterized by quite high dynamics from about 4 to 12 $\mu\text{S}/\text{cm}$. The organic carbon level is constant throughout the layer and amounts to 0.2% (Ginter et al., 2023) (Fig. S2).

This unit was formed from 1836±15 to 1859±14 AD (Ginter et al., 2023).

Overbank deposits (Ob-C)

The series of overbank sediments can be divided into two units. The first is 48 cm to 35 cm (Ob-C1 unit; lithofacies: SG), and the second is 35 to 26 cm deep (Ob-C2 unit; lithofacies: SFh) (Fig. 9). The upper unit is formed by very fine and fine-grained sand, light brown in colour, up to 2 cm thick and interlaminations of organic mud up to 0.5 cm thick. This series extends in the distal zone of the fan, entering the lower deluvia sediments and meshing with the middle deluvia.

In overbank sediments, an increase in the proportion of coarser fractions up to a depth of 46 cm (Ob-C1 unit) is visible, where medium-grain sand reaches 16.1%, coarse sand 7.7%, very coarse sand 1.1%, and fine gravel (0.1%) respectively (Fig. 10).

Higher values of pH (up to 5.86) and conductivity (up to 11.09 $\mu\text{S}/\text{cm}$) can be observed in the Ob-C1 unit. In this unit, a decrease in the share of Al, K, Ti, Mn, Fe, Sr and Cr is recorded, with a simultaneous increase in the share of Ni and Rb. The elements Si and Ca remain unchanged (Fig. S3).

In the Ob-C2 unit, the percentage of coarser fractions decreases. The average share of the sand fraction in this unit is 76.9%, the silt fraction 22.2%, the gravel fraction 2.4% and the clay fraction below 1%. Rapid growth (deterioration in sorting index) is recorded in the top of this unit, at a depth of 28 cm.

Rapid increase in carbonate calcium content is noted from the depth of 45-40 cm to the top of the overbank sediments, where the value is 0.52% (maximum for the entire profile) at a depth 30-35. In this unit, the fluctuations of individual elements are noticeable. There is a lack of Ni.

The accumulation of these series occurred from 1792 AD at the earliest and could have ended in 1859±14 AD (after Ginter et al., 2023).

Tillage diamicton

The upper part of the accumulative fan was transformed into tillage diamikton (from 40 cm b.g.l. STPII profile; from 25 cm b.g.l. STPI), created as a result of mixing material from a series of upper deluvium (DSd). Tillage diamicton extends over the entire accumulation fan. The thickness of this series is relatively constant (30-40 cm). This tillage diamicton has therefore a massive structure. The sand fraction dominates in the tillage diamicton, on average it is 91.6% and silt frictions is 8.3%. Sediments are moderately sorted with skewness values close to 0. In places, mixed fragments of lighter and darker sediments are visible, which

suggests a relatively short period of human activity. There is a noticeable increase in calcium carbonate and conductivity in this unit. The pH values are between 5.5 and 5.8 (Ginter et. al., 2023; Piech 2021; Piech et al., 2018).

This series was formed between 1859±14 and 1974±4 AD (Ginter et al., 2023).

4.2.2. Interpretation of sedimentological results

In the tested accumulative fan, six different layers were distinguished, which formed under different environmental conditions. Thanks to them, a complete record of the changing environment over several hundred years was obtained.

Hydrolithological analyzes were used to analyze raw sedimentological data. Samples of Ob-A series in the C/M diagram according to Passegga (1964), Passegga and Byramjee (1969) are in the R-S segment, field VI. This demonstrates a deposition took place under the conditions of the lower flow regime. In the diagram of the dependence M_z and σ_1 according to Mycielska-Dowgiałło and Ludwikowska-Kędzia (2011), the samples from Ob-A have the hallmarks of system 2, which is typical for overbank deposit, aeolian deposits of hot deserts, wash-out deposits and fluvial channel lag. In the account of M_z and Sk_1 , the arrangement of samples indicates overbank-pool deposits (see Mycielska-Dowgiałło and Ludwikowska-Kędzia, 2011).

Lower deluvium was formed during the mudflows in the form of tongues, they are formed during violent downpours when the source material is very fine (Twardy, 2008; Piech 2021; Piech et al., 2018). Some of the sediments could also be formed during the spring thaws, where the material was deposited on the ice and snow covers (Ginter et al., 2023). Saltation, and to a lesser extent, suspension (Piech et al., 2018) was the prevailing process for transporting grains during the depositing of material in this layer. On the C/M Passegga diagram, the samples are in the R-S and Q-R segments, the first being uniform suspension, the second being graded suspension. These samples are also included in fields VI and V of the type of deposit environments, which demonstrates a transport took place in conditions of low turbulence or of moderate turbulence (Szmańda, 2010). The material was transported in conditions of low and moderate turbulence, and a part of the material is defined as homogeneous with different graining (see Szmańda, 2010). The diagram M_z/σ_1 (Fig. 4B, Piech 2021) shows the system 4 according to Mycielska-Dowgiałło and Ludwikowska-Kędzia (2011), which is characteristic, among others, for overbank-pool deposits. Looking at the results of sedimentological analysis, it can be concluded that during the accumulation of these sediments, two main processes operated: fluvial and slope processes, which intertwined and overlapped each other.

The samples of Ob-B unit in the sedimentological index relation diagrams are placed between the fields corresponding to overbank deposits and overbank-pool deposits (after Mycielska-Dowgiałło and Ludwikowska-Kędzia, 2011). The samples are located on the T3 trend line (Sly, 1983; Szmańda, 2009), which means that they are typical flood sediments.

Soil accumulation occurred in a period between 1526 and 1799 AD (95.4% probability; MKL-A4437). The obtained date does not correspond to the dates obtained for the lower deluvium accumulation. The arrangement of the layers shows that the lower deluvia should be

older than the Ob-B deposits, which are located directly above. The organic nature of this layer, and therefore the possibility of aging, must be taken into account. This would imply that this level was formed in the second half of the 18th century.

On the C/M Passegia diagram, the samples of middle deluvium are arranged in P-Q and Q-R segments, the first being graded suspension with some grain transported by rolling, and the second - graded suspension. The samples are located in fields II connected with traction deposition with a small share of suspension predominate here and V (deposition from suspension predominating here with a small share of grains accumulated from traction; transport in conditions of moderate turbulence). One sample (98 cm b.g.l.) stands out from the rest, i.e. it is close to the N-O segment (transport of grains via rolling) and is in field I (traction deposition with a small proportion of suspension predominates here) (Szmańda, 2010, 2011). In the relationships of sedimentological indicators, it is impossible to unambiguously assign to the obtained results any system (according to Mycielska-Dowgiałło and Ludwikowska-Kędzia, 2011), because in the diagrams the samples from this layer take the form of a rather dense cloud of points. Middle deluvium was accumulated as a result of surface-flow during intense agrotechnical activities (Ginter et al., 2023; Piech 2021).

Based on the relationship of sedimentological indicators, it can be concluded that the samples of upper deluvium belong to system 2 typical for slope wash deposits according to Mycielska-Dowgiałło and Ludwikowska-Kędzia (2011). Upper deluvium was formed during the cold season as a result of single events (heavy rains), during the constant use of the land (Ginter et al., 2023; Piech 2021).

Following Mycielska-Dowgiałło and Ludwikowska-Kędzia (2011), on the basis of the diagrams of relationships between individual sedimentological indicators, it can be concluded that the deposits of Ob-C unit are located between overbank deposits and overbank-pool deposits.

The tillage diamicton series was formed as a result of plowing the top part of the upper deluvium in the proximal and central parts of the fan and as a result of plowing the Ob-C series. The samples of tillage diamicton in the relationship diagrams are arranged in a system 4, which is characteristic of slope sediments formed by splashing of rain drops (Mycielska-Dowgiałło and Ludwikowska-Kędzia, 2011).

4.2.3. Plant macro fossil of the accumulative fan deposits

STPI profile

Within 60 cm (90-30 cm b.g.l.) of inorganic sediments, five levels were distinguished with a distinctly different composition of plant macroremains and fragments of charcoal. The level of Se-5 LMAZ (88-80 cm; lower deluvium, Ob-A; Table S2), apart from the high concentration of fine coal, also contained uncharred seeds and fruits. The highest share of the fine coal at the depth of 80-85 cm may indicate the intensification of fire processes in the vicinity of the site. It may also suggest an increase in surface run-off during its deposition. Charcoal fragments larger than 0.2 cm are most often re-displaced as a result of their transport with water (Scott et al., 2000; Scott and Glasspool, 2007; Whitlock and Larsen, 2002). Numerous sclerotia of *Cenococcum geophilum* and also indicate soil erosion and redeposition

of sediment from the banks to the reservoir. The presence of *Pinus sylvestris* and *Tilia cordata* in the vicinity of the reservoir is evidenced by their larger charcoals, which were transported far from fire sources. Among macroremains fruits of *Frangula cf. alnus* and *Rubus idaeus* were found.

In the analyzed material, apart from individual appearance of *Scleranthus annuus*, *Polygonum aviculare*, the most frequent was *Chenopodium t. album*. This taxon is present mainly in disturbed habitats, although it also occurs in cultivated fields. Noted, that the marked meadow plants include species growing in both fresh and wet meadows. Moreover, in this group of wild plants there are species that may have been or have been cultivated periodically. One of them is the black mustard. It is difficult to determine whether it was cultivated or if it was a wild plant (Lityńska-Zajac and Nalepka 2008).

The level with a thickness of 20 cm, described as Se-6 LMAZ (80-55 cm; lower deluvium; Table S2), apart from the small quantities of fine charcoal, did not contain any other plant or animal remains.

In contrast in the Se-7 LMAZ level (55-45 cm; Ob-B, Ob-C; Table S2), there was a significant change, both lithological and plant macroremains composition. Within the mineral sediments of the accumulative fan there is a small thickness insert of brown organic mud. It is preceded by a high proportion of fine charcoal fragments, characteristic of surface run-off and redeposited during intense floods (Scott et al. 2000; Scott and Glasspool, 2007; Whitlock and Larsen, 2002).

Within the brown organic layer, many plants taxa, such as *Eleocharis palustris*, *Phragmites australis* and *Schoenoplectus lacustris*, typical for humid, wetlands and water habitats and *Cristatella mucedo*, indicate the existence of a strongly overgrown, shallow reservoir with periodically open water surface. Significant moistening initiated the sedimentation of the layer of highly decomposed sedge peat, taking place in a shallow and eutrophic reservoir. The taxonomic composition of plant remains proves that the composition of fen-forming communities was dominated by Cyperaceae. The presence of taxa such as *Mentha aquatica*, *Viola palustris*, *Ranunculus acris*, *R. reptans* and *Juncus* sp., confirmed the presence of wetlands. The record of wet meadows with seasonal fluctuations in water levels also is documented. Plants of dry habitats and weeds constituted a large group and diversified in terms of species.

The last level of Se-7 LMAZ (55-45 cm; Ob-B, Ob-C; Table S2), which ended the sedimentation of the STPI profile mineral part, contained only a few charcoals of *Pinus sylvestris*, *Piceaabies* and fragments of fine charcoal. The presence of *Pinus sylvestris* in the close vicinity of the site was confirmed by the boggy pine presence.

STPII profile

Within the inorganic sediments of accumulative fan with a thickness of about 120 cm (168-45 cm b.g.l.), charcoals were exceptionally abundant and fine charcoals were accumulated, especially in the depths of 160-165 cm (Se-5 LMAZ; Table S3) and 63-68 cm (Se-6 LMAZ). Such accumulations may indicate an increase in the frequency of fire occurrence in this region (Scott et al. 2000; Scott and Glasspool, 2007). The small presence of macroscopic charcoals indicates the wide distance of the source of fire. In addition, the small dimensional range of the charcoal fragments means that the material has been sorted,

probably during its movement with water (Scott, 2010). High values of *Cenococcumgeophilum* also indicate soil erosion and deposition of land matter into the reservoir (Karpińska-Kołaczek et al., 2014). Among the larger charcoal fragments, the remains of trees such as *Alnus* sp., *Piceaabies* and *Pinus sylvestris* were determined, with pine being the dominant one.

Plant macroremains in the form of peaty seeds and fruit were much smaller than the fragments of charcoal. Their diversity in terms of species and quantity was also small, especially with regard to the underlying organic layer. Plants such as *Chenopodium* type *album* and *Rumex acetosella* dominated, which as weeds grow on ruderal habitats, fields, fallow land and pastures. They require rich soils, but they are also very numerous in sandy and slightly acidic clay soils. In addition to charcoal fragments in mineral sediments, the uncharred needles of *Pinus sylvestris* and *Piceaabies* were also determined, which proves their presence in the close vicinity of the reservoir. This is confirmed by the record of pollen succession from the upper western Dvina (Tarasov et al., 2019) suggesting that the spread of coniferous forests, mainly pine ones, took place in the sub-Atlantic period.

5.Discussion

5.1. Palaeoenvironmental changes before the initiation of slope processes in Serteya

After 2000 BC, *Picea* reached its maximum range, which resulted in a cooler climate in the region of NE Poland, the Baltic Sea, Belarus, and European Russian territory (Mazei et al., 2020 - further literature there). In the period 1400-700 BC the share of *Picea* numbers has decreased, while the share of *Betula* and *Alnus* is recorded to increase in the Valdai Highlands region (Mazei et al., 2020), which is consistent with the values obtained in the Serteya for the same period. This involves the expansion of more open landscapes and waterlogged habitats. Precipitation then amounted to 750-800 mm year (Mazei et al. 2020).

Reconstructed average July temperature for the period 640-1300 AD in one of the peat bogs in the Valdai Upland (central European Russia), based on Cladocera, testate amoeba and diatom analysis, it was 16.9-17.6°C, which is 0.7-1.4°C lower than today (Mazei et al., 2020). In Eastern Europe, the 10th century was the warmest century in the last 2000 years (Klimenko and Sleptsov, 2003; Klimenko and Solomina, 2010). As noted by Mazei et al. (2020), in 1350 AD, the ecosystem in the Valdai Highlands became drier, which coincides with STPI_{bio} palynological results. The transition was relatively quick to promote the idea of staggered and non-linear behaviour of peatland ecosystems (Mazei et al., 2020; Tsyganov et al., 2019). As emphasised by Mazei et al. (2020), such a change may be correlated with climate change and fires. This also translates into the STPI_{bio} core (1326-1390 AD), because "suddenly" *Habrotrocha* (from 0% to 2%), *Centropyxis* (from 0% to 3%), *Arcella discoides* (from 0% to 3%), or *Assulina seminulum* (from 0% to 1%) appear. An increase in the share is also recorded for *Sphagnum*. In addition, a sudden and large jump in the presence of micro-charcoal is noticeable. Recognized phase 1 (1215-1230 AD; Fig. 9) based on the relationship between pH and conductivity stands out against the background of the rest of the points, is characterized by pH values close to neutral and at the same time relatively high values of conductivity. Relatively high water level is demonstrated with a fluvial supply marked by Mn

highest content. Then the water level drops (Fe/Mn ratio still below 100), which could lead to the formation of a fan.

Novenko et al. (2020) in the study of oxbow lakes in the Central Russian Upland, based on the abundance of *Tilia* and *Picea* pollen, which need sufficient soil moisture, concluded that no long and severe summer droughts were recorded during the MCA period. In the 13th century AD, in the Central Russian Upland, pollen and crop pollen were recorded, indicating increased human activity (Noveko et al., 2020). Similar indicators were also observed in the Serteya region at the same time (Wieckowska-Lüth et al 2022). Also, Novenko et al. (2020) showed that in the Central Russian Upland, the improvement of anthill conditions during the MCA did not cause significant changes in plant vegetation in the region, and the beginning of human impact on the environment dates back to the 13th century AD. In Serteya, during phase 2 (1240-1315 AD; Fig. 9), the local conditions alternates between rainwater supply and high lake water levels. At a depth of 126 cm (ca. 1280 AD), increase in the content of calcium carbonate, Ca and Mg are noted, which may suggest an increase in ground supply resulted from washing out of carbonate from the upland area by rains and its concentration in accumulated sediments (the highest result of Na/K ratio). Perhaps a drainless lake basin took place in this period. Further from 124 to 120 cm (ca. 1285-1300 AD) there is a decrease in the carbonate content, which in turn may mean that the carbonate is leached from the accumulated sediments - perhaps an outflow/flow lake (?) or intensification of mechanical denudation (decrease Na/K ratios).

Before about 1400 AD in Serteya, the basin was overgrown with communities of semi-terrestrial vegetation. However, later the groundwater level decreases and the climate changes to a drier (Wieckowska-Lüth et al., 2021). This is related to the results obtained in this paper, as well as to these presented by Mroczkowska et al. (2021). From the 12th to the 14th century, the European part of Russia experienced a phase of intense flooding (Panin et al., 2014). Fires were also recorded during this time. For the period 1460-1855 AD reconstructed average July temperature was 15.8-17.5°C and was about 0.8-2.5°C lower than today (Mazei et al., 2020). Our phase 3 (1320-1400 AD; MCA; Fig. 9) is characterized by numerous drops in the water level, which led to the formation of fen and bioaccumulation of sulphide elements such as: Fe, Cu, Zn. There are three episodes here: 1/ from 114 to 110 cm (ca. 1320-1340 AD), 2/ from 108 to 106 cm (ca. 1345-1350 AD), 3/ from 104 to 98 cm (ca. 1360-1400 AD) (Fig 9). In the first and third episodes, the lake level drops (fan development) was interrupted by growing fluvial supply. The second episode was characterised by an increase in rainwater supply, relative constant lake level and gradual increase of mechanical denudation. The MCA phase was characterized by relatively higher temperatures and a decrease in the number of rains - although in this region there most likely did not have a distinct MCA phase, it was intertwined with brief wetter episodes.

A beginning of peat accumulation was recorded in one of the fans in N Poland to the periods 1100-1500 and 1650-1900 AD (Lamentowicz et al., 2008). They linked the second period with climate change during the LIA and human activity (De Vleeschouwer et al., 2009). On the other hand, De Vleeschouwer et al. (2009) notes that even in relatively close proximity on a continental scale, dry shifts are recorded in the same period, and wet shifts in other areas. Dry shift recorded by De Vleeschouwer et al. (2009) and Lamentowicz et al. (2009) between about 1100 and about 1500 AD correlates with the MCA phase at Serteya.

Interestingly, in bogs in southern Sweden, Wolf and Spörer minima were detected between 1300 and 1550 AD, when the climate was deteriorated (van der Linden and van Geel, 2006). This correlates also with the MCA phase in the STPI_{bio} profile. Fires were also recorded at an adjacent site between 1510 and 1560 AD (Mroczkowska et al., 2021). In turn, Maash et al. (2005) divided the LIA into two periods - the first from 1230 to 1620 AD was characterized by a wetter climate, and the second, which lasted from 1700 to 1950 AD, was characterized by a drier climate. In this concept, biogenic sediments from the MCA and LIA periods, separated by the authors, were deposited in the wet period, and the beginning of the accumulation of inorganic sediments of the fan coincides with the beginning of the dry period.

The LIA phase (1424-1500 AD; Fig. 9) begins in Serteya with an increase in precipitation supply and is marked by a growth in humidity and lake water level. There is a drop in the content of calcium carbonate, Ca and Mg, which proves its leaching. Perhaps we are dealing with a runoff lake, which in turn led to the total drainage of the reservoir and its replacement by a fluvial system. The LIA phase is characterized by an increase in the frequency of rains (or snow falls) and a relative cooling, with a simultaneous advance in human impact (Fig. 9) (Okupny and Pawłowski, 2021; Antczak-Orlewska et al., 2023). The catchment erosion rate is growing rapidly (Fig. 7, 8).

The situation for STPII_{bio} core, situated closer to the slope of the basin and to the upland, is completely different from that in STPI_{bio}. The phases cannot be listed here and the obtained results do not correlate with STPI_{bio}. Thus, the accumulation conditions are directly influenced by the slope processes and input various mineral grain-size (Fig. 1S) with relatively high content of lithophilic elements (K, Mg, Na). On the other hand, the fan phases can be interpreted here as a decrease in the lake's water level, while the phases of fluvial supply and lake occurrence can be interpreted as an increase in the water level. With this in mind, numerous fluctuations in the water level were estimated, some water drops could be relatively long-lasting, which could lead to the formation of fen (Fig. 9). At a depth of 173.5 cm (the beginning of 17th century AD), a clear human impact was documented, but the chemical composition of sediment doesn't show clearly changes. This may be a record of supplied terygenic material from catchment. Because of limnic environment of the sedimentation they are enriched of sulphide elements.

In palynological analyses, no unequivocal elements were found that would indicate a possible division into MCA and LIA. As noted by Philben et. al. (2014) the response of the water table to climate change is non-linear. This is due to ecohydrological feedback in the peat system. These authors also indicates that both events may have been insufficient to cause significant changes in the vegetation cover. For climate change to be observed in the wetland vegetation record, it must first affect groundwater levels. Such a change could change the balance between vascular plants and sphagnum (Philben et al., 2014).

In turn, as noted by De Vleeschouwer (et al., 2009) and Mauquoy et al. (2004) lower spring-summer temperatures and cold winters during the LIA may have influenced the periods of reduced peat accumulation. Lower spring-summer temperatures and cold winters, which caused freezing of the bog surface, could have affected the process of peat accumulation during the LIA. This change slowed down the primary productivity of the torsos (De Vleeschouwer et al., 2009; Mauquoy et al., 2004). The drop in temperature and the freezing of the bog/lake surface slowed down the primary productivity of the peat-forming

vegetation. As indicated by De Vleeschouwer et al. (2009), the share of soil dust in the formed sediments increases with the decrease in the rate of peat accumulation. However, in the STPI_{bio} profile, looking at the share of the finest fraction of inorganic material, no sudden increase in the share of very fine grains was documented.

As noted by Novenko et al. (2015, 2018) in the last 400-350 years, in the area of the central part of European Russia, there was an increased accumulation of peat, with a simultaneous decrease in humification, and a number of testate amoebae clusters were recorded, which indicates moist and acidic conditions. Deforestation led to higher surface runoff which resulted in an increase in local ground moisture, which led to the change of previously existing dry forests into peat-spruce forests (Lamentowicz et al., 2019; Słowiński et al. 2021; Słowiński et al. 2022). At that time, there is also a large influx of inorganic matter from the slopes, which is associated with deforestation for agriculture. Thus, in the area of central Western Russia in the last 400 years there has been a leap in the development of agriculture (Novenko et al. 2009, 2015, 2018).

In turn, the coldest periods of the LIA in the East European Plain were in the second half of the 17th century according to Klimenko and Sleptsov, (2003) and Klimenko and Solomina (2010). The minimum values of the reconstructed average July temperatures occurred in 1640-1750 AD (see Mazei et al., 2020) during the formation of the accumulative fan in Serteya began. At a similar time the highest rate of macro-charcoal deposition took place. This is related to forest fires that have also been detected in the Serteya region, which could potentially be related to a wider phenomenon. Going further, Lamentowicz et al. (2009) recorded a climatic disturbance zone between 1650 and 1700-1900 AD, which also corresponds to the formation of studied accumulative fan. They suggest that during this period there was a significant change to humid conditions, followed by a period of drought that is supposed to be associated with climate instability. Here, it is potentially related to the central deluvium unit, but this is a far-reaching suggestion.

In 1670 AD, there was a significant and short-term decrease in *Picea* and *Pinus* in Serteya region, which is associated with the exploitation of timber during military conflicts (1654-1667 AD). At this time, a high water level in the Serteya Mire is recorded. In addition, the LIA was characterized by a cool and humid climate (Mroczkowska et. al., 2021), which corresponds well to the results presented in this paper. In the period between 1650 and 1700 AD, the beginning of the "extreme phase of the flood" took place in the area, which correlates with the age of overbank deposition in the Serteyka River Valley. This phase ended around 1800 AD.

After 1750 AD, a shift towards warmer and drier conditions is evident. There are isolated episodes of heavy rains. At the same time, indirect evidence of increased leaching from deforested areas has been documented. There is also a decrease in the level of groundwater. Between 1830 and 1850 AD, there is a local decline in the number of cultivated plants. They have been replaced by ruderal vegetation. Drying of the peat bog is also noted in the region (Mroczkowska et al., 2021).

The changes recorded in the STPII_{bio} core refer only to local changes. It shows that the influence of the slope system is too high to correspond with the paleoevidence of STPI_{bio}, however, thanks to STPII_{bio}, it is noted that the slope system has been very dynamic over the

last hundreds of years. In addition, based on STPII_{bio}, the changes taking place within the shoreline of the lake itself are visible.

5.2. The impact of global climatic fluctuations on palaeoenvironmental changes in the East European Plain

The study area is located in Eastern Europe in the zone of contact between continental and transitional climate. The local climate could be susceptible to changes in the paleoclimatic regime - the NAO circulation. However climate events that are associated with NAO fluctuations may be less significant in Eastern Europe than in Western Europe (see Mroczkowska et al. 2021 and references within). Western and eastern types of NAO can have different effects on precipitation and temperatures across the continent.

As mentioned earlier, MWP lasted from about 800 to 1300 CE. in the northern hemisphere. In the research area MWP can be indicated that it lasted from 1320 to 1400 AD. The shift in dates may be due to the fact that the study area is far from the seas, which makes the climatic conditions different from those in other parts of Europe. NAO circulation was positive at that time (Trouet et al. 2009; Perșoiu and Perșoiu 2019). Perșoiu and Perșoiu (2019) indicate that the MWP in Romania was predominantly wet, which resulted from the northward penetration of Mediterranean cyclones during the positive phase of the NAO. As shown in this paper, during the MWP, the climate in the Serteya region showed wetter phases that alternated with drier phases. During this period, the study area experienced drier conditions, fires occurred, and the lake turned into a peat bog of poor condition. This may indicate that the air masses flowing over eastern Europe lost moisture along the way and caused drier conditions in this region of Europe. As pointed out by Trouet et al. (2009) a positive NAO phase for MWP is associated with dominant La Niña-like conditions. In eastern Finland, the MWP was characterized by warm and dry summer conditions (Luoto and Helama 2010).

In addition, the studies did not document the several hundred years of drought per MWP that occurred in many places in Europe, including eastern Finland. As demonstrated by Luoto and Helama (2010), this event can be correlated with the global El Niño-Southern Oscillation drought. Moreover, the MWP coincides with the long-term maximum of solar activity (Jirikowic and Damon 1994). However, in the case of the Serteya region, this convergence does not occur, indicating that "terrestrial" factors are responsible for climate change. As noted by Helam et al. (2009) the emergence of MWP could be related to internal forcing, such as thermohaline circulation.

As indicated by Jones and Mann (2004), the 15th, 17th and 19th centuries were the coldest centuries in the last hundreds of years, which may be related to the NAO phenomenon. At the same time, Perșoiu and Perșoiu (2019 – further literature there) noticed that there was a sharp increase in the number of floods in the area from Western Europe, through Central Europe, to Eastern Europe during the LIA. It was noted that the increase in the number of floods in Western Europe was due to increased rainfall. In turn, in Eastern Europe, advection and local strong summer thunderstorms were responsible for this state of affairs. The documented overbank deposits fit perfectly into the continental and climatic

pattern. Moreover, the LIA period coincides with the Bond event No. 0 and simultaneously with the negative NAO phase (Bond 2001; Trouet et al. 2009).

Lower temperatures during the LIA were also recorded in eastern Finland, where a wetter climate has also been documented (Luoto and Helama (2010). Research (Luoto and Helama (2010) also showed that in eastern Finland there was no continuous increase in precipitation.

The beginning of the accumulative fan development (second half of the 17th century) coincides with the Maunder Minimum (1645-1715 AD), i.e. with the lowest activity of the Sun during the LIA. The formation of the middle deluvium (from 1803±23 to 1827±17 AD after Ginter et al. 2023) coincides with the Dalton Minimum (1790-1830 AD). In turn, the development of the upper deluvium (from 1841±14 to 1859±14 AD after Ginter et al. 2023) coincides with the maximum extent of the mountain glaciers in the Alps during the LIA (1850-1860 AD) (Holzhaiser 1982; Zasadni 2007).

5.3. Human influence and palaeoenvironmental factors of slope processes in the East European Plain

A clear increase in human activity in Serteya (increase in the share of pollen from cereals and ruderal plants) has been recorded since about 1300 AD (Wieckowska-Lüth et al., 2021). Strong deforestation of the area around the river valley, documented in the top of the investigated biogenic core, resulted in increased surface runoff. This led to the fact that more water was getting to the valley floor, which resulted in a further increase in flooding, its strength - this was recorded in overbank sediments in the distal zone of the studied fan. Increase in non-tree pollen since 1350 AD in the Valdai Highlands suggests the expansion of cultivated areas (Mazei et al., 2020), which is consistent with the results for the Serteya region. It is worth noting that in the mid-14th century this area became a part of the Grand Duchy of Lithuania (Шабульдо, 1987).

At the same time, geological mapping show that deluvial (slope wash) deposits lie directly on the overbank deposits. This proves further increased surface runoff, which occurred in favourable environmental conditions, i.e. as a result of frequent and prolonged rainfall. One of the elements conducive to slope processes was also the vegetation cover, and in fact the lack of dense vegetation cover on the slopes and in the upland area (lack of trees, intensification of cultivation). An additional stimulus intensifying the erosion processes on the slopes was properly conducted ploughing, which allowed an intensification of erosion (see Piech et al., 2020).

The previously mentioned remains of ruderal plants, as well as the remains of periodically cultivated plants, testify to the intensive agricultural activity carried out on the plateau. Further overbank deposits were accumulated on lower unit of slope sediments. The flooding must have persisted for a long time, as evidence of a shallow eutrophic reservoir was found in the macroremains of this layer, which over time developed into a wetland. At a similar time, a lithological change occurred in the STPII profile - the middle deluvium unit layer began to form, which was determined to be the result of intensive agricultural activity (Ginter et. al., 2023).

Since the 15th century AD, increasing human impact on the environment and increased soil erosion have been noticed in the northern part of the Central Russian Upland (Novenko et al., 2012). In the years 1510 AD and in 1560 AD in the nearby peat bog, the presence of charcoal indicative of fires is noted. This may indicate widespread, large fires in the Serteya region (Mroczkowska et. al., 2021). Intensification of human activity since the 16th century AD, including agricultural activity, has taken place in Central Russia (Belayev et al., 2004). In the Central Russian Upland, over the last 500 years, there has been a decrease in surface humidity due to the lowering of the groundwater level (Novenko et al., 2017). From the 17th century AD, the landscape opened up in the European part of Russia (Novenko et al., 2017 – further literature there). Moreover, intensive soil erosion in this area was initiated by increasing human impact, including agricultural activity from the 17th century AD. This situation resulted in the formation of particular geomorphological forms, e.g. gullies and slope covers (Golosov, 2002; Golosov et al., 2017). In the period 1720-1850 AD, an increase in the proportion of cultivated pollen and weeds was observed in the nearby peat bog (Mroczkowska et al., 2021).

Lower deluvia could have been formed as a result of on-snow accumulation, hydrated sediment (mudflows), or sheet accumulation diffuse surface-flow, and that later bending of the layers could have arisen due to density changes (Ginter et al., 2023; Piech et al., 2018) – i.e. niveo-colluvial deposits. According to Butakov et al. (2000) one of the most important factors causing gully erosion in the Russian Plain area is surface runoff formed during thaws. Deposits of lower part of accumulative fan could be deposited on the snow and/or frozen surface.

Increasing deforestation process of the Serteya area during 16th- 18th century AD. has been well documented (Łuców et al., 2020; Piech et al., 2018; Tarasov et al., 2019). Forest exploitation caused a very large decrease in the share of spruce in the stand in the 70s of the 18th century AD (Łuców et al., 2020). Intense human activity led to increased erosion of slopes also in the Moscow region in 1696-1796 AD. The next phase of the increase in the cultivation area took place there in the 18th century, and the maximum area of arable land was recorded at the end of the 19th century AD. Additionally, in the southern part of the East European Plain, agricultural areas reached maximum at the beginning of the 19th century AD (Golosov et al., 2017; Sidorchuk et al. 2006). At that time, the top of the upper deluvium was formed, and then the tillage diamicton, which is associated with the direct impact of agricultural activity. In 1861 AD, there was a land reform in Russian Empire, which resulted in the cultivation of previously unsuitable areas and areas with steep slopes. As a result, erosion processes intensified (Golosov et al., 2017). Successive deforestation could lead to the next phases of slope erosion. As a result of intensive agricultural use of the Maly Kazgulak valley catchment (Stavropol Upland, European southern Russia), slope erosion and aggradation of the entire valley floor have occurred in the last 150 years (Belyaev et al., 2005).

The potential increase in the number of floods and the number and intensity of rains may be caused by the wet phase of the LIA. At the same time (middle period of the 19th century AD), stratified upper deluvium unit were formed. This unit was created in relatively stable environmental conditions (moderate rains and moderately intensive agriculture, possibly three-field or crop rotation) (cf. Ginter et al., 2023; Piech 2021; Piech et al., 2020).

The last phase was the development of tillage diamicton, which was formed as a result of the mixing of the upper layers of the upper deluvium unit as a result of agricultural activity carried out directly on the studied accumulative fan (Ginter et al., 2023; Piech et al., 2018, 2020). Between 1850 and 1890 AD, there is a noticeable rise in the groundwater level. An increase in plant pollen associated with human activity is also recorded associated with the land reform of 1861 AD (Mroczkowska et. al., 2021). Tillage diamicton is being studied of a similar age. In the adjacent bog, it is noticeable that the climate has become more seasonal, with a greater difference in precipitation and a greater annual temperature amplitude. An increase in the amount of clastic material is noted there too (Mroczkowska et. al., 2021). As noted by Golosov and Belyaev (2017), most of the gullies currently found in forests were created during the periods of crop expansion. Palaeogeographic studies conducted in central Russia have shown that from the end of the 19th century to the beginning of the 20th century AD, aggradation of river channels took place, which was the result of the supply of material from the erosion of the slopes (Golosov, 2006). As indicated by Litvin et al. (2003) due to intensive agricultural activity and deforestation, most of the gullies in the Russian Plain have formed in the last 300-400 years.

Conclusions

Despite the close location of the two biogenic cores, it was noticed that they are different in terms of geochemistry, sedimentology and macroremains. The MCA and LIA palaeoenvironmental fluctuations, which were recorded in geochemical and paleoecological analyses, are listed here. An important phase was the transformation of the lake into a fen, which is associated with the MCA period, with higher human impact and a palaeofires record. Another important gap was the complete regression of the lake and the change of the lake system into a fluvial one. At the same time, there was a very high human impact on the environment, including deforestation and intense agriculture. An important issue was the record of overbank deposition, which testify to the increased flood intensity, that correlates with the documented phase of flooding in the region.

Based on the above results, it can be concluded that the primary factor of the intense gully erosion is human activity, which caused: deforestation, increase in the area of agricultural fields, frequent fires, fluctuations of ground water circulation. The secondary role here is the development of villages and cities, the way of cultivating fields. The second factor is climate change, i.e. increased rainfall, heavy storms, natural fires mostly during MCA and LIA transition. It can therefore be correlated that the development of the Serteya gully system arose simultaneously with many similar relief forms, both in the East European Plain and in Central Europe.

Acknowledgements:

The palaeoecological research was supported by grants from the National Science Centre, Poland No. 2017/25/B/HS3/00274 and 2021/41/B/HS3/00042.

References

- Abramov LS (1972) Opisaniyaprirodynasheystrany: Razvitiyefiziko-geograficheskikhharakteristik. *Mysl'*. Moskva.
- Alexanderson H, Bernhardson M (2019) Late glacial and Holocene sand drift northern Götaland and Värmland, Sweden: sediments and ages. *GFF* 141. DOI: 10.1080/11035897.2019.1582559.
- Antczak-Orlewska O, Okupny D, Pawłowski D., et al. (2023). The environmental history of the oxbow in the Luciąża River Valley – Study on the specific microclimate Turing Allerød and Younger Dryas in central Poland. *Quaternary International* 644-645: 178–195.
- Bednorz E, Czernecki B, Tomczyk AM, et al. (2019) If not NAO then what? – regional circulation patterns governing summer air temperatures in Poland. *Theoretical and Applied Climatology* 136: 1325–1337.
- Belyaev VR, Eremenko EA, Panin AV, et al. (2005) Stages of Late Holocene gully development in the Central Russian Plain. *International Journal of Sediment Research* 20(3): 224–232.
- Belyaev VR, Garankina EV, Shorkunov IG, et al. (2020) Holocene erosion and deposition within a small catchment of the northeastern Borisoglebsk Upland (Central European Russia). In: *The 5th International Conference “Ecosystem dynamics in the Holocene”*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 438. DOI:10.1088/1755-1315/438/1/012002.
- Benkova VE, Schweingruber FH (2004) *Anatomy of Russian Woods*. Haupt Verlag, Wien.
- Bengtsson L and Enell M (1986) Chemical analysis. In: Berglund BE (eds) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Paleohydrology*. Chichester: John Wiley&Sons Ltd., pp.423–451.
- Berggren G (1969) *Atlas of seeds and small fruits of Northwest-European plant species with morphological descriptions. Part 2 Cyperaceae*. Swedish National Science Research Council, Stockholm, pp. 68.
- Berglund BE and Ralska-Jasiewiczowa M (1986) Pollen Analysis and Pollen Diagrams. In: Berglund BE (eds.) *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*, John Wiley and Sons Press, Chichester, pp.455–484.
- Beug H-J (2004) Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, pp. 542.

- Bjerring R, Becares E, Declerck S, et al. (2009) Subfossil Cladocera in relation to contemporary environmental variables in 54 Pan-European lakes. *Freshwater Biology* 54(11): 2401–2417.
- Blott S, Pye K (2001) Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landform* 26: 1237–1248.
- Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. (1997) A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science* 278(5341): 1257–1266.
- Borówka RK (1992) *Przebieg i rozmiary denudacji w obrębie śródwysoczyznowych basenów sedymentacyjnych podczas późnego vistulianu i holocenu*. Wyd. Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza, seria Geografia 54.
- Bradley RS and Hughes MK, Diaz HF (2003) Climate in Medieval Time. *Science* 302(5644): 404–405.
- Brázdil R and Dobrovolný P (2010) Historical Climate in Central Europe During the Last 500 Years. In: R. Przybylak et al. (ed.) 2010. *The Polish Climate in the European Context: An Historical Overview*. Springer Science+Business Media B.V. DOI 10.1007/978-90-481-3167-9_2.
- Bronk Ramsey C (2008) Deposition models for chronological records. *Quaternary Science Review*. 27(1–2): 42–60.
- Bronk Ramsey C (2009) Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates. *Radiocarbon* 51(1): 337–360. DOI: 10.2458/azu_js_rc.51.3494.
- Brooks SJ, Heiri O, Langdon PG (2007) *The identification and use of Palaearctic chironomidae larvae in palaeoecology*. London: Quaternary Research Association.
- Brown A (2009) Colluvial and alluvial response to land use change in Midland England: An integrated geoarchaeological approach. *Geomorphology* 108: 92–106.
- Butakov GP, Zorina EF, Nikol'skaya II, et al. (2000). Formirovanie antropogenno obslovlenного nailka na poimakh rek Russkoi ravniny. *Erozionnye i ruslovyeprocessy* 3: 52–62.
- Cappers R, Bekker R, Jans J (2006) *Digital seed atlas of the Netherlands*. Groningen, Barkhuis/Groningen University Library. pp. 502.
- Cherkinsky A, Culp RA, Dvoracek DK (2010) Status of the AMS facility at the University of Georgia. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 268(7–8): 867–870.
- Crombé P, Storme A, Cruz F, et al. (2019) Early Holocene slope erosion in the Scheldt basin (Belgium): Naturally and/or human induced. *Geomorphology* 337: 79–93.
- Deptuck ME, Piper DJW, Savoye B et al. (2008) Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. *Sedimentology* 55(4): 869–898.

- de Jong R, Schoning K, Björck S (2007) Increased aeolian activity during climatic regime shifts as recorded in a raised bog in south-west Sweden during the past 1700 years. *Climate of the Past Discussions* 3: 383–408.
- De Vleeschouwer F, Piotrowska N, Sikorski J, et al. (2009) Multiproxy evidence of ‘Little Ice Age’ palaeoenvironmental changes in a peat bog from northern Poland. *The Holocene* 19(4): 625–637.
- Dotterweich M (2005) High resolution reconstruction of a 1300 years old gully system in Northern Bavaria, Germany as a basis for modelling long term man induced landscape evolution. *The Holocene* 15: 994–1005.
- Dotterweich M (2008) The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment. *Geomorphology* 101: 192–208.
- Dotterweich M, Rodzik J, Zgłobicki W, et al. (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* 9: 50–62.
- Dreibrodt S, Lomax J, Nelle O, et al. (2010) Are mid-latitude slopes sensitive to climatic oscillations? Implications from an Early Holocene sequence of slope deposits and buried soils from eastern Germany. *Geomorphology* 122: 351–369.
- Dreibrodt S, Lubos C, Hofman R, et al. (2013) Holocene river and slope activity in the Visko Basin, Bosnia-Herzegovina – climate and land-use effects. *Journal of Quaternary Science* 28(6): 559–570.
- Erdtman, G (1960) The Acetolysis Method - A Revised Description. *Svensk Botanisk Tidskrift* 54: 561–564.
- Esper J, Cook ER, Schweingruber FH (2002) Low frequency signals in long tree-line chronologies for reconstructing past temperature variability. *Science* 295: 2250–2253.
- Folk RL, Ward W (1957) Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3–26.
- Forysiak J, Kadrow S, Noryśkiewicz AM, et al. (2021). The Environmental context of early Neolithic cultural transformation in the Targowisko settlement region (Southern Poland). *Sprawozdania Archeologiczne* 73(1): 177–201.
- Frey DG (1986) *Cladocera analysis*. Handbook of holocene palaeoecology and palaeohydrology. pp. 667–692.
- Ginter A, Piech W, Krąpiec M, et al. (2020) The age of deposition of accumulative fan sediments in Serteyka River Valley (Western Russia). *Limnology and Freshwater Biology* 4: 483–485. DOI:10.31951/2658-3518-2020-A-4-483.

- Ginter A, Piech W, Krapiec M, et al. (2023) Intense and quick land relief transformation in the Little Ice Age: the age of accumulative fan deposits in Serteyka River Valley (Western Russia). *Quaternary International* 644–645: 160–177.
- Golosov V (2002) Soil erosion and small river aggradation in Russia. In: *Proceedings of 12th ISCO Conference*, Beijing, 26–31 May 2002, pp. 154–159. Tsinghua University Press.
- Golosov V (2006) Influence of Different Factors on the Sediment Yield of the Oka Basin Rivers (Central Russia). *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems* (Proceedings of a Symposium Held in Dandee, UK, July 2006) vol. 306. IAHS Publ.: 28–36.
- Golosov V and Belyaev V (2017) *The Volga River Basin Report*. UNESCO International Sediment Initiative. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography.
- Golosov V, Ivanova N, Kurbanova S, et al. (2017) Influence of agricultural development and climate changes on the drainage valley density of the southern half of the Russian Plain. *International Journal of Sediment Research* 32(1): 60–72.
- Gorlach A, Kalm V, Hang T (2015) Thickness distribution of quaternary deposits in the formerly glaciated part of the East European plain. *Journal of Maps* 11(4): 625–635.
- Grimm EC (1987) CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences* 13: 13–35.
- Grimm EC (2003) TILIA and TILIA GRAPH, PC spreadsheet and graphic software for pollen data. *INQUA Working Group on Data Handling Methods Newsletter* 2003, 4: 5–7.
- Grimm EC (2013) Tiliav2.0.33. Illinois State Museum: Springfield, Illinois, USA.
- Heine K, Niller H-P, Nuber T, et al. (2005) Slope and valley sediments as evidence of deforestation and land-use in prehistoric and historic eastern Bavaria. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F Supplement* 139: 147–171.
- Heiri O, Lotter AF, Gerry Lemcke G (2001) Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101–110.
- Helama S, Meriläinen J, Tuomenvirta H (2009) Multi-centennial megadrought in northern Europe coincided with a global El Niño-Southern oscillation drought pattern during the medieval climate anomaly. *Geology* 37: 175–178.
- Holzhauser H (1982) Neuzeitliche Gletscherschwankungen. *Geographica Helvetica* 35, 115–126.
- Hsieh S, Ninard K, Uchman A, et al. (2023) Mammal tracks record anthropogenic environmental influence in late-Holocene Island Dunek of the European Sand Belt, Poland. *The Holocene* 33(1): 61–80. DOI: 10.1177/09596836221126130.

- Houben P, Schmidt M, Mauz B, Stobbe A, et al. (2012) Asynchronous Holocene colluvial and alluvial aggradation: A matter of hydrosedimentary connectivity. *The Holocene* 23(4): 544–555.
- Hughes MK, Diaz HF (1994) Was there a ‘medieval warm period’, and if so, where and when? *Climatic Change* 26: 109–142.
- Hurrell JW (1995) Decadal Trend in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269(5224): 676–679.
- Hurrell JW, van Loon H (1997) Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation. *Climatic Change* 36: 301–326.
- Jarašūnas G, Świtoniak M, Kinderiene I (2020) Dynamic of slope processes under changing land use conditions in young morainic landscapes, Western Lithuania. *International Agrophysics* 34: 43–55.
- Jaworski J (2018) Późnoglacialny i holoceński rozwój dolinek erozyjno-denudacyjnych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w krajobrazie młodoglacialnym Polski Północnej. *Wydawnictwo Naukowe Uniwersytetu Mikołaja Kopernika*. Toruń.
- Jędrysek MO, Krąpiec M, Skrzypek G, et al. (2003) Air-pollution effect and palaeotemperature scale versus $d^{13}C$ records in tree rings and in peat core (Southern Poland). *Water, Air, and Soil Pollution* 145: 359–75.
- Johnston ST (2000) The Cape Fold Belt and Syntaxis and the rotated Falkland Islands: dextral transpression tectonics along the southwestern margin of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences* 31(1): 51–63.
- Johnson SD, Flint S, Hinds D, De Ville Wickens H (2001) Anatomy, geometry and sequence stratigraphy of basin floor to slope turbidite systems, Tanqua Karoo, South Africa. *Sedimentology* 48: 987–1023.
- Jones PD, Mann ME (2004) Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42(2): 1–42.
- Karasiewicz T, Tobojko L, Świtoniak M, Milewska K, Tyszkowski S (2019) The morphogenesis of erosional Valley in the slopes of the Drwęca valley and the properties of their colluvial infills. *Bulletin of Geography. Physical Geography Series* 16: 5–20.
- Karpińska-Kołaczek M, Kołaczek P, Stachowicz-Rybka R (2014) Pathways of woodland succession under low human impact during the last 13,000 years in northeastern Poland. *Quat. Int.* 328: 196–212.
- Kittel P (2014) Slope deposits as an indicator of anthropopressure in the light of research in Central Poland. *Quaternary International* 324: 34–55.
- Kittel P (2015) The prehistoric human impact on slope development at the archaeological site in Smólsk (Kuyavian Lakeland). *Bulletin Of Geography. Physical Geography Series* 8: 107–122.

- Kittel P (2016) Badania geoarcheologiczne pokrywy stokowej na stanowisku archeologicznym Szynkielew 11, gm. Pabianice. *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica* 15: 25–35.
- Kittel P, Mazurkevich A, Dolbunova E, et al. (2018) Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 191–213.
- Kittel P, Mazurkevich A, Alexandrovskiy A, et al. (2020) Lacustrine, fluvial and slope deposits in the wetland shore area in Serteya, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 110: 103–124.
- Kittel P, Mazurkevich A, Wieckowska-Luth M, et al. (2021) On the border between land and water: The environmental conditions of the Neolithic occupation from 4,3 until 1.6 ka BC at Serteya, Western Russia. *Geoarchaeology* 36: 173–202.
- Kleber A, Terhorst B (2013) Mid-latitude slope deposit (cover beds). *Developments in Sedimentology* 66: 1–302.
- Klimenko VV, Sleptsov AM (2003) Multiproxy reconstruction of the climate of Eastern Europe during the last 2,000 years. *Izvestiya Russkogo Geograficheskogo Obshchestva* 6: 45–54 (in Russian).
- Klimenko V, Solomina O (2010) Climatic variations in the east European Plain during the last millennium: state of the art. In: Przybylak R, Majorowicz J, Brázdil R, Kejna M (eds) *The Polish Climate in the European Context: an Historical Overview*. Springer, pp.71–101.
- Kondracki J (1992) Fizycznogeograficzna regionalizacja Republik Litewskiej i Białoruskiej w układzie dziesiętnym. *Przegląd Geograficzny* 64(3–4): 341–346.
- Krajewska I (2008) Historia rozwoju jeziora Łukie na podstawie analizy subfosylnych szczątków Cladocera. *St. Limnol. Telmat.* 2(2): 55–62.
- Krąpiec M, Rakowski A, Huels M, et al. (2018) A new graphitization system for radiocarbon dating with AMS in the dendrochronological laboratory at AGH-UST Kraków. *Radiocarbon* 60(4): 1091–1100.
- Kul'kova MA, Mazurkevich AN, Dolukhanov PM (2001) Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina-Lovat area of North-western Russia. *Geochronometria* 20: 87–94.
- Kul'kova MA, Mazurkevich A, Gerasimov D (2015) Stone Age archaeological sites and environmental changes during the Holocene in the NW region of Russia. In: Harff J, Bailey G, Lüth F (eds) *Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf*. Geological Society, pp.27–50.
- Lamb HH (1965) The Elary Medieval Warm Epoch and its sequel. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 1: 13–37.
- Lamb HH (2005) Climate, history and the modern world. Second edition. *Routledge*: 1–410.

- Lang A (2003) Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena* 51: 209–221.
- Lamentowicz M, Cedro A, Gałka M, et al. (2008). Last millennium palaeoenvironmental changes from a Baltic bog (Poland) inferred from stable isotopes, pollen, plant macrofossils and testate amoebae. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 265: 93–106.
- Lamentowicz M, Milecka K, Gałka M, et al. (2009) Climate and human induced hydrological change since AD 800 in anombrotrophic mire in Pomerania (N Poland) tracked by testate amoebae, macrofossils, pollen, and tree rings of pine. *Boreas* 38(2): 214-229. DOI:10.1111/j.1502-3885.2008.00047.x.
- Lamentowicz M, Kołaczek P, Mauquoy D, Kittel, P., et al. (2019) Always on the tipping point – A search for signals of past societies and related peatland ecosystem critical transitions during the last 6500 years in N Poland. *Quaternary Science Reviews* 225: 105954.
- Leopold M, Völkel J (2007) Colluvium: Definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. *Quaternary International* 162-163: 133–150.
- Litvin LF, Zorina YeF, Sidorchuk AYu, et al. (2003) Erosion and sedimentation on the Russian Plain, part 1: contemporary processes. *Hydrol. Process.* 17: 3335–3346.
- Lityńska-Zajac M (2005) *Chwasty w uprawach roślinnych w pradziejach i wczesnym średniowieczu*. Instytut Archeologii Etnologii PAN.
- Lityńska-Zajac M, Nalepka D (2008) Średniowieczny świat roślin i pożywienie roślinne w świetle źródeł paleobotanicznych. In: Suchodolski S (ed.) *Źródła historyczne wydobywane z ziemi* (in Polish with English summary: Medieval World of Plants and Plant Food in the Light of Palaeobotanical Sources). Wydawnictwo Chronicon, Wrocław, 79–92.
- Luterbacher J, Dietrich D, Xoplaki E, et al. 2004. European seasonal and annual temperature variability, trends and extremes since 1500. *Science* 303: 1499–1503.
- Luoto TP and Helama S (2010) Palaeoclimatological and palaeolimnological records from fossil midges and tree-rings: the role of the North Atlantic Oscillation in eastern Finland through the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age. *Quaternary Science Reviews* 29: 2411–2423.
- Lüning S, Schulte L, Garcés-Pastor S, et al. (2019) The Medieval Climate Anomaly in the Mediterranean region. *American Geophysical Union*. DOI: 10.1029/2019PA003734.
- Łuców D, Lamentowicz M, Obremska M, et al. (2020) Disturbance and resilience of a Sphagnum peatland in western Russia (Western Dvina Lakeland) during the last 300 years: a multiproxy, high-resolution study. *The Holocene* 30(11): 1552–1566.
- Ma L, Wu J, Yu H, et al. (2011) The Medieval Warm Period and the Little Ice Age from a sediment record of Lake Ebinur, northwest China. *Boreas* 40: 518–524. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2010.00200.x. ISSN 0300-9483.

- Maasch KA, Mayewski PA, Rohling EJ, (2005) A 2000-year context for modern climate change. *Geografiska Annaler. Series A: Physical Geography* 87: 7–15.
- Majewski M (2017) Cechy uziarnienia deluwiów na tle osadów źródłowych na przykładzie zagłębień bezodpływowych w rejonie Łupawska (Pojezierze Zachodniopomorskie). *Acta Geographica Lodziensia* 106: 221–223.
- Mann ME, Zhang Z, Hughes MK, et al. (2008) Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105(36): 13252–13257.
- Mauquoy D, van Geel B, Blaauw, M, et al. (2004) Changes in solar activity and Holocene climatic shifts derived from 14C wiggle-match dated peat deposits. *The Holocene* 14: 45–52.
- Mazei YA, Tsyganov AN, Bobrovsky MV, et al. (2020) Peatland Development, Vegetation History, Climate Change and Human Activity in the Valdai Uplands (Central European Russia) During the Holocene: A Multi-Proxy Palaeoecological Study. *MDPI Diversity* 12(462): 1–25. DOI: 10.3390/d12120462.
- Mazurkevich AN, Korotkevich BN, Dolukhanov PM, et al. (2009a) Climate, subsistence and human movements in the Western Dvina – Lovat River Basins. *Quaternary International* 203(1–2): 52–66.
- Mazurkevich A, Hook D, Fassbinder J (2009b) Magnetometry and susceptibility prospection on neolithic-early Iron Age sites at Sertey, North-Western Russia. *ArcheoSciences Revue d'archéométrie, supplément* 33: 81–85.
- Mazurkevich AN, Dolbunova EV, Kulkova MA (2012) Pottery of the Upper Dvina region of the end of VIII–VI mil BC and raw sources for ceramics making. In: *Dynamics of landscape developing in early-middle Neolithic in Dnepr–Dvina region. Geomorphic Processes and Geoarchaeology: from Landscape Archaeology to Archaeotourism*. Moscow–Smolensk, Russia, 20–24 August 2012, pp.188–191. Universum Moscow–Smolensk.
- Mazurkevich A, Dolbunova E, Kittel P (2017) Multi-disciplinary research on the Neolithic pile-dwelling Serteya II site (Western Russia) and the landscape reconstruction. In: Marciak-Kajzer A, Andrzejewski A, Golański A, Rzepecki M (eds) *Nie tylko krzemienie – Not Only flints*. Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Łódzka Fundacja Badań Naukowych, Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich Oddział w Łodzi, Łódź, pp. 103–128.
- Mazurkevich A, Kittel P, Maigrot Y (2020) Natural and anthropogenic impact on the formation of archaeological layers in a Lake-shore area: case study from the Serteya II site, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 110: 81–102.
- McCafferty WP, Lugo-Ortiz CR (1997) Ephemeroptera. Nomina Insecta Nearctica. A Checklist of Insects of North America 4: 89–117.

- Miazga B (2017) *Zabytek archeologiczny jako nośnik informacji o przeszłości. Badania specjalistyczne śladów produkcji, użytkowania i depozycji artefaktów*. Instytut Archeologii, Uniwersytet Wrocławski, Wrocław.
- Miller BA, Juilleret J (2020) The colluvium and alluvium problem: Historical review and current state of definitions. *Earth-Science Reviews* 209: 103316. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103316.
- Mirek Z, Piękoś-Mirek H, et al. (2002) Flowering plants and pteridophytes of Poland. A checklist. *Krytyczna lista roślin naczyniowych Polski*. Instytut Botaniki im. W. Szafera, Polska Akademia Nauk, W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Mirosław-Grabowska J, Niska M, Sienkiewicz E (2009) Evolution of the palaeolake at Ruszkówek (central Poland) during the Eemian Interglacial based on isotope, cladoceran and diatom data. *J Paleolimnol* 42: 467. DOI: 10.1007/s10933-008-9297-0.
- Moore PD, Webb JA, and Collinson ME (1991) *Pollen analysis. 2nd ed. Blackwell Scientific Publications: Oxford*, pp: 216.
- Morellón M, Valero-Garcés B, González-Sampériz P (2011) Climate changes and human activities recorded in the sediments of Lake Estanya (NE Spain) during the Medieval Warm Period and Little Ice Age. *Journal of Paleolimnology* 46(3): 423–452.
- Moreno-Chamarro E, Zanchettin D, Lohmann K, et al. (2017) Winter amplification of the European Little Ice Age cooling by the subpolar gyre. *Scientific Reports* 7(9981): 1–8.
- Mroczkowska A, Kittel P, Marcisz K, et al. (2021) Small peatland with a big story: 600-year paleoecological and historical data from a kettle-hole peatland in Western Russia. *The Holocene* 31(11-12): 1761–1776.
- Mycielska-Dowgiałło E and Ludwikowska-Kędzia M (2011) Alternative interpretations of grain-size data from Quaternary deposits. *Geologos* 17(4): 189–203.
- Myślińska E (2010) *Laboratoryjne badania gruntów i gleb*. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa.
- Nalepka D and Walanus, A (2003) Data processing in pollen analysis. *Acta Palaeobot. Pol.* 43(1): 125–134.
- Notebaert B, Berger J-F, Brochier JL (2014) Characterization and quantification of Holocene colluvial and alluvial sediments in the Valdaine Region (southern France). *The Holocene* 24(10): 1320–1335.
- Novenko EY, Volkova EM, Nosova NB, et al. (2009) Late Glacial and Holocene landscape Dynamics in the southern taiga zone of East European Plain according to pollen and macrofossil records from the Central Forest State Reserve (Valdai Hills, Russia). *Quaternary International* 207(1-2): 93–103.

- Novenko EY, Volkova EM, Glasko MP, et al. (2012) Palaeoecological evidence for the Middle and late Holocene vegetation, climate and land use in the Upper Don River basin (Russia). *Vegetation History and Archaeobotany* 21 (4-5): 337–352.
- Novenko EY, Tsyganov AN, Volkova EM, et al. (2015). The Holocene paleoenvironmental history of central European Russia reconstructed from pollen, plant macrofossil, and testate amoeba analyses of the Klukva peatland, Tula region. *Quaternary Research* 83(3): 459–468.
- Novenko E, Zyuganova I, Volkova EM, Dyuzhova KV, et al. (2017) A 7000-year pollen and plant macrofossil record from the Mid-Russian Upland, European Russia: Vegetation history and human impact. *Quaternary International* 504: 1–10.
- Novenko EY, Tsyganov AN, Pisarchuk NM, et al. (2018) Forest history, peatland development and mid- to late Holocene environmental change in the southern taiga forest of central European Russia. *Quaternary Research* 89: 223–236.
- Novenko EY, Borisova OK, Mazei NG, et al. (2020) Palaeoenvironments of the Medieval warm period on the “Kaluzhskiye Zaseki” Nature Reserve (Central European Russia). In: *The 5th International Conference “Ecosystem dynamics in the Holocene”*. pp.1–10. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 438. DOI:10.1088/1755-1315/438/1/012020.
- Okupny D, Pawłowski D (2021). Elemental composition of biogenic sediments reveals palaeoclimatic changes during the Late Weichselian in a Central European river valley: A statistical approach. *Catena* 200: 105188.
- Olsen J, Anderson NJ, Knudsen MF (2012) Variability of the North Atlantic Oscillation over the past 5200 years. *Nature Geoscience* 5: 808–812.
- Ortega P, Lehner F, Swingedouw D, et al. (2015) A model-tested North Atlantic Oscillation reconstruction for the past millennium. *Nature* 523: 71–74.
- Økland KA, Økland J (2000) Freshwater bryozoans (Bryozoa) of Norway: Distribution and ecology of Cristatellamucedo and Paludicella articulate. *Hydrobiologia* 421 (1-3): 1–24.
- Palusziewicz R (2011) Erosional-denudational valleys and their significance for the reconstruction of the late glacial environmental conditions (The Drawsko Lakeland, NW Poland). *Quaestiones Geographicae* 30(3): 71–81.
- Panin AV, Fuzeina JN, Belyaev VR (2009) Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology* 1008(1–2): 71–91.
- Panin A, Fuzeina Y, Karevskaya I, Sheremetskaya E (2011) Mid-Holocene gullying indicating extreme hydroclimatic events in the Centre of the Russian Plain. *Geographica Polonica* 84(1): 95–115.
- Passegà R (1964) Grain-size representation by CM patterns as a geological tool. *Journal of Sedimentary Research* 4: 830–847.

- Passegia R Byramjee R (1969) Grain size image of clastic deposits. *Sedimentology* 13: 233–252.
- Pawlik Ł, Okupny D, Kroh P, Cybul P, Stachowicz-Rybka R, Sady-Bugajska A (2022) Changing natural conditions and their impact on the Mt. Śnieżnica landscape, Outer Western Carpathians - Reconstruction of the Holocene environment based on geochemical indices and radiocarbon dating. *Science of the Total Environment* 850: 158066.
- Pawłowski D (2014) Warunki ekologiczne rozwoju późnowistuliskiego zbiornika Koźmin Las w świetle analizy Cladocera. *Acta Geograph. Lodziensia* 102: 65–70.
- Pawłowski D, Borówka RK, Kowalewski GA, Luoto TP, Milecka K, Nevalainen , Okupny D, Tomkowiak J, Zieliński T (2016) Late Weichselian and Holocene record of the paleoenvironmental changes in a small river valley in Central Poland. *Quaternary Science Reviews* 135: 24–40.
- Perșoiu I and Perșoiu, A. (2019). Flood events in Transylvania during the Medieval Warm Period and the Little Ice Age. *The Holocene* 29(1): 85–96.
- Philben M, Kaiser K, Benner R (2014) Biochemical evidence for mineral vegetation change in peatlands of the West Siberian Lowland during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 119: 808–825.
- Piech W, Kittel P, Mazurkevich A, et al. (2018) Cechy sedymentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Serteki (Zachodnia Rosja). *Acta Geographica Lodziensia* 107: 215–238.
- Piech W, Kittel P, Mazurkevich A, et al. (2020a) Morphological characteristics of the erosion cuts system (gullies system) in the Serteyka River Valley, Western Russia. In: Mlynarczyk (eds) *Środowisko przyrodnicze jako obszar badań*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe Poznań, pp. 183–198.
- Piech W, Kittel P, Ginter A (2020b) Palaeoenvironmental development of the accumulative fan in Western Russia from the Little Ice Age to the present time. In: *Conference paper: EGU General Assembly*, Vienna, Austria, 4–8 May 2020, 1–2. DOI: 10.5194/egusphere-egu2020-1097.
- Piech W (2021) Sedimentological features and depositional conditions of accumulative fans in the lower Serteyka River Valley, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 111: 159–188. DOI: 10.26485/AGL/2021/111/11.
- Pinta M (1977) Absorpcyjna spektrometria atomowa. Zastosowanie w analizie chemicznej. PWN: 1–658.

- Płociennik M, Mroczkowska A, Pawłowski D, et al. (2022) Summer temperature drives the lake ecosystem during the Late Weichselian and Holocene in Eastern Europe: A case study from East European Plain. *Catena* 214: 106206.
- Poesen J, Nachtergael J, Verstraeten G, et al. (2003) Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena* 50: 91–133.
- Reiß S, Drebrodt S, Lubos CCM, et al. (2009) Land use history and historical soil erosion AT Albersdorf (northern Germany) – Ceased agricultural land use after the pre-historical period. *Catena* 77: 107–118.
- Reille M (1992) Pollen et Spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de Botanique et Palynologie, Marseille, pp: 446.
- Reimer PJ, Austin WE, Bard E, et al. (2020). The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 calkBP). *Radiocarbon*, 62(4): 725–757.
- Schweingruber FH (1978) Mikroskopische Holzanatomie [Microscopic wood anatomy]. *Kommissionsverlag Zürcher AG*, Zug. (in German)
- Scott AC, Cripps J, Nichols G, et al. (2000) The taphonomy of charcoal following a recent heathland fire and some implications for the interpretation of fossil charcoal deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 164: 1–31.
- Scott AC (2010) Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 291: 11–39.
- Scott AC and Glasspool IJ (2007) Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. *International Journal of Coal Geology* 70, 53–66.
- Shindell DT, Schmidt GA, Mann ME, Rind D., et al. (2001) Solar forcing of regional climate change during the Maunder Minimum. *Science* 294: 2149–2152.
- Sidorchuk A, Litvin L, Golosov V, et al. (2006) European Russia and Byelorus. In: Boardman J and Poesen J (eds), *Soil Erosion in Europe*. John Wiley& Sons, pp.73–93.
- Sly P, Thomas RL, Pelletier BR (1983) Interpretation of moment measures derived from water-lain sediments. *Sedimentology* 30: 219–233.
- Słowiński M, Brauer A, Guzowski P, et al. (2021) The role of Medieval road operation on cultural landscape transformation. *Scientific Reports* 11: 20876.
- Słowiński M, Obremska M, Avirmed D, et al. (2022) Fires, vegetation, and human-The history of critical transitions during the last 1000 years in Northeastern Mongolia. *Science of The Total Environment* 838, 155660.
- Smolska E (2003) Cechy deluwiów na przykładzie osadów stokowych pagórka w okolicy Łopuchowa na Pojezierzu Suwalskim. *Pracei Studia Geograficzne* 33: 45–57.
- Smolska E (2005) *Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego)*. Wydział Geografii Studiów Regionalnych UW, Warszawa.

- Soms J (2011) Development and morphology of gullies in the river Daugava Valley, South-Eastern Latvia. *Landform Analysis* 17: 183–192.
- Шабульдо ФМ (1987) Земли Юго-Западной Руси в составе Великого княжества Литовского. — Киев: Науковадумка.
- Szeroczyńska K, Zawisza E (2007) Paleolimnologia–historia rozwoju jezior w Polsce w świetle badań fauny wioślarek. *Stud. Limnol. Telmat.* 1(1): 51–59.
- Szeroczyńska K and Sarmaja-Korjonen K (2007) *Atlas of subfossil Cladocera from central and northern Europe*. Friends of the Lower Vistula Society.
- Szmańda J (2009) Próba interpretacji litodynamicznej warunków sedymentacji litofacji aluwiów pozakorytowych Dunaju w Bratysławie (Słowacja). *Seria Geograficzna* 5(88): 536–552.
- Szmańda J (2010) Litodynamiczna interpretacja środowiska fluwialnego na podstawie wskaźników uziarnienia – przegląd wybranych metod. *Landform Analysis* 12: 109–126.
- Szmańda, J (2011) Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwiów pozakorytowych. *Landform Analysis* 18: 3–97.
- Szwarczewski P, Rogóż-Matyszczak A, Zbucki Ł (2020) Morphological and geochemical record of historical erosion on the example of small alluvial and deluvial fans accumulated on the Bug River terraces in the Neple area (Podlasie Lowland, eastern Poland). *Baltica* 3: 1–10.
- Tarasov PE, Savelieva LA, Long T, et al. (2019) Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia. *Quaternary International* 516: 21–41.
- Teisseyre A (1991) The Deluvial (Slopewash) System: A Proposal. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences, Earth Sciences* 39: 381–388.
- Trouet V, Esper J, Graham NE, Baker A, et al. (2009) Persistent Positive North Atlantic Oscillation Mode Dominated the Medieval Climate Anomaly. *Science* 324: 78–80.
- Tsyganov AN, Kupriyanov DA, Babeshko KV, et al. (2019) Autogenic and allogenic factors affecting development of a floating Sphagnum-dominated peat mat in a karst pond basin. *The Holocene* 29: 120–129.
- Twardy J (1995) Dynamika denudacji holocenej strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziensia* 89: 1–213.
- Twardy J (2008) *Transformacja rzeźby centralnej części Polski Środkowej w warunkach antropopresji*. Wyd. UŁ, Łódź.
- Twardy J (2011) Influences of man and climate changes on relief and geological structure transformation in Central Poland since the Neolithic. *Geographia Polonica* 84: 163–178.
- Twardy J (2017) Holońska ewolucja niecek i dolin denudacyjnych w okolicach Łodzi w świetle dotychczasowych badań. *Acta Geographica Lodziensia* 106: 17–30.

- Twardy J, Klimek K (2008). Współczesna ewolucja strefy staroglacjalnej Niżu Polskiego. In: Starkel L, Kostrzewski A, Kotarba A, Krzemień K (eds) *Współczesne przemiany rzeźby Polski*. SGP, IGiPZ PAN, IGiGP UJ, Kraków, pp. 229–270.
- Tylmann W, Łysek K, Kinder M, Pempkowiak J (2011). Regional pattern of heavy metals content in lake sediments in Northeastern Poland. *Water, Air, & Soil Pollution* 216: 217–228.
- van der Linden M, van Geel B (2006) Late Holocene climate change and human impact recorded in a south Swedish ombrotrophic peat bog. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 240: 649–667.
- Vanwalleghem T, Bork HR, Poesen J, et al. (2006) Prehistoric and Roman gullyling in the European loess belt: a case study from central Belgium. *The Holocene* 16: 393–401.
- Velichkevich FYu, Zastawniak E (2006) *Atlas of Pleistocene vascular plant macroremains of Central and Eastern Europe, Part I – Pteridophytes and monocotyledons*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Cracow, pp. 224.
- VelichkevichFYu, Zastawniak E (2008) *Atlas of vascular plant macroremains from the Pleistocene of central and eastern Europe, Part II – Herbaceous dicotyledons*. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Cracow.
- Velichko AA, Faustova MA, PisarevaVV, et al. (2011) Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology. *Developments in Quaternary Science* 15: 337–359.
- Vleeschouwer FD, Piotrowska N, Sikorski J, et al. (2009) Multiproxy evidence of ‘Little Ice Age’ palaeoenvironmental changes in a peat bog from northern Poland. *The Holocene* 19(4): 625–637.
- Więckowska-Lüth M, Thiebaut E, Gauthier E, et al. (2021) The palaeoenvironment and settlement history of a lakeshore setting: an interdisciplinary study from the multi-layered archaeological site of Serteya II, Western Russia. *Journal of Archaeological Science: Reports* 40: 103219.
- Whitlock C and Larsen C (2002) Charcoal as a Fire Proxy. In: Smol JP, Birks HJB, Last WM, Bradley RS, Alverson K (eds) *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research*, vol 3. Springer, Dordrecht, pp. 75–97.
- Xoplaki E, Luterbacher J, Paeth H, et al. (2005) European spring and autumn temperature variability and change of extremes over the last half millennium. *Geophysical Research Letters* 32(15): 1–4.
- Zasadni J (2007) The Little Ice Age in the Alps: Its record in glacial deposits and rock Glacier formation. *Studia Geomorphologica Carpatho-Bapcanica* 41: 117–137.
- Zgłobicki W, Rodzik J, Superson J, et al. (2014) Phases of gully erosion in the Lublin Upland and Roztocze region. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B* 69(1): 149–162.

- Zolitschka B, Behre K-E, Schneider J (2003) Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives – examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. *Quaternary Science Reviews* 22: 81–100.
- www.pogodaiklimat.ru (18.10.2020).
- <https://pl.climate-data.org/azja/rosja/obwod-smolenski/велиж-19386/#climate-table> (18.10.2020).

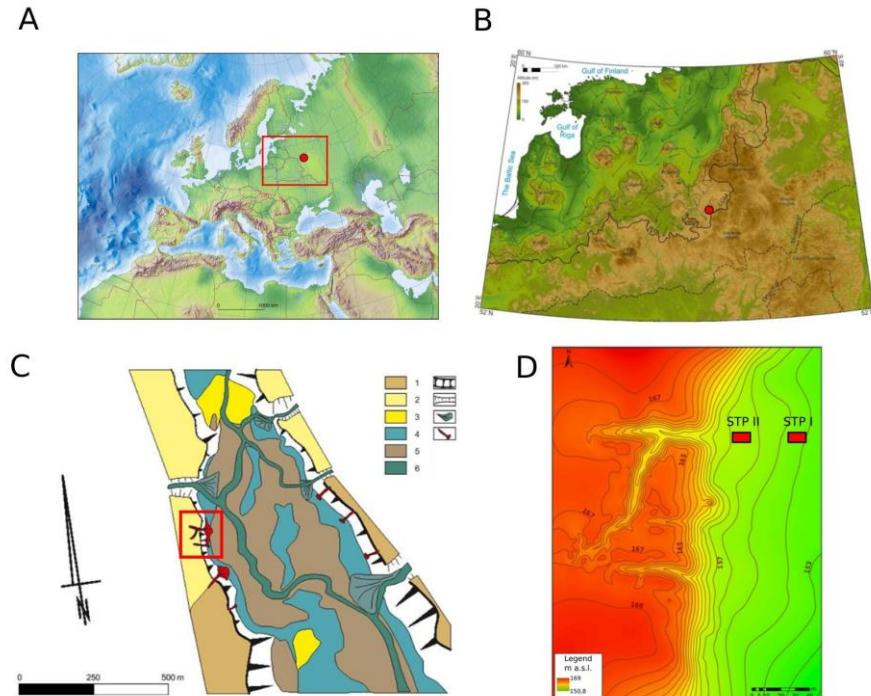


Fig. 1. A: Location of the research area; B: Study area against the background of the maximum extent of the Valdai glaciation (Gorlach et al., 2015); C: Geomorphological map of the study area Kittel et al. (2018). 1 – moraine plateau; 2 – glaciofluvial plain; 3 – crevasse fills; 4 – kames and kame terraces; 5- biogenic plains; 6 – flood plain; 7 – tunnel valley; 8 – valley slopes; 9 – alluvial fans; 10 – gullies and erosional cuts with accumulative fans; D: Hypsometric map of the gullies ‘system and accumulative fan after Piech et al. (2020a). STP I - geological outcrop in the distal part of the accumulative fan; STP II - geological outcrop in the central part of the accumulative fan

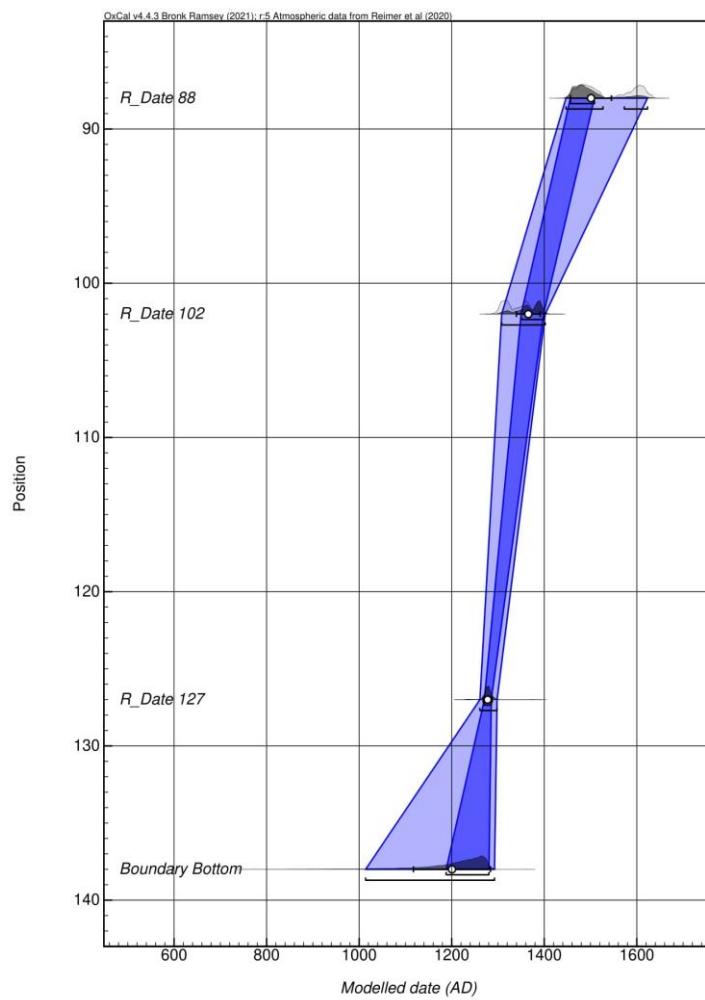


Fig. 2. Depth/age model for the deposits from STP Ibio core

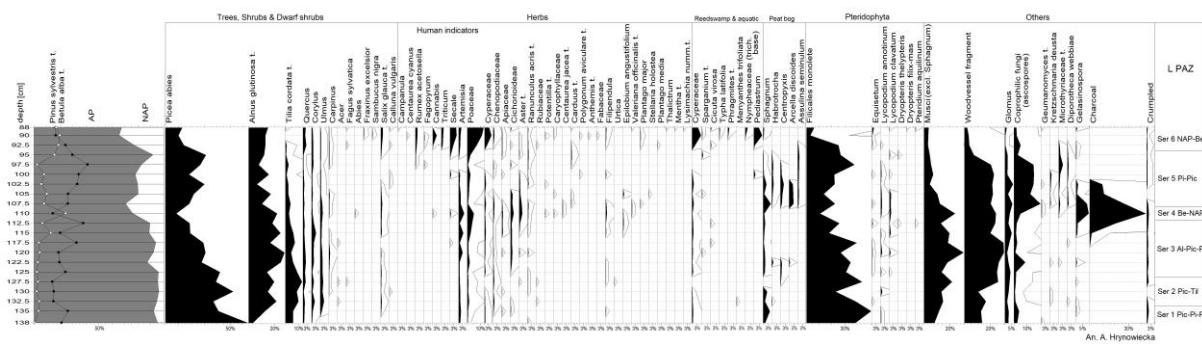


Fig. 3. Pollen stratigraphic diagram of STPIbio core

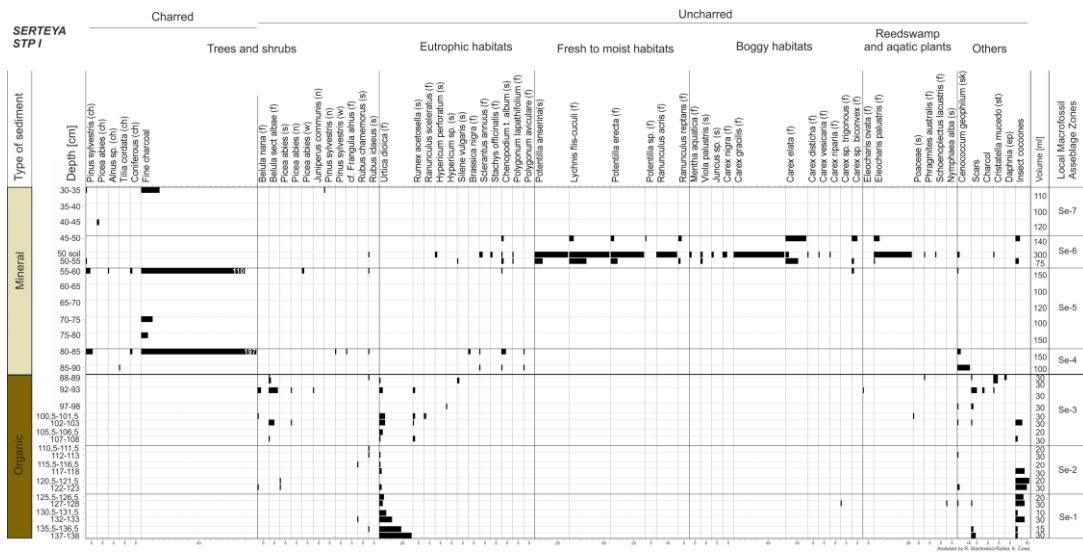


Fig. 4. Plant macroremains of STPIbio core

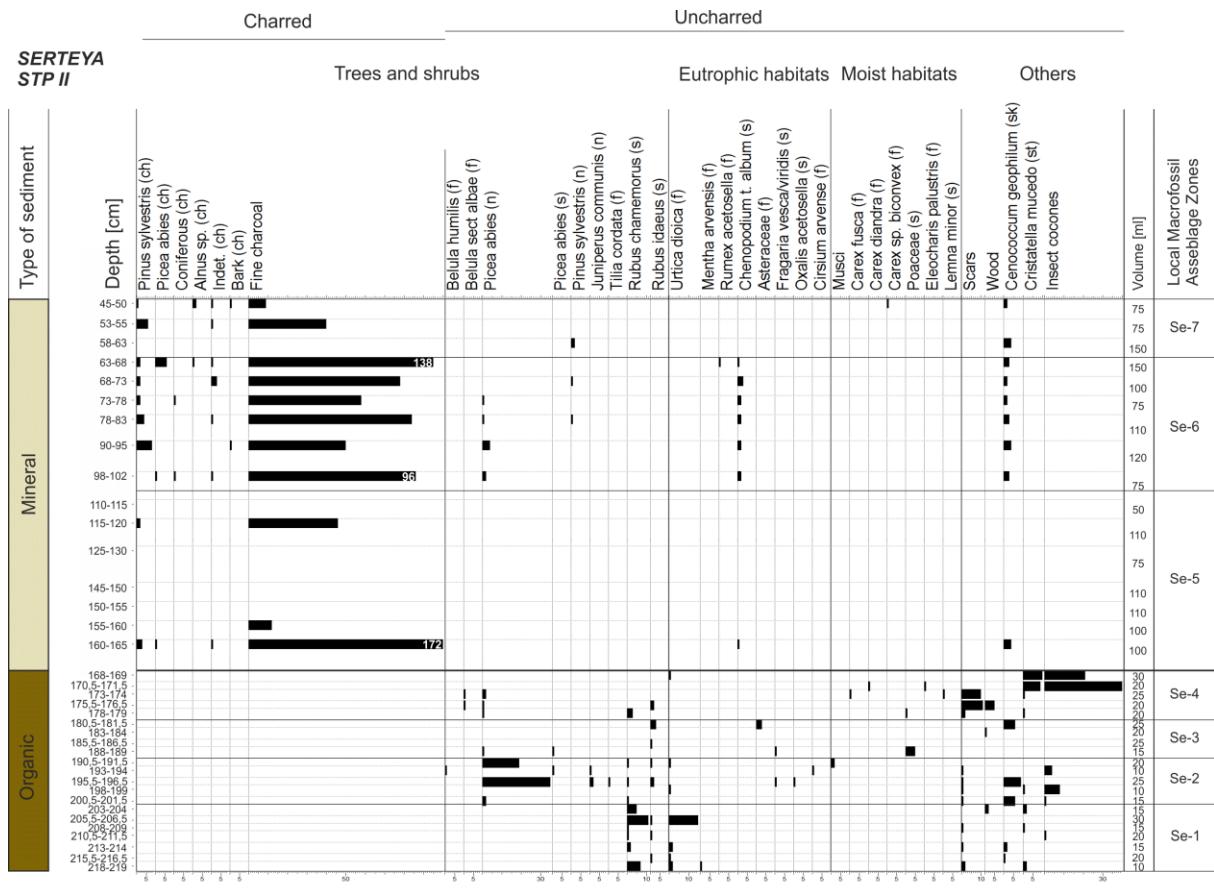


Fig. 5. Plant macroremains of STPIIbio core

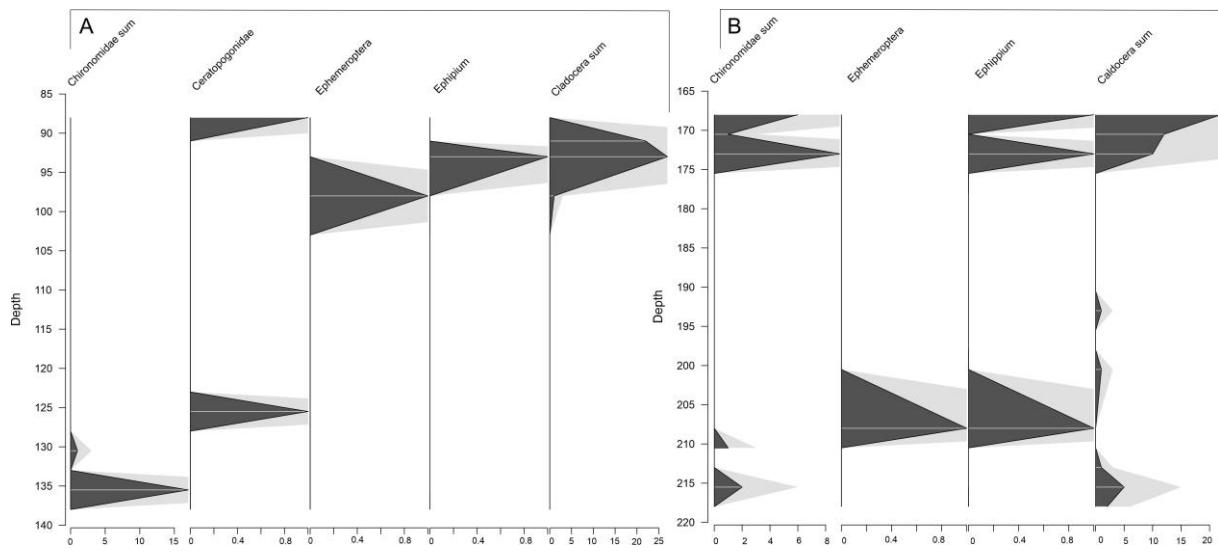


Fig. 6. Chironomidae and Cladocera stratigraphic diagram of STPIbio (A) and STPIIibio core (B)

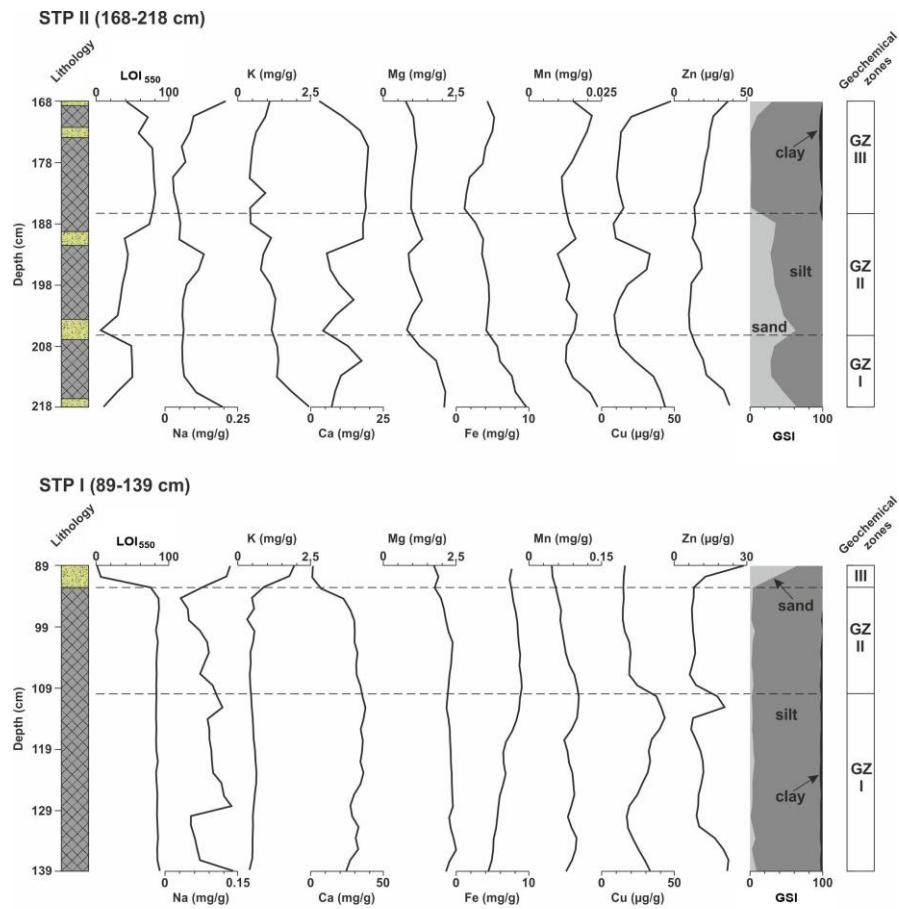
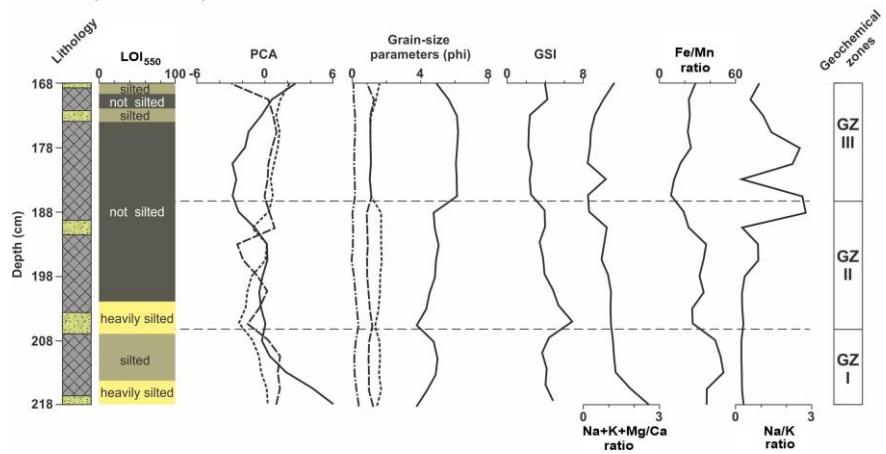


Fig. 7. Geochemical and sedimentological features of STPIbio and STPIIibio cores

STP II (168-218 cm)



STP I (89-139 cm)

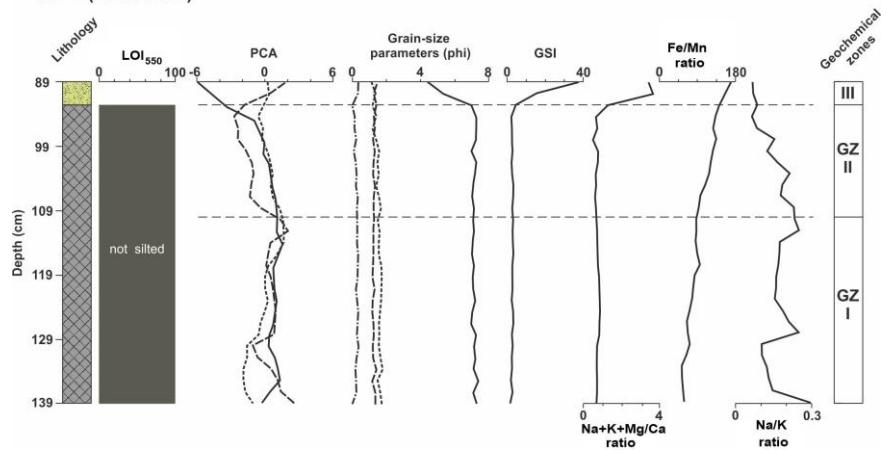


Fig. 8. Selected geochemical and sedimentological indicators of STPIIbio and STPIIibio

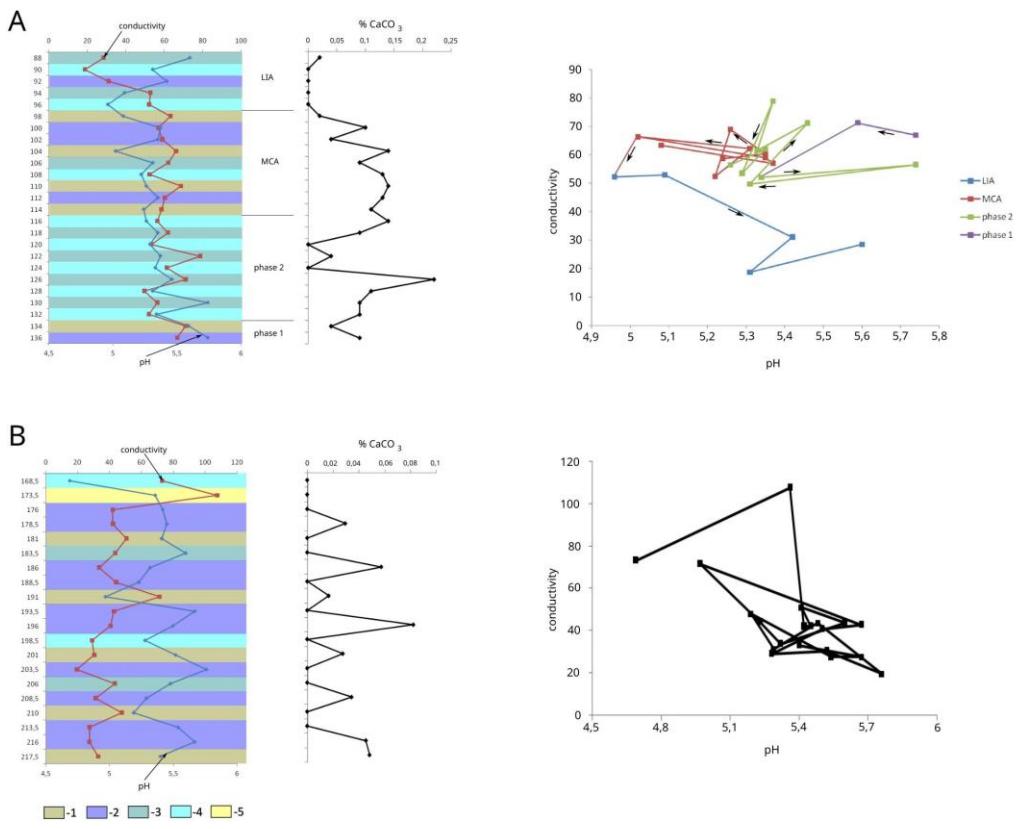


Fig. 9. Graphs of pH and conductivity against the lake's water supply types and %CaCO₃ graph for STPIIbio (A) and STPIIibio (B) core; 1 - formation of a fen, 2 - fluvial supply, 3 – lake supply, 4 - rainwater supply; 5 - human

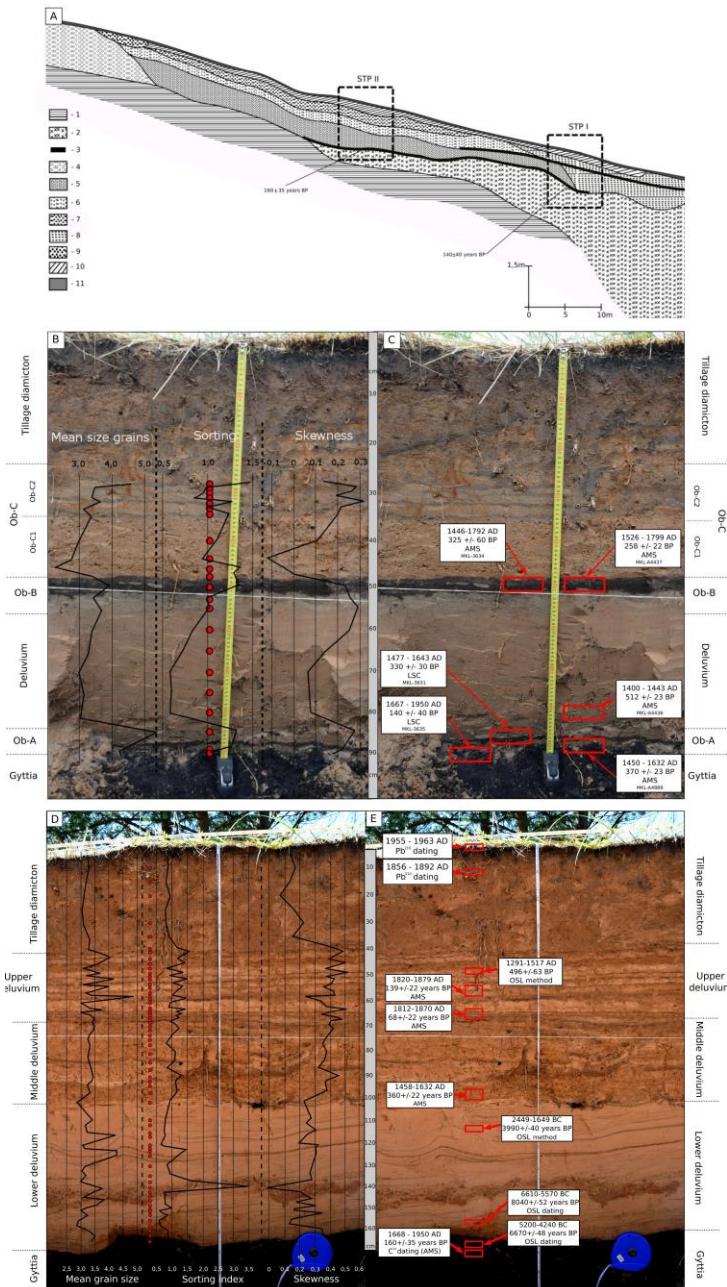


Fig. 10. Fig. 1. A: Longitudinal section through the tested accumulation fan: 1 – flavioglacial sands and silt; 2 – coarse detritus gyttja; 3 – organic mud; 4 – proluvium of gully bottom (various-grained sands with predominance of fine sands); 5 – lower deluvium (fine-grained sands); 6 – middle deluvium (fine- and various-grained sand); 7 – upper deluvium (fine- and medium-grain sand); 8 – overbank deposits (fine sands with organic mud); 9 – proluvium (various-grained sands and gravels); 10 – tillage diamiction (humus-rich sand); 11 – contemporary humic horizon; B: Textural indicators of slope deposits of the STPI profile (in phi value); C: Dating of individual layers of the STPII profile; D: Textural indicators of slope deposits of the STPII profile (Ginter et al. 2023); E: Dating of individual layers of the STPII profile (Ginter et al. 2023)

Table S1. Radiocarbon dates from STP I and STPII_{bio} core

Material	Depth (cm b.g.l.)	Dated macrofossils	Conv. age	Cal. age 68.2%	Cal. age 95.4%	Nº Lab.
	STPI					
Buried soil (in inorganic sediments)	50-55	seeds	258±22	1640-1792 AD	1526-1799 AD	MKL-A4437
Organic deposits (gyttja)	88-89	<i>Belula sect albae</i> - 3, <i>Urtica dioica</i> - 1, <i>Silene vulgaris</i> - 2, <i>Cristatellamucedo</i> - 4, <i>Rubus idaeus</i> - 1, <i>Phragmites australis</i> - 1, <i>Cristatellamucedo</i> - 1, scars - 1	370±25	1458-1516 AD	1450-1632 AD	MKL-A4889
Organic deposits (gyttja)	102	<i>Belula sect albae</i> - 5, <i>Picea abies</i> - 1, <i>Urtica dioica</i> - 5	621±25	1299-1392 AD	1292-1399 AD	MKL-A4886
Organic deposits (gyttja)	127	<i>Urtica dioica</i> - 3, <i>Carex riparia</i> (f) - 1	732±21	1267-1282 AD	1257-1290 AD	MKL-A4960
Organic deposits (gyttja)	137-138	<i>Urticadioica</i> - 20	3058±26 (overestimated)	1387-1278 BC (overestimated)	1407-1234 BC (overestimated)	MKL-A4887
	STPII					
Bottom part of deluvium	170*	wood fragment	200±30	>1659AD	>1643AD	MKL-3632
Top of organic deposits	175	wood fragment	160±35	>1668AD	>1662AD	MKL-3633
Organic deposits (gyttja)	173-174	<i>Belula sect albae</i> - 1 fruit, <i>Picea abies</i> - 2 needles, 8 scars	390±23	1452-1611AD	1445-1624AD	MKL-A5051
Organic deposits (gyttja)	175,5-176,5	<i>Picea abies</i> - 1 needle, <i>Belula sect albae</i> - 1 fruit, <i>Rubus idaeus</i> - 2 seeds, 6 scars	313±23	1520-1638AD	1495-1645AD	MKL-A5052
Organic deposits (gyttja)	218-219	<i>Urtica dioica</i> - 2 fruits, <i>Rubus chamaemorus</i> - 7 seeds	3260±25	1598-1464BC	1612-1451BC	MKL-A5053

* outside of the STPII profile

Tab. S2. Description of Local Pollen Assemblage Zones (LPAZ) from STPI_{bio}core

LPAZ	Depth [cm b.s.l.]	Description
Ser 1 <i>Picea-</i> <i>Pinus-</i> <i>Filicales</i>	135-138	<i>Picea</i> pollen initially reaches 63% maximally and falls to 41%. <i>Pinus</i> pollen increased from 21 to 26%, <i>Alnus</i> from 3 to 12.5%, <i>Betula</i> up to 3.5%, <i>Quercus</i> and <i>Ulmus</i> up to 1%. From herbs <i>Artemisia</i> reach 2% and <i>Poaceae</i> below 1%. Herbs remain appears rarely. Spores of <i>Filicales</i> monolet reach 50%, <i>Musci</i> – 12%. Woodwessel fragments up to 14%, spores of <i>Glomus</i> – 3% and ascospores of Coprophilic fungi – 4%. Pollen of reed swamp plants are represented by <i>Cyperaceae</i> and reach below 1%. Spores of <i>Sphagnum</i> reach 4%.
Ser 2 <i>Picea-Tilia</i>	127.5- 132.5	<i>Picea</i> pollen reach 40-50%, <i>Tilia</i> – 12.5% and <i>Alnus</i> – 15-20%. <i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> and <i>Ulmus</i> reach ca. 2%. <i>Pinus</i> and <i>Betula</i> pollen maintain on constant level ca. 15 and 3%, respectively. Remaining trees appear rarely. Among herbaceous plants <i>Artemisia</i> and <i>Poaceae</i> reach ca. 1%. Spores of <i>Filicales</i> monolet varies between 22 and 43%, <i>Musci</i> - 14-21%, fragments of Woodwessel – 11-26%, spores of <i>Glomus</i> – 2-4% and ascospores of Fungi – 1%. Pollen of <i>Cyperaceae</i> decrease and vanish. Pollen of <i>Menyanthes trifoliata</i> appears. Spores of <i>Sphagnum</i> reach 2.3% and vanish. Loras of testate amoebae: <i>Habrotrocha angusticollis</i> and <i>Centropyxis</i> appear.
Ser 3 <i>Alnus-</i> <i>Picea-</i> <i>Pinus</i>	112.5- 125	<i>Alnus</i> and <i>Pinus</i> pollen values range between 14-28% and 19-38%, respectively. <i>Picea</i> and <i>Tilia</i> pollen gradually decrease to 19% and 4%, respectively. <i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> and <i>Ulmus</i> pollen maintain on constant level ca. 1-2% each. <i>Betula</i> pollen increase to 13%. Proportions of herbs pollen increase: <i>Artemisia</i> and <i>Poaceae</i> to 3.5%,

		Cichorioideae to above 1% and others are numerous to. Among Pteridophyta spores of Filicales monolete values range between 27 and 39% and spores of <i>Equisetum</i> , <i>Lycopodium annotinum</i> and <i>L. clavatum</i> often appear. Spores of Musci maintain on constant level ca. 13-19% with one maximum – 31%. Fragments of Woodwessel values range between 24-31%, spores of <i>Glomus</i> – 2-5%, Coprophilic fungi – 1-2% with one maximum – 9%. Spores of <i>Gelasinospora</i> and Charcoal appear and increase to above 1% and 10%, respectively. Among pollen of reedswamps Cyperaceae (below 1%), <i>Sparganium</i> and <i>Cicuta virosa</i> appear. The peat bog indicators include: <i>Sphagnum</i> (continuous curve ca. 1%) and only at the beginning of the zone appear loricas of testate amoebae: <i>Habrotrocha angusticollis</i> , <i>Centropyxis</i> and <i>Arcella discoides</i> .
Ser 4 <i>Betula-</i> NAP	110	<i>Betula</i> pollen values increase to 25%, <i>Pinus</i> and <i>Picea</i> decrease to 14.5 and 8.5%, respectively. <i>Alnus</i> reach 22%, <i>Tilia</i> - 3% and <i>Ulmus</i> – 2%. <i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> , <i>Carpinus</i> and <i>Abies</i> pollen appear. Among herbaceous plants the most numerous are <i>Artemisia</i> – 4%, <i>Poaceae</i> – 5%, Cichorioideae and <i>Aster t.</i> – 2.5%. The others also often occur. Spores of Filicales monolete decrease to 11%, <i>L. Annotinum</i> and <i>L. clavatum</i> spores are quite numerous. Spores of Musci increase to 24%, Woodwessel fragments values reach 24%, spores of <i>Glomus</i> – 4%, Coprophilic fungi – 5%, <i>Gelasinospora</i> – 10% and Charcoal – 43% maximally. Pollen of Cyperaceae and spores of <i>Sphagnum</i> appear.
Ser 5 <i>Pinus-</i> <i>Picea</i>	95- 107.5	<i>Pinus</i> and <i>Picea</i> pollen gradually increase to 42 and 31%, respectively. <i>Betula</i> pollen maintain on ca. 8%. <i>Alnus</i> pollen values range between 7-15%. <i>Tilia</i> pollen decrease from 4% to below 1%. <i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> and <i>Ulmus</i> reach ca. 1%. <i>Carpinus</i> pollen appear. Human indicators, <i>Rumex acetosella</i> and <i>Secale</i> appear. In the older part of the zone, herbaceous plants are numerous, including <i>Artemisia</i> - 1.5%, <i>Poaceae</i> – 2.5%, Cichorioideae – 1.5%, <i>Aster t.</i> – almost 1%, the others are also very diverse. Spores of Filicales monolete increase to 38%, the others Pteridophyta, like <i>L. annotinum</i> and <i>L. clavatum</i> are also numerous. Spores of Musci decrease to 5%, Woodwessel fragments reach stable level ca. 20-22%, <i>Glomus</i> – 2-6%, Coprophilic fungi – 15-20%. Spores of <i>Kretzschmaria deusta</i> , <i>Microthyriaceae</i> and <i>Diporotheca webbiae</i> appear. In the older part of the zone, spores of <i>Gelasinospora</i> and Charcoal reach 9 and 27%, after fall and vanish. Reed swamp pollen are represented by Cyperaceae (ca. 1%) and <i>Sparganium</i> pollen. Cenobias of <i>Pediastrum</i> appear. Peat bog indicators are numerous: <i>Sphagnum</i> – 4.5% and decrease, <i>Habrotrocha angusticollis</i> and <i>Assulina seminulum</i> (below 1%), <i>Centropyxis</i> (2%) , <i>Arcella discoides</i> (only in the older part of the zone – 2.5%) appear and at the end of the zone almost all disappear.
Ser 6 NAP- <i>Betula</i>	88-92.5	<i>Betula</i> and <i>Pinus</i> pollen reach ca. 17-20% and 17%, respectively. <i>Picea</i> , <i>Alnus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Corylus</i> and <i>Salix glauca</i> maintain level ca. 10, 13, 2, 1 and 1.5%, respectively. <i>Tilia</i> pollen almost disappeared. <i>Carpinus</i> , <i>Ulmus</i> , <i>Fraxinus</i> , <i>Sambucus nigra</i> and <i>Fagus</i> appear. Human indicators are represented by <i>Secale</i> – up to 5%, <i>Triticum</i> – up to almost 2%, <i>Cannabis</i> – 3%, <i>Rumex acetosella</i> -1.5%, <i>Fagopyrum</i> and <i>Centaurea cyanus</i> appear. Numerous are also <i>Artemisia</i> – 2% and <i>Poaceae</i> – 13%, the others herbs are various. Filicales monolete only in the beginning reach 25% and decrease to 3%. The remaining Pteridophyta are diverse, of which <i>Equisetum</i> appears most frequently – above 1%. Spores of Musci and Woodwessel fragments maintain on constant level ca. 3% and Coprophilic fungi – 2%. Reedswamp plants pollen are numerous: Cyperaceae reach 5.2%, <i>Sparganium t.</i> , <i>Cicuta virosa</i> and <i>Typha latifolia</i> appear. Aquatic plants are represented by <i>Nymphaeaceae</i> trichosclereids base and <i>Pediastrum</i> (up to 5%). Spores of <i>Sphagnum</i> appear.

Tab. S3. Description of Local Macrofossil Assemblage Zones (LMAZ) from STPI_{bio}core (det. R. Stachowicz-Rybka and K. Cywa)

L MAZ (depth in cmb.s.l.)	LPAZSTP I A. Hrynowiecka (depth in cmb.s.l.)	Description of L MAZ of STP I profile
---------------------------------	--	---------------------------------------

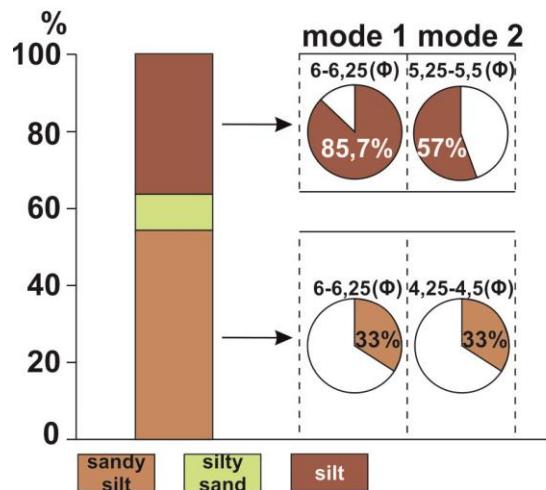
Se-1 138-125.5 6 samples	Sert-1 138-135 Sert-2 132.5-127.5	Among shrubs, seeds of <i>Rubus chamaemorus</i> and <i>R. idaeus</i> were recorded. A frequent fruit of <i>Urtica dioica</i> were also found. Boggy habitats plants included the <i>Care</i> spp. div. <i>trigonous</i> . <i>Nymphaea alba</i> appeared among aquatic plants. Minor amounts of <i>Cenococcum geophilum</i> sclerotia were identified as well. The upper boundary of zone was determined by the decrease in the share of <i>Urtica dioica</i> .
Se-2 125.5- 110.5 6 samples	Sert-3 125-112.5 Sert-4 110	Fruits of <i>Betula nana</i> and seeds of <i>Picea abies</i> were less frequent. The top of zone included fruit of <i>Rubus chamaemorus</i> and <i>R. idaeus</i> . Within eutrophic habitat plants fruits of <i>Urtica dioica</i> were determined. Small amounts of <i>Cenococcum geophilum</i> sclerotia were also identified. The boundary of zone was marked by the increase in diversity of plants characteristic for the eutrophic habitats.
Se-3 108-97 5 samples	Sert-5 107.5-95	The amount of plant remains increased in all ecological groups. Among trees, fruits and <i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> , needles of <i>Picea abies</i> were identified. The share of <i>Urtica dioica</i> fruits was slightly increasing. <i>Rumex acetosella</i> , <i>Ranunculus sceleratus</i> and <i>Hypericum</i> sp. were appeared among the plants of eutrophic habitats. In the group of reedswamp and aquatic plants, single Poaceae seeds, probably belonging to <i>Phragmites australis</i> appeared. As in the previous level, <i>Cenococcum geophilum</i> , scars and insects cocoons were present.
Se-4 97-88 3 samples	Sert-6 92.2-88	Among trees and shrubs, fruits of <i>Betula nana</i> and <i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> , needles of <i>Picea abies</i> , <i>Juniperus</i> sp., and seeds of <i>Rubus idaeus</i> were identified. Taxa of eutrophic habitats such as fruits of <i>Urtica dioica</i> and <i>Rumex acetosella</i> were still numerous. <i>Silene vulgaris</i> also appeared. A single fruit of <i>Eleocharis ovata</i> and <i>Phragmites australis</i> was recorded within reedswamp plants. Statoblasts of <i>Cristatella mucedo</i> , ephippia of <i>Daphnia</i> were observed for the first time. Charcoal is also present.
Se-5 88-80 3 samples		Charcoals of Coniferous and many fragments of fine charcoal were especially numerous in this level. Single charcoals of <i>Pinus sylvestris</i> and <i>Tilia cordata</i> were also present. Among trees and shrubs fruits of <i>Frangula</i> cf. <i>alnus</i> and <i>Rubus idaeus</i> were found. New taxa of plants from eutrophic habitats such as <i>Brasica nigra</i> , <i>Scleranthus annuus</i> , <i>Chenopodium</i> t. <i>album</i> and <i>Polygonum maviulare</i> appeared. There were also very numerous sclerotia of <i>Cenococcum geophilum</i> .
Se-6 80-55 4 samples		In this level, the share of plant remains in all ecological groups decreased. Only charcoal of Coniferous and fragments of fine charcoal were numerous. Also charcoal and woods of <i>Pinus sylvestris</i> , <i>Alnus glutinosa</i> and <i>Picea abies</i> were found. The Seeds of <i>Rubus idaeus</i> were also marked. Single seeds of eutrophic habitats plants like <i>Chenopodium</i> t. <i>album</i> and boggy habitats, like fruit of <i>Carex</i> sp. biconvex were present. There was also sclerotia of <i>Cenococcum geophilum</i> .
Se-7 55-45 4 samples		The level was characterized by an exceptional abundance of plant debris from fresh to moist and boggy habitats groups. Charcoal of <i>Pinus sylvestris</i> , and seed of <i>Rubus idaeus</i> were present. <i>Hypericum perforatum</i> appeared in the group of eutrophic habitats plants. <i>Silene vulgaris</i> , <i>Scleranthus annuus</i> , <i>Stachys officinalis</i> , <i>Chenopodium</i> t. <i>album</i> , <i>Polygonum lapathifolium</i> were also present. It was only at this level that the exceptionally numerous <i>Potentilla anserina</i> , <i>P. erecta</i> , <i>Potentilla</i> sp., <i>Lychnis flos-cuculi</i> . The fruits of <i>Ranunculus acris</i> within fresh to moist habitats appeared. In this group also seeds of <i>R. reptans</i> were determined. Peat vegetation was represented by remains of <i>Mentha aquatica</i> , <i>Viola palustris</i> , <i>Juncus</i> sp., fruits of <i>Carex nigra</i> , <i>C. gracilis</i> , <i>C. elata</i> , <i>C. disticha</i> , <i>C. vesicaria</i> , <i>C. riparia</i> and <i>Carex</i> sp. biconvex. Among the reed swamp and aquatic plants, numerous fruits of <i>Eleocharis palustris</i> were identified. <i>Phragmites australis</i> and <i>Schoenoplectus lacustris</i> were also found as single example. There were rare sclerotia of <i>Cenococcum geophilum</i> , statoblasts of <i>Cristatella mucedo</i> and indeterminate insect cocoons.
Se-8 45-30		Only charcoal and needles of <i>Pinus sylvestris</i> and charcoal of <i>Picea abies</i> was recorded. The zone was devoid of remains of peat bog, swamp and aquatic plants.

3 samples		
-----------	--	--

Tab. S4. Description of Local Macrofossil Assemblage Zones (LMAZ) from STPII_{bio} and STPII_{inorg} core (det. R. Stachowicz-Rybka and K. Cywa)

L MAZ (depth cmb.s.l.)	Description of L MAZ of STP II profile
Se-1 219-203 7 samples	Among shrubs, seeds of <i>Rubus chamaemorus</i> and <i>R. idaeus</i> were recorded. Within eutrophic habitats a frequent fruit of <i>Urtica dioica</i> and single seed of <i>Mentha arvensis</i> were found. Minor amounts of <i>Cristatella mucedo</i> statoblasts, <i>Cenococcum geophilum</i> sclerotia, scars and fragments of wood, were identified as well. The upper boundary of zone was determined by the decrease in the share of <i>Rubus spp.</i>
Se-2 201.5- 190.5 5 samples	Among the trees, there were numerous needles of <i>Picea abies</i> . The seeds of <i>P. abies</i> and fruits of <i>Betula humilis</i> were present although in less quantity. The zone also included needle of <i>Juniperus communis</i> , and fruit of <i>Tilia cordata</i> , <i>Rubus chamaemorus</i> and <i>R. idaeus</i> . Among the plants representing eutrophic habitats, there were <i>Urtica dioica</i> , <i>Oxalis acetosella</i> , <i>Cirsium arvense</i> and <i>Fragaria vesca/viridis</i> . Moss stalks were marked from plants in moist habitats. Amounts of scars, insect cocoons, <i>Cristatella mucedo</i> statoblasts and <i>Cenococcum geophilum</i> sclerotia were present. The boundary of zone was shown by the increase in diversity of trees and shrubs unit.
Se-3 189-180.5 4 samples	Amounts of plant remains increased in all ecological groups. Among trees, needle and seed of <i>Picea abies</i> and seed of <i>Rubus idaeus</i> were identified. Within a group of eutrophic habitats plants, fruits of Asteraceae and <i>Fragaria vesca/viridis</i> were found. Poaceae seeds (probably <i>Phragmites austarlis</i>) appeared among plants in moist habitats. Sclerotia of <i>Cenococcum geophilum</i> were numerous in this zone. The boundary was classified by the increase in the frequency of statoblasts of <i>Cristatella mucedo</i> bryozoans, scars, and insect remains.
Se-4 179-168 5 samples	Among trees and shrubs, fruits of <i>Betula</i> sect. <i>Albae</i> , needles of <i>Picea abies</i> , seeds of <i>Rubus chamaemorus</i> and <i>R. idaeus</i> were determined. A single fruit of <i>Urtica dioica</i> were observed. A single fruit of <i>Carex fusca</i> , <i>C. diandra</i> , <i>Eleocharis palustris</i> and seeds of <i>Phragmites austarlis</i> and <i>Lemna minor</i> recorded within plants from moist habitats. The amount of <i>Cristatella mucedo</i> statoblasts, scars, wood, and insects were increasing. The boundary was marked by a decrease of plant remains in all ecological groups.
Se-5 165-110 7 samples	Charcoal of <i>Pinus sylvestris</i> and <i>Picea abies</i> and many fragments of fine charcoal were found. A single fruit of <i>Chenopodium t. album</i> and sclerotia of <i>Cenococcum geophilum</i> were identified. The boundary was classified by the increase of plant remains in all ecological groups.
Se-6 102-63 6 samples	Charcoal of <i>Pinus sylvestris</i> , <i>Picea abies</i> , Coniferous, <i>Alnus glutinosa</i> , and many fragments of fine charcoal were seen. Among trees also needles of <i>Pinus sylvestris</i> and <i>Picea abies</i> were determined. Within the eutrophic habitats the seed of <i>Chenopodium t. album</i> and <i>Rumex acetosella</i> were observed. Sclerotia of <i>Cenococcum geophilum</i> were present. The boundary was underlined by the increase of charcoal trees and shrubs, <i>Chenopodium t. album</i> and <i>Cenococcum geophilum</i> .
Se-7 63-45 3 samples	Among trees the charcoal of <i>Pinus sylvestris</i> , <i>Alnus</i> sp., and fine charcoal were recorded. The zone was devoid of eutrophic plant remains. The moist habitats were represented by <i>Carex</i> sp. biconvex. Sclerotia of <i>Cenococcum geophilum</i> were identified. The boundary was the top of the analyzed sediments.

STP II (168-218 cm)



STP I (89-139 cm)

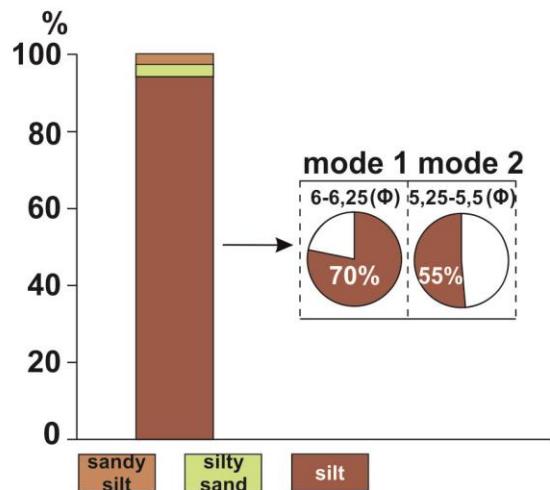


Fig. S1. Grain size specification for mineral component deposits of STPI_{bio} and STPII_{bio} cores

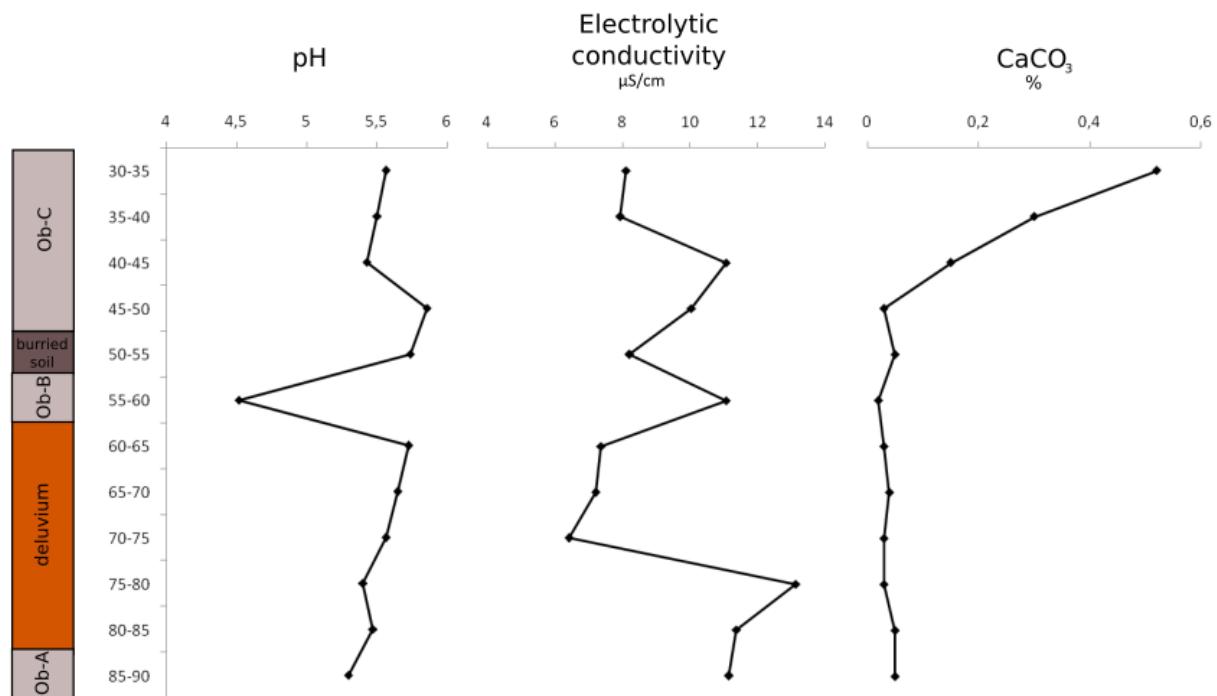


Fig. S2. Basic geochemical indicators of slope deposits in the STPI profile

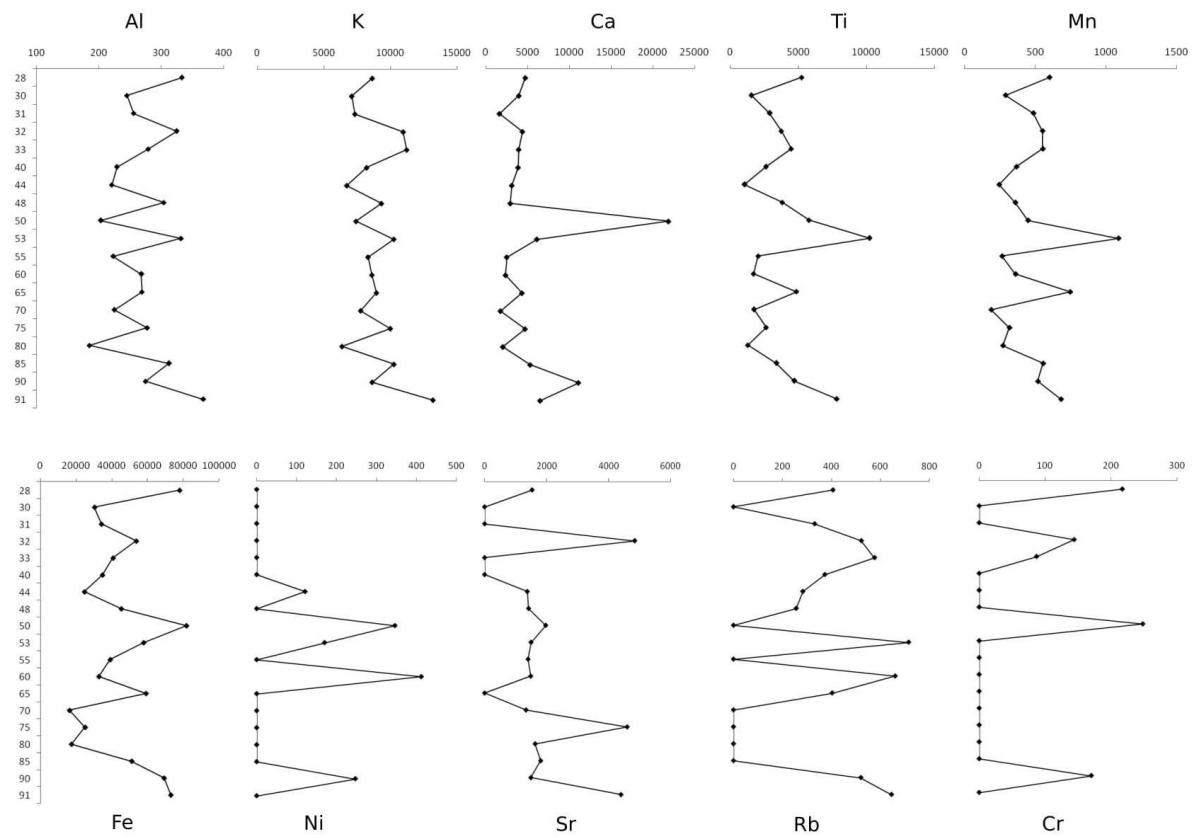


Fig. S3. Diagrams of XRF results for SPT I profile (in cps – counts per second)

5.4 Cechy sedimentologiczne największego stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki w nawiązaniu do cech osadów źródłowych

Piech W., Kittel P., Mazurkevich A., Pavlovskaja E., Kazakov E., Teltevskaya Y., Błaszczyk K., Kotrys B., 2018. *Cechy sedimentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (Zachodnia Rosja)*. Acta Geographica Lodziensia 107; 215-238.

**CECHY SEDYMENTOLOGICZNE I WARUNKI DEPOZYCJI OSADÓW
STOŽKA AKUMULACYJNEGO W DOLINIE RZEKI SERTEJKI
(ZACHODNIA ROSJA)**

**Sedimentological features and depositional conditions of deposits of
the accumulative fan in the Serteyka River valley (Western Russia)**

VIKTOR PIECH*, PIOTR KITTEL*, ANDREY MAZURKEVICH**, ELENA PAVLOVSKAIA***,
EDUARD KAZAKOV****, YULIA TELTEVSKAYA****, KRYSZTOF BŁASZCZYK*****,
BARTOSZ KOTRYS*****

Zarys treści. Artykuł skupia się na analizie czynników klimatycznych i antropogenicznych wpływających na rozwój rozległego stożka akumulacyjnego powstałego w dolnym odcinku doliny rzeki Serteyki w zachodniej Rosji. W osadach budujących stożek rozpoznano kilka warstw osadów, tj. trzy serie deluwiów (dolna, środkowa i górna), proluvia, a także koluwia i diamikton rolny, które różnią się cechami tekstualnymi i strukturalnymi. Wykonano analizy uziarnienia i zestawiono cechy teksturalne badanych osadów stokowych: średnią średnicę ziaren, skośność, odchylenie standardowe, kurtozę. Następnie dokonano oraz omówiono relacje wybranych parametrów uziarnienia. Otrzymane wyniki wskazują na niewielką odmienność cech tekstualnych osadów budujących stożek w stosunku do materiału źródłowego. Deluvia dolne charakteryzują się bardzo słabo wykształconym laminowaniem i jasnobrunatnożółtą barwą, deluvia środkowe mają barwę brunatną, a wartości wskaźników teksturalnych są do siebie zbliżone. Znaczenie dla deluwiów górnych jest subhorizontalne warstwowanie. W tej warstwie notowane są również wahania wartości wskaźników teksturalnych. Diamikton rolny jest osadem zagięszczonym i masywnym, powstającym wskutek mieszania deluwiów górnych poprzez orkę. Wszystkie wyróżnione serie cechują się małą zawartością węglanu wapnia. Rozwój stożka rozpoczął się w trakcie pessimum Małej Epoki Lodowej wskutek zmian klimatu i zwiększenia liczby ulewnych deszczy oraz intensyfikacji antropopresji. Rozpoznano sześć zasadniczych etapów kształtowania badanej formy, które są wiązane głównie ze zmianami użytkowania terenu i wzrostem intensywności antropopresji na przestrzeni ostatnich 300 lat.

Slowa kluczowe: osady stokowe, rozcięcia erozyjne, akumulacja osadów, antropopresja, Europa Wschodnia

Abstract. The article focuses on the analysis of climatic and anthropogenic factors affecting the development of the accumulative fan in the lower sector of the Serteyka River valley in Western Russia. Within the fan deposits, several layers of sediments were identified, i.e. three units of deluvium (lower, central and upper), proluvium and also colluvium and tillage diamictite, which differ in textural and structural features. The grain size analysis was made and the textural features of the studied slope sediments were compared: mean grain diameter, skewness, standard deviation, kurtosis. Then, the relations of selected grain size parameters were interpreted. The obtained results indicate a rather small transformation of the accumulative fan in relation to the textural features of the source material. Lower deluvium is characterized by very weak lamination and light brown yellow color, the central deluvium has a brown color and the textual indicators are similar. Subhorizontal stratification is significant for the upper deluvium. This layer is characterized also by fluctuations in the value of sedimentological indices. Tillage

* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, Polska; e-mail: wiktormiech@unilodz.eu, piotr.kittel@geo.uni.lodz.pl

** The State Hermitage Museum, ul. Dvortsovaya Naberezhnaya 34, 190000 Saint Petersburg, Russia; e-mail: a-mazurkevich@mail.ru

*** Saint Petersburg State University, Faculty of Earth Sciences, Institute of Earth Sciences, Department of Geophysics, ul. Dekabristov 16, 199155 Saint Petersburg, Russia; e-mail: pavlovskaia.elena@gmail.com

**** Nansen International Environmental and Remote Sensing Center, 14th Line 7 V.O., 199304 Saint Petersburg, Russia; e-mail: e.kazakov@spbu.ru

***** Saint Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Department of Cartography and Geoinformatics, 10th Line V.O., 199178 Saint Petersburg, Russia; e-mail: yulya.teltevskaya@mail.ru

***** Muzeum Regionalne im. Stanisława Sankowskiego w Radomsku, ul. Narutowicza 1, 97-500 Radomsko, Polska; e-mail: artefakt-archeo@o2.pl

***** Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Pomorski; ul. Henryka Wieniawskiego 20, 71-130 Szczecin, Polska; e-mail: bkotr@pgi.gov.pl

diamicton is represented by thickened and massive sediment formed as a result of mixing of the upper deluvium by plowing. All featured series have a low content of calcium carbonate. The development of the fan began during the pessimum of the Little Ice Age due to climate change and an increase in the number of heavy rains, as also as a result of rising human impact. Six stages of the development of the studied relief form were identified, which are mainly associated with changes in land use and an increase in the intensity of anthropopression over the last 300 years.

Key words: slope deposits, erosion cut, accumulation, human impact, Eastern Europe

Wstęp

Środowisko naturalne wielu obszarów Europy w ostatnim tysiącleciu podlegało coraz silniejszym oddziaływaniom antropogenicznym, a także zmiennym oddziaływaniom naturalnym, przede wszystkim związanym ze zmianami klimatycznymi. Świadectwa tych zmian zachowały się m.in. w osadach stokowych (Starkel 2005; Dotterweich 2008; Twardy 2008, 2017; Drebrodt i in. 2010; Dotterweich, Drebrodt 2011). Ewolucja form rzeźby i akumulacja osadów są ze sobą sprzężone. Aby poznać i zrekonstruować proces tworzenia pokryw osadowych i zidentyfikować fazę powstawania form związanych z tymi procesami należy posłużyć się szeroką gamą dostępnych narzędzi badawczych, z wykorzystaniem m.in.: kartowania geologicznego i sondowań geologicznych, specjalistycznych analiz geochemicznych, teksturalnych i strukturalnych oraz różnorodnych metod bezwzględnych datowań osadów i analiz paleoekologicznych.

Głównym czynnikiem odpowiedzialnym za przekształcenia rzeźby w warunkach antropopresji, a nawet powstawanie nowych form rzeźby, i co za tym idzie akumulacji osadów stokowych, jest działalność ludzka związana głównie z: deforestacją, zakładaniem punktów osadniczych, uprawą ziemi czy tworzeniem szlaków drogowych. Przyczyniało się to do intensyfikowania procesów stokowych, co skutkowało zmianą profili stoków oraz powstawania form geomorfologicznych, takich jak: pokrywy stokowe, parowy, tzw. rozcięcia drogowe czy terasy rolne (Twardy 2000, 2003; Twardy i in. 2014).

Poesen (2018) wskazuje na coraz większą powszechność występowania denudacji mechanicznej w skali globalnej. Jednocześnie zauważa brak dostatecznej wiedzy pozwalającej na przewidywanie efektów zmian środowiskowych w odniesieniu do rozwoju parów i rozcięć erozyjnych. Trudnym do monitorowania procesem jest sufozja, która ma największy wpływ na rozwój stoków w obszarach lessowych (Zgłobicki i in. 2014; Poesen 2018). Od XVI wieku na terenie wschodniej Europy wylesianie postępowało coraz szybciej i obejmowało coraz większe obszary, jednakże rewolucja przemysłowa, która była bodźcem do intensyfikowania denudacji i erozji na jeszcze

większą skalę, nie dotarła na te tereny do roku 1850 (Kaplan i in. 2009).

W długiej skali czasowej rozwój procesów erozyjno-denudacyjnych spowodowanych zmianą użytkowania terenu prowadzi do spłaszczenia profili podłużnych stoków i obniżania ich powierzchni, a także rozwoju form erozyjnych. Zmiany w szacie roślinnej związane z rozwojem rolnictwa oraz intensywnym pozyskiwaniem drewna pociągały za sobą w okresie nowożytnym zachwianie geosystemów i uaktywnienie procesów erozji linijnej, co udokumentowano w różnych obszarach Europy Środkowej (por.: Twardy 2008; Kaplan i in. 2009; Dotterweich i in. 2012; Twardy i in. 2014; Zgłobicki i in. 2014). Wpływ działalności ludzkiej na przyspieszenie denudacji i erozji na obszarze Niżu Środkowoeuropejskiego notowany jest już od XI w., a silniejsze oddziaływanie antropogeniczne zaznaczyły się pomiędzy XIV w. a XVI w. (Belyaev i in. 2005; Panin i in. 2009, 2011).

Materiał akumulowany w obrębie den dolinnych pochodzi w znacznej mierze z erozji wąwozowej i denudacji stoków. Jednocześnie rozcinańie den zwłaszcza niewielkich dolin następowało w wyniku rozwoju erozji spowodowanej intensywnymi opadami deszczu, głównie spłukiwania linijnego oraz erozji wgłębowej. Na skutek pogłębiania den dolinnych niektóre formy erozyjne (parowy) na stokach stały się formami zawieszonymi (Twardy 1995; Smolska 2005).

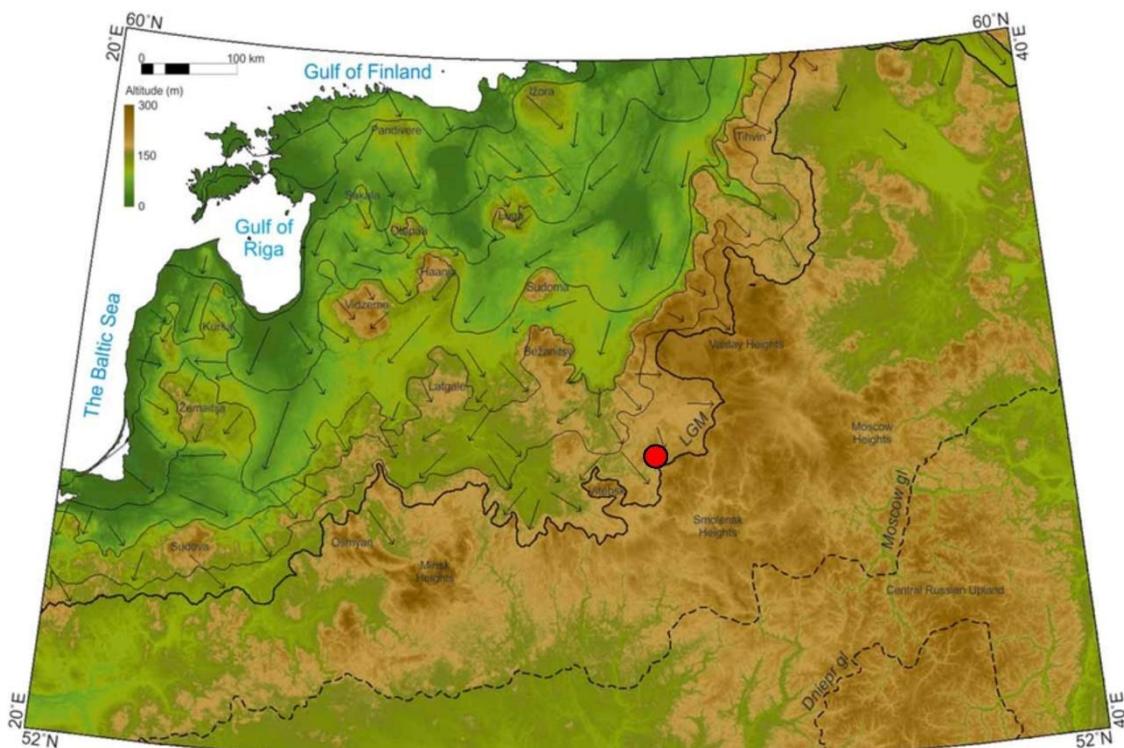
Celem artykułu jest analiza cech strukturalnych i teksturalnych oraz podstawowych cech geochemicznych osadów stożka akumulacyjnego, wydzielenie faz jego rozwoju oraz rozpoznanie czynników mających wpływ na rozwój formy.

Położenie obszaru badań na tle budowy geologicznej i rzeźby

Teren badań pod względem administracyjnym położony jest w północno-zachodniej części Obwodu Smoleńskiego, przy granicy z Ob. Pskowskim i Ob. Twerskim. Obszar znajduje się w Europie Wschodniej, a w regionalizacji fizycznogeograficznej wg Kondrackiego (1992) odpowiednio w megaregionie Nizina Wschodnioeuro-

pejska, prowincji Niż Wschodniobałtycko-Białoruski, podprowincji Pojezierza Wschodniobałtyckie, makroregionie Pojezierze Witebskie i mezoregionie Równina Suraska (842.22). W rosyjskich regionalizacjach obszar ten najczęściej jest określany jako Pojezierze Zachodnio-Dźwińskie (Западно-Двин-

ске (Смоленске) поозерье – Западно-Двінське (Smolenske) Poozer'ye) (Abramov 1972). Rzeźba terenu badań została w swych zrębbach ukształtowana podczas ostatniego zlodowacenia Valdai (vistulian) (rys. 1) (Velichko i in. 2011; Mazurkevich i in. 2012; Gorlach i in. 2015).



Rys. 1. Obszar badań na tle zasięgów zlodowaceń w zachodniej Rosji (Gorlach i in. 2015)

Study area in relation to glacial limits in Western Russia (Gorlach et al. 2015)

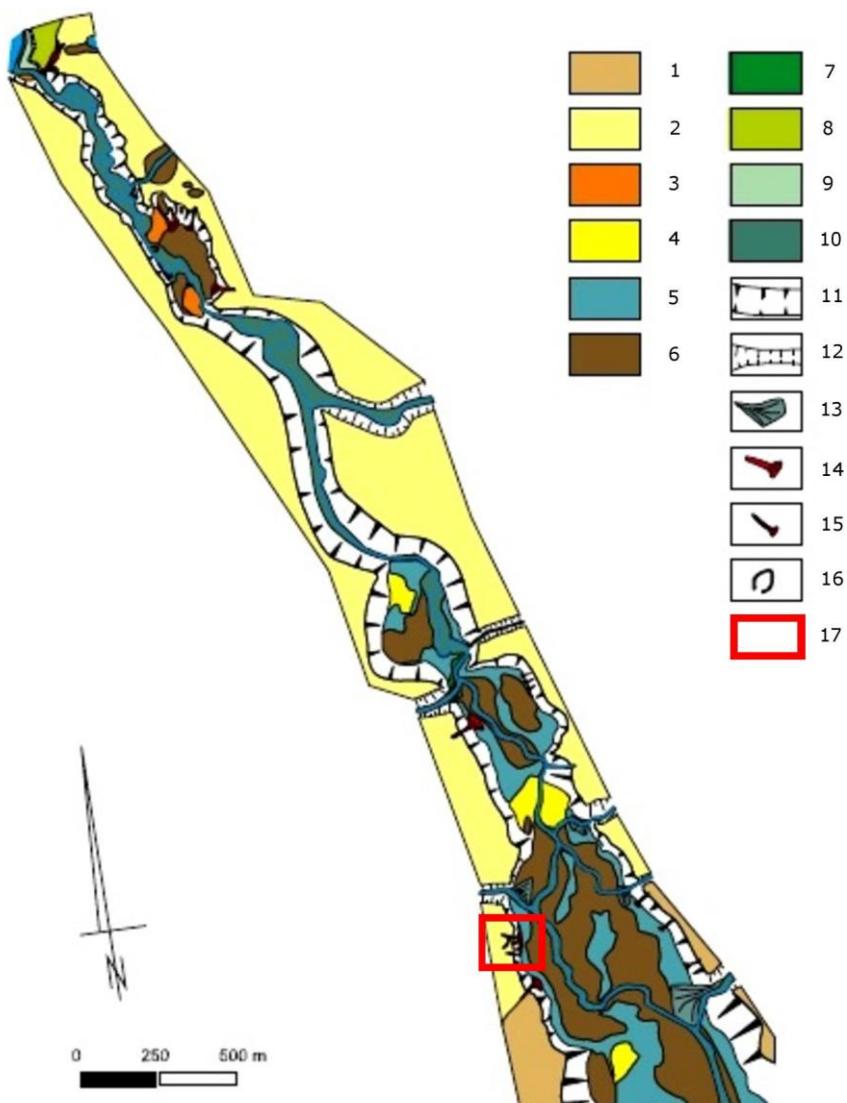
Badania prowadzono w obrębie doliny rzeki Serteki, lewego dopływu Dźwiny. Strome zboiska współczesnej doliny są porozcinane licznymi formami erozyjnymi, takimi jak: parowy, debrze, czy wąwozy. U ujścia części z nich, rozwinęte są miejscami rozległe stożki akumulacyjne. Tego typu formy zostały wstępnie rozpoznane w trakcie kartowania geologicznego i geomorfologicznego obszaru.

Należy podkreślić, że dolina Serteki wykorzystuje rynnę subglacialną powstałą w trakcie ostatniego zlodowacenia. Rynna zakonserwowana została przez bryły martwego lodu, które, wytapiając się, dały początek kilku zbiornikom jeziornym. W holocenie doszło do stopniowego zdrenowania zbiorników przez rzekę Sertekę w efekcie erozji wstecznej (Kalicki i in. 2015; Kittel i in. 2016).

W otoczeniu południowego fragmentu doliny rzeki Serteki dominują gliny morenowe (vistulian), a jej północny (dolny) odcinek wcięty jest w równinę sandrową. Zboiska doliny w bezpośrednim sąsiedztwie badanych parowów zbudowane są z vistuliańskich piasków wodnolodowcowych (rys. 2). Tego samego wieku są piaszczysto-mułkowe kemy i terasy kemowe, o często nieregularnym kształcie, znajdujące się w dnie doliny w obrębie basenów paleojeziornych. Powierzchnie kemów wznoszą się do 1 m ponad współczesne dno doliny, a ich stoki są pogrzebane przez osady akumulacji biogenicznej subkopalnych jezior oraz aluwia pozakorytowe. W dolnym fragmencie doliny rzeki Serteki występują cztery misy pojezierne długości od 100 do 2000 m. wypełnione osadami organicznymi, głównie gytiami o miąższości dochodzącej do 8 m (Tarasov i in. 2018). Z analizy pyłkowej i datowań radiowęglowych wynika, iż

osady jeziorne akumulowane były co najmniej od późnego vistulianu (Kulkova i in. 2001; Mazurkevich i in. 2009a, b, 2012; Kalicki i in. 2015; Kittel i in. 2016; Tarasov i in. 2018). W osadach równiny akumulacji biogenicznej jednego z jezior znajdywano włożenia osadów rzecznych, które mogą dowodzić okresowej aktywności rzecznej w fazach zaniku Wielkiego Sertejskiego Basenu Pojeziornego (Большая Сертейская Озерная котловина – Bolshaya Certeyskaya Ozernaya kotłovina – Bolshaya Certeyskaya Ozernaya

Kotłovina). Wierceniami udokumentowano bowiem systemy paleokoryt, które wypełnione są aluwiami datowanymi na okres subborealny i subatlantycki (Kittel i in. 2018, w tym tomie). W stropie równin akumulacji biogenicznej występują subatlantyckie aluwia pozakorytowe. Holocene osady deluwialne budują stożki oraz wypełniają doliny denudacyjne i rozcięcia erozyjne w obrębie rynny subglacialnej (Kittel i in. 2016).



Rys. 2. Mapa geomorfologiczna dolnego fragmentu doliny rzeki Serteki (Mazurkevich i in. 2017, zmienione)

1 – równina morenowa; 2 – równina wodnolodowcowa; 3 – ozy; 4 – formy szczelinowe; 5 – kemy, terasy kemowe; 6 – równiny akumulacji biogenicznej; 7 – terasy erozyjne; 8 – terasy aluwialne; 9 – wyższy stopień równiny zalewowej; 10 – dno doliny; 11 – rynna subglacialna; 12 – stoki doliny; 13 – stożki napływowne; 14 – doliny denudacyjne i stożki deluwialne; 15 – wąwozy, rozcięcia erozyjne i stożki deluwialne; 16 – starorzecza; 17 – analizowane rozcięcia erozyjne

Geomorphological map of the lower fragment of the Serteyka River valley (Mazurkevich *et al.* 2017, modified)

1 – morainic plain; 2 – outwash plain; 3 – eskers; 4 – crevasses fillings; 5 – kames, kame terraces; 6 – organic accumulation plains; 7 – erosional terrace; 8 – alluvial terraces; 9 – upper flood plain; 10 – valley floors; 11 – subglacial channel; 12 – slopes of valleys; 13 – alluvial fans; 14 – denudational valleys and deluvial fans; 15 – gullies, erosional cuts and deluvial fans; 16 – oxbows; 17 – analyzed erosional cuts

Warto podkreślić, że współcześnie nie notuje się ani procesów erozyjnych w dnie parowów i innych rozcięć erozyjnych, ani akumulacji deluwialnej na powierzchni badanego stożka. Dzieje się tak pomimo braku pokrywy leśnej w obrębie omawianych form i okresowej ekstensywnej gospodarki uprawowej w ich otoczeniu. Współcześnie badane formy stanowią nieużytki porośnięte roślinnością zielną z wkraczającymi krzewami i młodymi drzewami.

Rys historii osadnictwa na badanym obszarze

Od mezolitu aż do dzisiaj zarówno stoki, jak i dno doliny rzeki Sertejki były kształtowane oraz wykorzystywane przez społeczności ludzkie (Mazurkevich i in. 2009a, b, 2012). Na tym obszarze odkryto szereg stanowisk archeologicznych, przede wszystkim kultur neolitycznych a wśród nich wyjątkowe w skali światowej osady palafitowe (Mazurkevich i in. 2012). Kolejnym świadectwem obecności człowieka na tym obszarze jest kilka odnalezionych kurhanów wczesnośredniowiecznych (Yeremeyev 2003).

Przez całe średniowiecze obszar ten był strefą pogranicza wpływów kilku państw, co skutkowało mało intensywnym użytkowaniem tego terenu. Rozwinął się w tym okresie system dróg lądowych i wodnych. Intensywna eksploatacja środowiska nastąpiła w XV w., co skutkowało m.in. powstaniem nowych, głównie lądowych, dróg.

Na początku XVI wieku w wyniku nieustannych konfliktów rejon Wielisz (miasta położonego niecałe 30 km od obszaru badań, w którego zasięgu znajduje się dolny odcinek Sertejki) został porzucony. Osadnictwo powróciło na ten obszar w końcu XVI w. po przyłączeniu do Rzeczypospolitej i rozwijało się intensywnie w wieku XVII. W 1714 r. król August II Mocny zezwolił na eksplorację zasobów drzewnych w rejonie Wielisz, co doprowadziło do znacznego odlesienia jeszcze w XVIII w. Pod koniec XVIII i w początkach wieku XIX, po włączeniu tego obszaru do Imperium Rosyjskiego, w wiosce Selezni (niecałe 7 km od obszaru badań) intensywnie rozwijało się rolnictwo, rzemiosło oraz hodowla bydła. Na początku XIX wieku na Nizinie Środkowoeuropejskim (południowy fragment) powierzchnia użytków rolnych osiągnęła maksimum (Golosov i in. 2017). Po 1861 r., w rezultacie wprowadzenia reformy rolnej, bardzo szybko zaczął wzrastać udział powierzchni gruntów rolnych.

Z powodu działań wojennych podczas I wojny światowej drastycznie spadła liczba ludności, co doprowadziło do zmniejszenia się użytków rolnych o 10–15%. System gospodarczy wsi po II wojnie światowej zmienił się pod wpływem wzrostu liczby ludności oraz szybkiego rozwoju przemysłu, czego rezultatem była coraz większa urbanizacja i coraz większa deforestacja. W latach 90. XX w. po upadkach kołchozów ludność zaczęła migrować do miast w poszukiwaniu pracy, czego skutkiem było zmniejszenie się powierzchni użytków rolnych (Golosov i in. 2017).

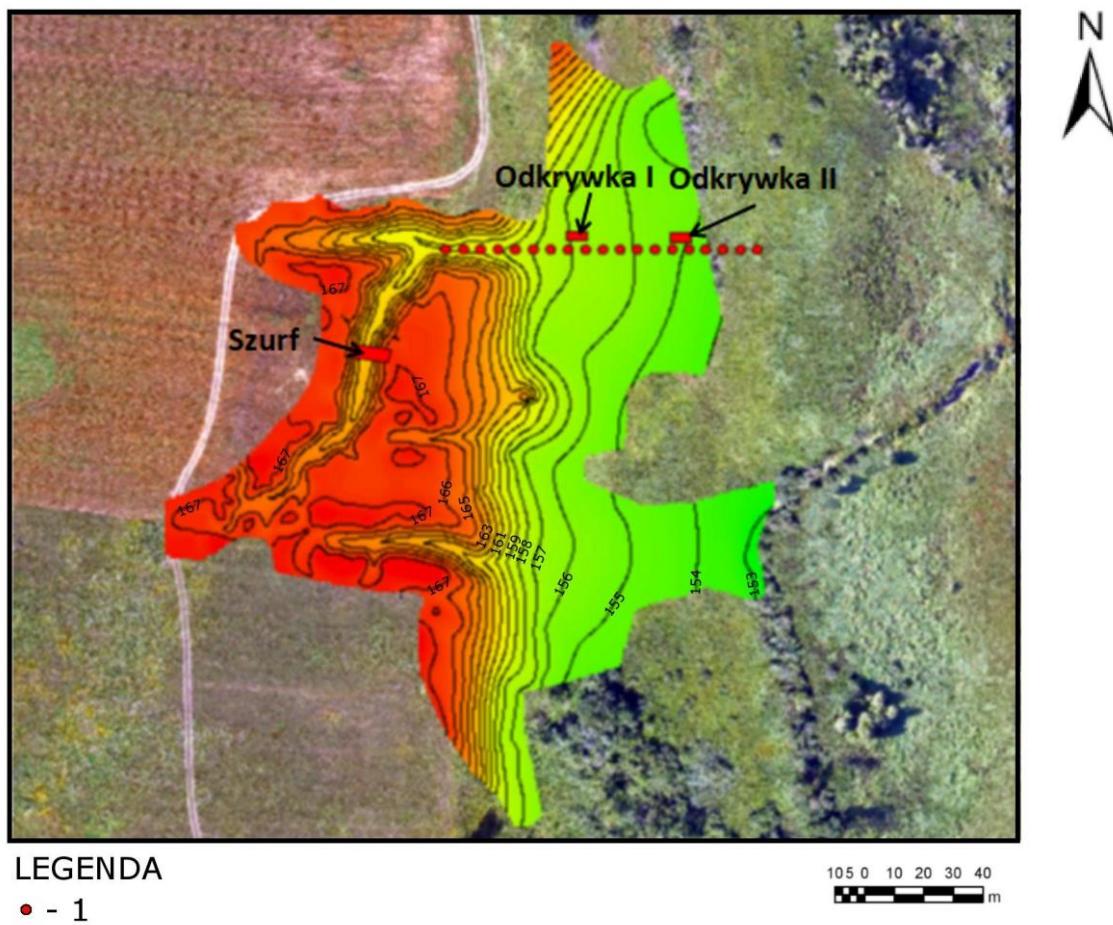
Metody badań

W ramach badań terenowych wykonano szczegółowe kartowanie stożka akumulacyjnego, systemu rozcięć erozyjnych oraz obszaru przyległej równiny wodnolodowcowej (rys. 3). Ponadto wykonano ciąg wiercen ręczną sondą geologiczną Eijkelkamp zaopatrzoną w końcówkę Edelmana typu kombi oraz próbnikiem żlobkowym. Głębokość zalegania osadów określano z dokładnością do 1 cm w próbniku żlobkowym i do 5 cm w sondzie Edelmana. Odległość pomiędzy wierceniami wynosiła 5 m. W strefie centralnej stożka wykonano odkrywkę geologiczną (I) o rozmiarach 5 m długości, 2 m szerokości i 2 m głębokości. Drugą odkrywkę (II) zlokalizowano w strefie dystalnej stożka (5 × 2 m i do 1 m głębokości). Na zboczu rozcięcia erozyjnego, w jego środkowym fragmencie, wykonano odsłonięcie w postaci kolejnych stopni wcinających się w ścianę rozcięcia na 50 cm, przy szerokości 1,5 m. Wysokość stopni odkrywki wynosiła około 50 cm. Odkrywkę tę przedłużono w dnie rozcięcia, tak aby uzyskać pełen przekrój jego wypełnienia. Tutaj szerokość odkrywki wyniosła 1,5 m, długość 3 m, a głębokość 2 m. Wykonana została dokumentacja fotograficzna oraz szkice ścian wykopów i odkrywki, co pozwoliło na zarejestrowanie cech morfologicznych i strukturalnych osadów budujących stożek oraz wypełniających dno parowu i utworów geologicznych budujących otoczenie obu form (osadów źródłowych).

Próbki do analiz teksturalnych pobrano w dwóch profilach. Pierwszy profil zlokalizowany został w odkrywce (I) w strefie centralnej stożka, gdzie próbki pobierano z dokładnością 1–3 cm z poszczególnych, dających się rozróżnić makroskopowo warstw. W przypadku braku możliwości rozpoznania struktury osadu lub braku zmiany jego cech teksturalnych przy ocenie makroskopowej próbki pobierano z dokładnością 5

cm. Profil miał głębokość około 2 m. Zastosowana metoda pobierania próbek pozwoliła na uchwycenie zmian w cechach uziarnienia poszczególnych serii, zwłaszcza warstwowych deluiów. Drugi profil zlokalizowano w odkrywce w środkowym fragmencie rozcięć erozyj-

nych, gdzie próbki do analiz uziarnienia pobierane były ze ściany rozcięcia z osadów podłoża. Dokładność poboru wynosiła 20–50 cm i zależna była od zmian cech strukturalnych osadów. Głębokość profilu wyniosła około 6,3 m. Przeanalizowano w sumie około 100 próbek.



Rys. 3. Lokalizacja punktów badawczych w obrębie analizowanego stożka akumulacyjnego oraz rozcięcia erozyjnego

1 – miejsca wierceń

Location of research points within analysed the accumulative fan and erosive cut

1 – drilling locations

Do analizy uziarnienia wykorzystano metodę sitową zastosowaną dla frakcji osadów powyżej 2,0 mm oraz metodę dyfrakcji laserowej zastosowaną dla frakcji poniżej 2,0 mm (por. Hildebrandt-Radke 2017). Analizy uziarnienia metodą sitową przeprowadzono w laboratorium Wydziału Nauk Geograficznych UŁ, zaś analizy metodą dyfrakcji laserowej wykonano w Pracowni Sedymentologii Uniwersytetu Pedagogicznego im. KEN w Krakowie, używając laserowego miernika uziarnienia Master-Sizer 3000 z przystawką wodną firmy Malvern. Następnie obliczono wskaźniki sedymentologiczne: średnią średnicę ziaren (M_z), odchylenie standar-

dowe (δ_l), skośność (Sk_l), kurtozę (K_G). Obliczenia wykonano metodą Folka i Warda (1957) przy użyciu metody kombinowanej uwzględniającej wyniki analiz laserowych i sitowych, używając programu GRADISTAT 5.11 (Blott, Pye 2001). Próbki przeanalizowane zostały pod kątem zawartości procentowej węgla wapnia metodą objętościową z wykorzystaniem aparatu Scheiblera (Wicik 1993) w laboratorium WNG UŁ.

Datowania radiowęglowe zlecono Laboratorium Datowań Bezwzględnych w Skale. Zostały one wykonane metodą scyntylacyjną. Tą metodą wydawano dwie próbki, pierwsza to fragment

drewna złożonego w strefie centralnej stożka w stropie gytii grubodetrytusowej, a druga to szyszka ze stropu gytii grubodetrytusowej ze strefy dystalnej. Do kalibracji użyto programu OxCal 4.3. (Bronk Ramsey 2009).

Objętość stożka akumulacyjnego i rozcięcia erozyjnego została obliczona metodą zaproponowaną przez Klimczaka (1988). Materiałem źródłowym były tutaj mapy poziomicowe wykonane na podstawie pomiarów terenowych z użyciem tachimetrów laserowego. Odległość kolejnych pikiet była nie mniejsza niż 5 m.

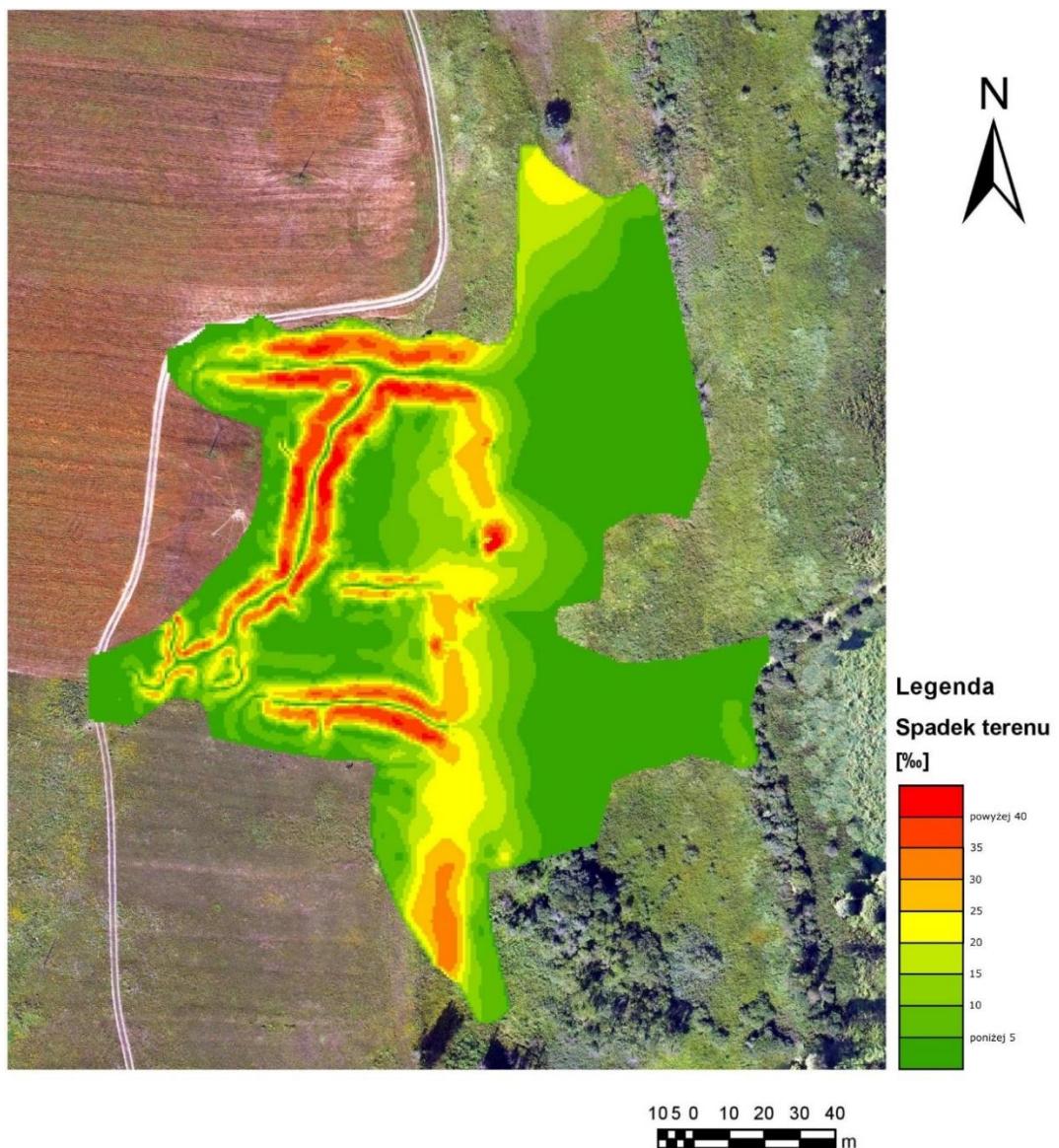
Wyniki badań

Szczegółowej analizie geomorfologicznej podane zostało rozcięcie erozyjne (parów) rozwinięte w obrębie zachodniego zbocza współczesnej doliny rzeki Serteki w obrębie Wielkiego Serteskiego Basenu Pojeziornego oraz stożek akumulacyjny, rozwinięty u wylotu rozcięcia. Forma erozyjna jest bardzo dobrze rozwinięta, wcina się na długości około 110 m w równinę wodnolodowcową (sandrową), tworząc rozgałęziony system rozcięć. Głębokość formy wynosi około 15 m. Szerokość rozcięcia erozyjnego w górnym fragmencie wynosi 3 m, zaś przy ujściu 6 m (rys. 3). Nabylenie stoków tej formy wynosi średnio 30° (rys. 4). Największe nachylenia, ponad 40° , notuje się w środkowym fragmencie systemu rozcięć. Stoki doliny rzeki Serteki są krótkie (około 10 m) i nachylone pod kątem około $20-25^\circ$. Długość stożka wynosi około 70 m. Pomiędzy środkowym fragmentem parowu a krańcem stożka wysokość względna osiąga 6 m. Nabylenie powierzchni stożka osiąga maksymalnie niecałe 10° . Jego objętość wynosi około $3639,6 \text{ m}^3$, zaś objętość osadów zerodowanych w parowie to około $3883,13 \text{ m}^3$. Różnica objętości, czyli około $243,53 \text{ m}^3$ osadów najprawdopodobniej została włączona w osady fluwialne, w efekcie erozji stożka w części dystalnej w trakcie wezbrań.

Budowa geologiczna stożka akumulacyjnego

Osady budujące stożek przykrywają bezpośrednio osady fluwioglacialne i limnoglacialne (piaski i mułki terasy kemowej) w strefie proksymalnej oraz osady biogeniczne (gytia grubodetrytusowa) w strefie centralnej i dystalnej (rys. 5). W stropie gytii zarejestrowano w odkrywce geologicznej

zaleganie dużych fragmentów drewna oraz innych szczątków drzew (szyszki, kora i in.), być może pochodzą one z powalonej drzew. Osady mineralne stożka są oddzielone miejscami od osadów jeziornych mułkami organicznymi, co może świadczyć o wcześniejszym drenażu paleojeziora i akumulacji pozakorytowej. Kwestia ta wymaga jednak dalszych badań z wykorzystaniem analiz paleoekologicznych pobranych rdzeni osadów organicznych. Dno ujścia parowu (odwierty nr 1, 2, 3) wypełnione jest piaskami różnoziarnistymi, w których często natrafiano na bruk erozyjny świadczący o wysokoenergetycznym spływie skoncentrowanym (rys. 5). Dolną część strefy proksymalnej i centralnej stożka tworzą piaski drobnoziarniste pylaste o kolorze jasnożółtym (seria deluwiów dolnych). Przykryte są one serią deluwiów środkowych, utworzonych z piasków drobno- i różnoziarnistych jasnobraunatnych. Widoczna jest tutaj ciemniejsza barwa osadu oraz miejscami masywna struktura. W tej serii rozpoznano subkopalne nory zwierząt. Jednocześnie w NW części odkrywki I stwierdzono częściowe przykrycie stropu serii deluwiów dolnych bezstrukturalnymi piaskami różnoziarnistymi. W obrębie odkrywki osady te formowały niewielki wał, który rozpoznano jako fragment jezora lub wału kolumnialnego. Seria deluwiów środkowych powstała zatem w znacznej mierze w efekcie rozmywania wcześniej zdeponowanych koluwiów. Powyżej zostały złożone warstwowane horyzontalnie deluvia górne zbudowane z piasków drobno- i średnioziarnistych jasnobraunatnożółtych lub jasnobraunatnych. Strop osadów stożka został przekształcony antropogenicznie wskutek działalności agrotechnicznej. Powstała w ten sposób warstwa diamiktonu rolnego o miąższości około 40 cm zbudowanego z piasków różnoziarnistych próchniczych (rys. 5). W strefie dystalnej stożka, w stropie deluwiów dolnych udokumentowano glebę kopalną. Tworzy ją kilkucentymetrowa warstwa silnie zapiaszczonej mułków organicznych. Zachowane makroskopowe szczątki roślinne wskazują na otwarty krajobraz oraz podmokłe warunki w trakcie formowania tego poziomu (inf. ustna R. Stachowicz-Rybka). Nie można także wykluczyć akumulacji tych osadów w wyniku wezbrania lub powtarzających się wezbrań. W strefie dystalnej stożka następuje wyklinowanie deluwiów dolnych, a deluvia środkowe przechodzą w osady bardziej gruboziarniste (odwierty nr 15, 16), być może proluwia uległy rozmywaniu w środowisku fluwialnym w trakcie wezbrań. Strop osadów tworzy tu diamikton rolny.



Rys. 4. Spadki terenu w obrębie rozcięć erozyjnych na obszarze badań

Slopes within erosional cuts in the research area

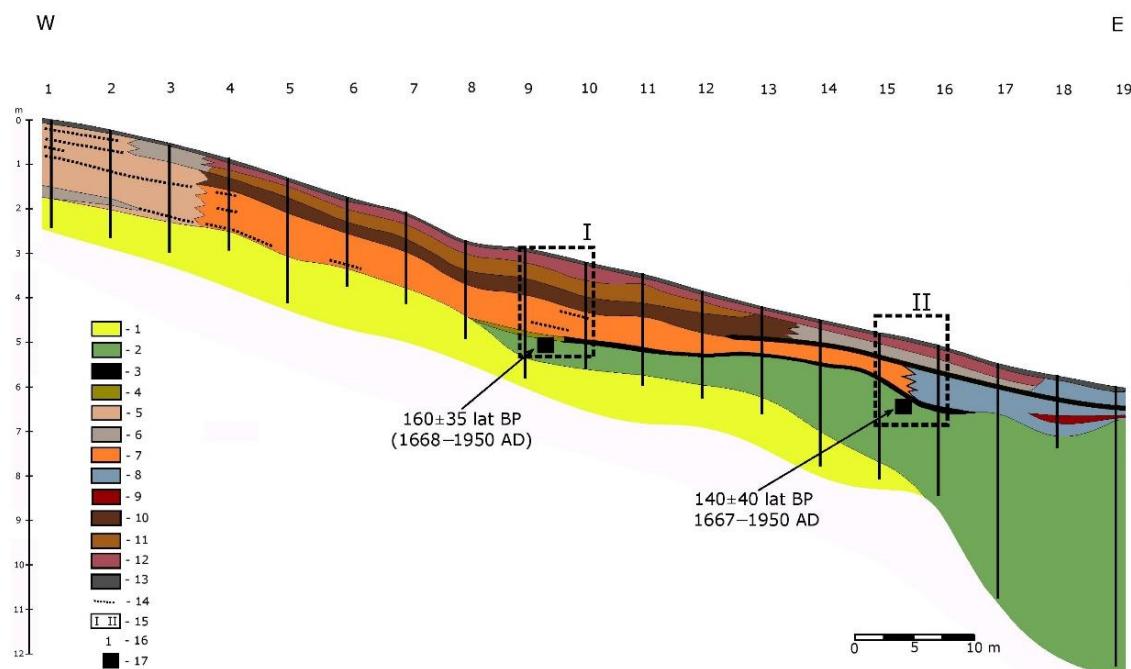
Datowania makroskopowych szczątków roślinnych (fragm. drewna i szyszki) ze stropu gytii grubodetrytusowej, nakrytej osadami stożka, dały wyniki odpowiednio: 160 ± 35 lat ^{14}C BP (MKL-3633) oraz 140 ± 40 lat ^{14}C BP (MKL-3635). Po kalibracji z prawdopodobieństwem 95,4% uzyskano wiek 1668–1950 AD oraz 1667–1950 AD.

Cechy teksturalne osadów stożka akumulacyjnego

W strefie centralnej stożka, w odkrywce geologicznej I, udokumentowano: deluwia dolne (190–102 cm), proluvia wypełniające rozcięcia erozyjne w obrębie deluwiów dolnych (120 cm, 160 cm), deluwia środkowe (102–66 cm), deluwia górne (66–

40 cm), diamikton rolny (40–5 cm), glebę współczesną (głębokość 5–0 cm) (tab. 1; fot. 1; rys. 6).

Deluwia dolne to piaski drobnoziarniste o barwie jasnobrunatnożółtej, z rzadko występującymi warstwami piasków drobnoziarnistych o barwie ciemnobrunatnożółtej. Seria ta charakteryzuje się rytmicznością zmian wartości wskaźników sedimentologicznych (seria 3 na rys. 7). Średnia średnica ziaren dla deluwiów dolnych mieści się w przedziale od 2,9 do 4,3 phi. Osady te odznaczają się dodatnią skośnością (0,04–0,3) i są słabo lub umiarkowanie wysortowane (rys. 7; tab. 2). W tej serii występują licznie niewielkie węgle drzewne. Ich ilość wzrasta od spągu ku stropowi. Zawartość węglanu wapnia średnio wynosi 0,07%. Zdecydowana większość krzywych



Rys. 5. Przekrój geologiczny stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Serteki

1 – piaski i mułki fluwioglacialne; 2 – gytia grubodetrystusowa; 3 – mułek organiczny; 4 – zmurszały torf; 5 – proluvia dna parowu (piaski różnoziarniste z przewagą piasków drobnoziarnistych); 6 – proluvia (piaski różnoziarniste i żwiry); 7 – deluwig dolne (piaski drobnoziarniste pylaste); 8 – osady pozakorytowe (piaski drobnoziarniste z mułkiem organicznym); 9 – torf słabo zapiszczony; 10 – deluwig środkowe (piaski drobno- i różnoziarniste jasnobrunatne); 11 – deluwig górne (piaski drobno- i średnioziarniste); 12 – diamicton rolny (piaski różnoziarniste próchniczne); 13 – współczesny poziom próchniczny; 14 – bruk erozyjny; 15 – odkrywka I i II; 16 – numery wierceń; 17 – miejsce poboru próbek do datowań radiowęglowych

Geological cross-section of the accumulative fan in the Serteyka River valley

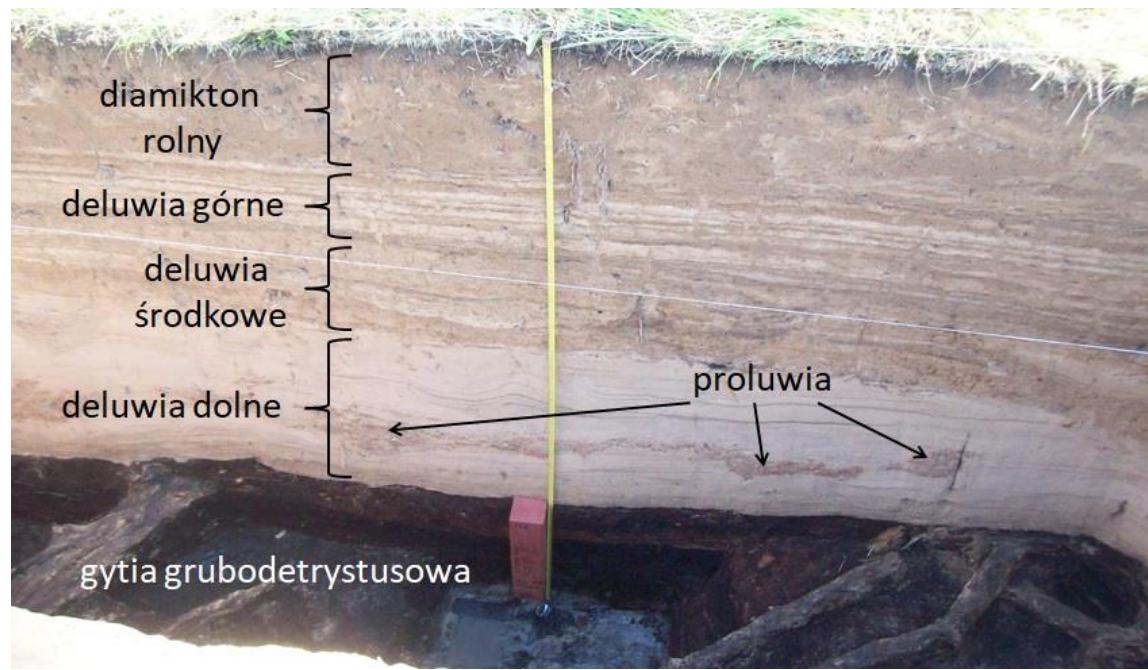
1 – fluvioglacial sands and silt; 2 – coarse detritus gyttja; 3 – organic mud; 4 – peat mucked; 5 – proluvium of gully bottom (various-grained sands with predominance of fine sands); 6 – proluvium (various-grained sands and gravels); 7 – lower deluvium (fine-grained sands), 8 – overbank deposits (fine sands with organic mud); 9 – peat poorly sandy; 10 – central deluvium (fine- and various-grained sand); 11 – upper deluvium (fine- and medium-grain sand), 12 – tillage diamicton (humus-rich sand), 13 – contemporary humic horizon; 14 – gravel lag; 15 – outcrops I and II; 16 – drilling numbers; 17 – location of sample collection for radiocarbon dating

Tabela 1

Cechy strukturalne osadów stożka akumulacyjnego (odkrywka I)

Structural features of an accumulative fan sediment (outcrop I)

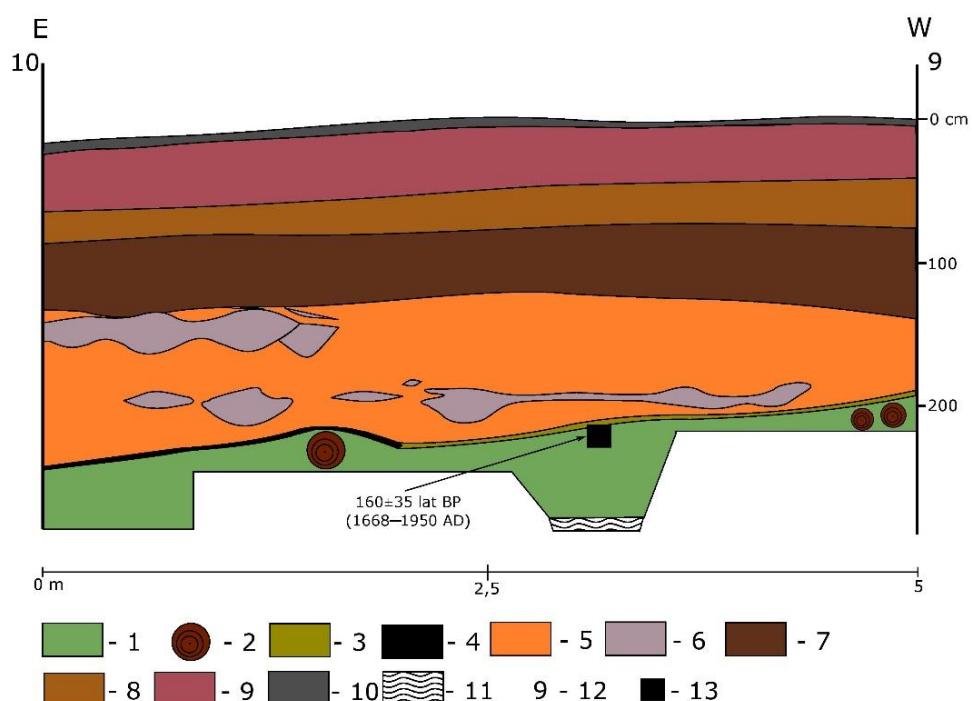
Głębokość [cm] Depth [cm]	Cechy strukturalne <i>Structural features</i>	CaCO ₃ [%]	Typy osadów <i>Sediment types</i>
5–40	– brunatny piasek drobno- i średnioziarnisty próchniczny – materiał bezstrukturalny, zagięszczony	nie badano	diamikton rolny
40–66	– jasnobrunatnożółte lub jasnobrunatne piaski drobno- i średnioziarniste – płaskie warstwowanie subhoryzontalne	0,05–0,07	deluwig górne
66–103	– brunatne piaski drobno- i różnoziarniste; – występują zoofakty	0,04–0,14	deluwig środkowe
103–190	– jasnożółte piaski drobnoziarniste pylaste – występują węgle drzewne, – słabo wykształcona laminacja osadów	0–0,09 (deluwig) 0–0,14 (proluwium)	deluwig dolne z wkładkami proluwiów
20–630	– jasnobrunatnożółte i brunatne piaski mułkowe i mułki – miejscami warstwowanie przekątne	nie badano	materiał źródłowy



fot. W. Piech, 2017

Fot. 1. Ściana odkrywki I w strefie centralnej stożka

The wall of outcrop I in the central zone of the fan

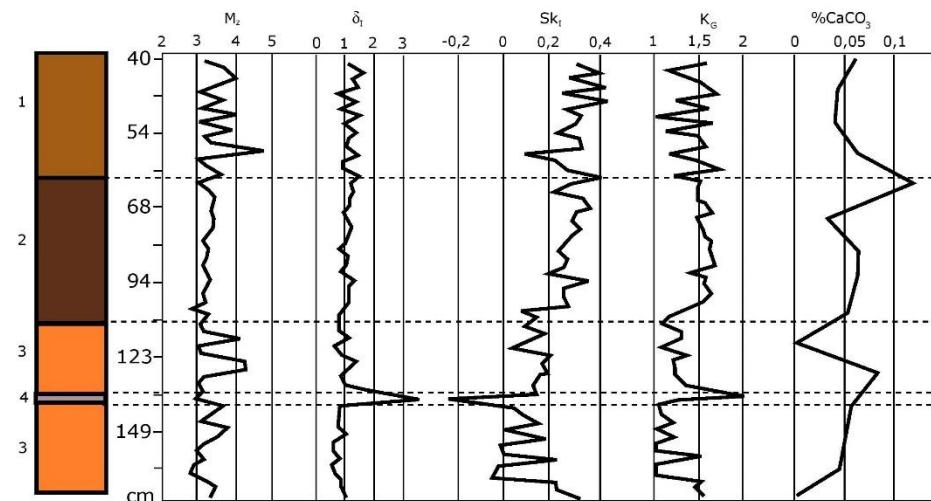


Rys. 6. Ściana odkrywki I w strefie centralnej stożka

1 – gytia grubodetrytusowa; 2 – drewno; 3 – zmurszały torf; 4 – mułek organiczny; 5 – deluwia dolne; 6 – proluwia; 7 – deluwia środkowe; 8 – deluwia górsze; 9 – diamikton rolny; 10 – współczesny poziom próchniczny; 11 – poziom wody; 12 – numer wiercenia; 13 – miejsce poboru próbki na datowanie radiowęglowe

Wall of outcrop I in the central zone of the fan

1 – coarse detritus gyttja; 2 – wood; 3 – mucked peat; 4 – organic mud; 5 – lower deluvium; 6 – proluvium; 7 – central deluvium; 8 – upper deluvium; 9 – tillage diamicton; 10 – contemporary humic horizon; 11 – water level; 12 – drill number; 13 – location of sample collection for radiocarbon dating



Rys. 7. Wskaźniki sedimentologiczne osadów mineralnych stożka akumulacyjnego w strefie centralnej (odkrywka I)

1 – deluwia górne; 2 – deluwia środkowe; 3 – deluwia dolne; 4 – proluwia
 M_z – średnia średnica ziaren; δ_I – wysortowanie; Sk_I – skośność; K_G – kurtoza; $\%CaCO_3$ – procentowa zawartość węglanu wapnia

Sedimentological indicators of mineral sediments in the accumulative fan in the central zone (outcrop I)

1 – upper deluvium; 2 – central deluvium; 3 – lower deluvium; 4 – proluvium
 M_z – mean grain size; δ_I – sorting index; Sk_I – skewness; K_G – kurtosis; $\%CaCO_3$ – percentage content of calcium carbonate

Tabela 2

Wskaźniki sedimentologiczne poszczególnych typów osadów

Sedimentological indicators of individual sediment types

	M_z	δ_I	Sk_I	K_G
deluwia górne <i>upper deluvium</i>	3,0–4,8	0,8–1,6	0,14–0,43	1,0–1,7
deluwia środkowe <i>central deluvium</i>	2,9–3,5	0,8–1,3	0,14–0,38	1,3–1,6
proluwia <i>proluvium</i>	0,8–2,7	1,4–2,3	-0,5–(-0,04)	0,5–2,2
deluwia dolne <i>lower deluvium</i>	2,9–4,3	0,6–1,5	0,04–0,3	1,0–1,5
materiał źródłowy <i>source material</i>	3,8–5,6	0,5–1,6	0,01–0,6	0,9–2,1

częstości rozkładu uziarnienia jest unimodalna, z przewagą ziaren o wielkości 3–4 phi (podobnie jak w deluwiach górnych i deluwiach środkowych). Różnica częstości w tej modzie wynosi zaledwie 3% i kształtuje się na poziomie 14–17%. Podobnie jak w deluwiach górnych i środkowych widoczne jest niewielkie zwiększenie udziału frakcji o wielkości ziaren 6–7 phi (rys. 8).

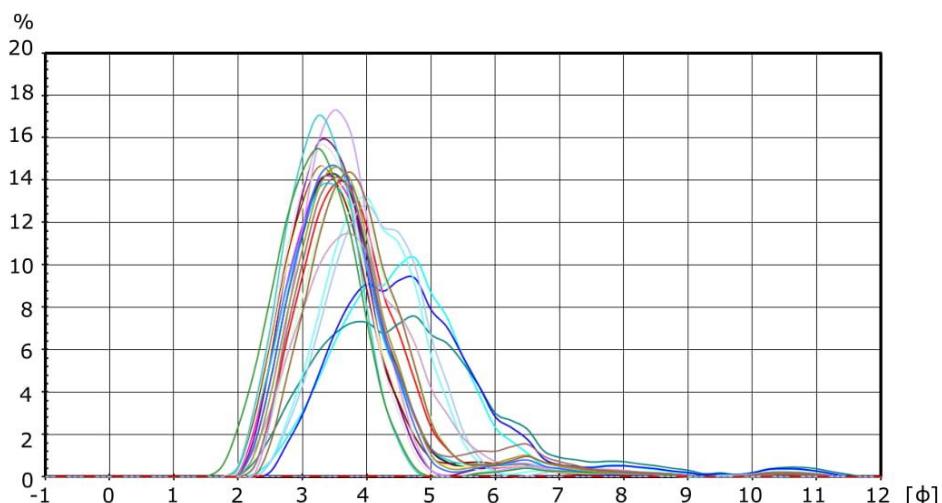
Proluwia stanowią wkładki wypełniające niewielkie rozcięcia erozyjne w obrębie deluwiów dolnych. Budują je piaski różnoziarniste, z domieszką żwirów i toczeńców gliniastych o średnicach dochodzących nawet do 3 cm. W całej serii

deluwiów dolnych występują dwa horyzonty rozcięć wypełnionych proluwiami (rys. 5, 6). Pierwszy znajduje się na głębokości około 170 cm i równocześnie 20 cm nad stropem gytii podścielającej osady stożka. Drugi znajduje się około 150 cm pod powierzchnią terenu, bezpośrednio pod serią deluwiów środkowych. W tym horyzoncie występują włożenia proluwiów o największej miąższości. Niektóre z nich wypełnione są głównie gliniastymi toczeńcami. Osady proluwiów są bardzo słabo lub słabo wysortowane ($\delta_I = 1,4–2,3$), z przewagą materiału o frakcji grubszej. Proluwia mają bardzo ujemny lub ujemny rozkład skoś-

ności, przy wartościach kurtozy zawierających się w przedziale 0,5–2,2 (tab. 2). Osady te są odwapnione, a zawartość węglanu wapnia wynosi od 0% do 0,14%. Największe częstości rozkładu uziarnienia mają ziarna o wielkości 3–4 phi (od 10% do prawie 25%) (rys. 9). Dla tych osadów zaznacza się wzrost udziału ziaren o wielkości 0 phi o kilka procent, podobnie jak w przypadku ziaren o wielkości od 5 do 8 phi. Ciekawym faktem jest, iż nie ma ziaren drobniejszych niż 8,5 phi. Niski jest udział ziaren 0,5–2,5 phi (na poziomie kilku procent) (rys. 9).

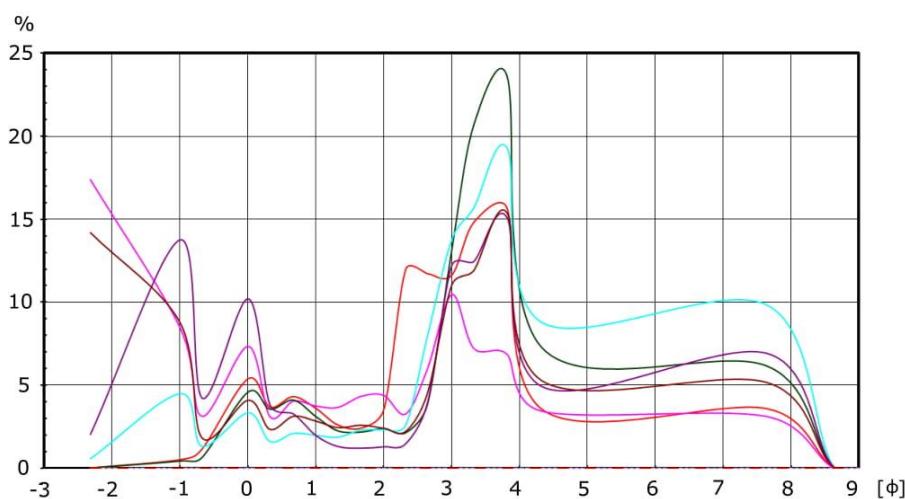
Deluwią środkowe są osadami o jasnobrunatnej barwie, których strop jest ścięty erozyjnie. Są to osady różnoziarniste z dużym udziałem frakcji drobnej. Osad ten charakteryzuje się brakiem

rytmiczności w zmianach wartości wskaźników uziarnienia, co daje efekt względnego wypłaszczania odnośnych wykresów (seria 2 na rys. 7). Dominują ziarna o wielkości około 3,3 phi. Średnia średnica ziaren wynosi od 2,9 do 3,5 phi, wy sortowanie mieści się w przedziale 0,8–1,3, zaś skośność od 0,14 do 0,38 (rys. 7; tab. 2). Zawartość węglanu wapnia jest na poziomie około 0,06%. W osadach deluwiów środkowych prze waża udział ziaren o wielkości 3–4 phi (12–16%). Druga moda zaznacza się w przedziale wielkości ziaren 6–7 phi. Różnice pomiędzy poszczególnymi krzywymi zebranymi z całej miąższości warstwy są niewielkie (do 4% częstości w modzie pierwnej), zaś przebieg krzywych jest bardzo po dobny względem siebie (rys. 10).



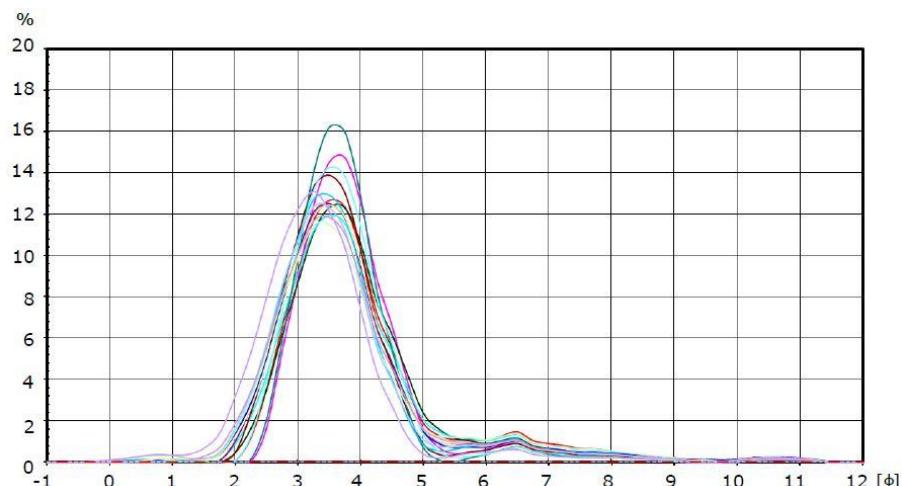
Rys. 8. Krzywe częstości rozkładu uziarnienia deluwiów dolnych (odkrywka I)

The grain size distribution frequency curve of the lower deluvium (outcrop I)



Rys. 9. Krzywa częstości rozkładu uziarnienia proluwiów (odkrywka I)

The grain size distribution frequency curve of the proluvium (outcrop I)



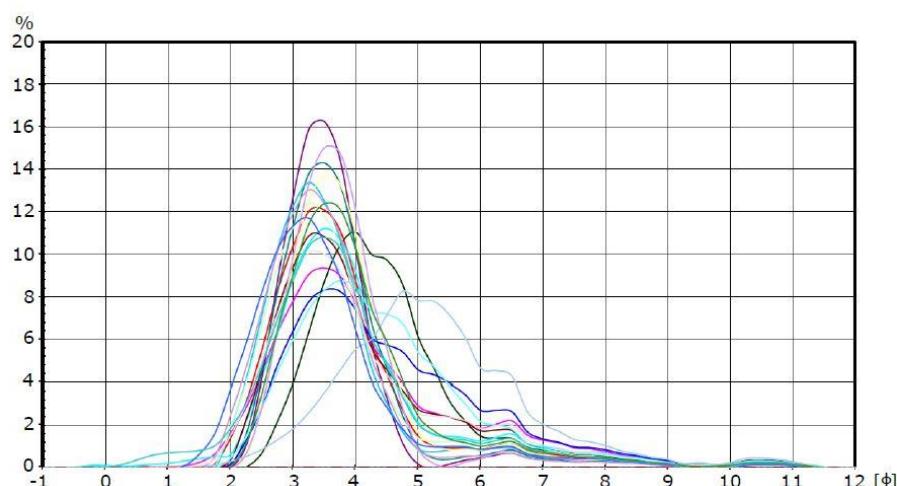
Rys. 10. Krzywa częstości rozkładu uziarnienia deluwiów środkowych (odkrywka I)

The grain size distribution frequency curve of the central deluvium (outcrop I)

Deluwi górnego charakteryzują się rytmiczną występowaniem na przemian lamin jasnobrunatnożółtych oraz brunatnych, o miąższości od 1 do 3 cm. Cechują się one płaskim warstwowaniem subhorizontalnym. Analizując wartości wskaźników sedimentologicznych, można również zaobserwować rytmiczność zmian wartości, zwłaszcza biorąc pod uwagę średnią średnicę ziaren mieszczącą się w przedziale od 3 do 4,8 phi (seria 1 na rys. 7). Dla części lamin wskaźnik ten skupia się wokół wartości 3 phi, dla innych – około 4 phi. Osady deluwiów górnych są słabo lub umiarkowanie wysortowane (0,8–1,6), o bardzo dodatnio lub dodatnio skośnym rozkładzie, przy wartościach kurtozy 1,0–1,7 (rys. 7; tab. 2). Zawartość procentowa węglanu wapnia jest niewielka i wynosi średnio 0,06%. Analizując krzywą częstości uziarnienia deluwiów górnych (rys. 11), zauważalne jest, że w badanej warstwie

znajduje się najwięcej ziaren o wielkości 3–4 phi (od 8 do 16%). Większość krzywych jest unimodalna, pojedyncze krzywe są bimodalne (rys. 11). Druga, mniejsza moda, zarysowuje się w przedziale ziaren 6–7 phi (do 4%), co świadczy o wzbogacaniu osadu w materiał pylasty. Zauważalna jest dość duża rozbieżność w krzywych uziarnienia dla poszczególnych lamin w obrębie deluwiów górnych, zwłaszcza w modzie pierwszej, gdzie różnica częstości wynosi nawet 8%. W drugiej modzie różnica wynosi około 3% (rys. 11).

Diamikton rolny reprezentują piaski drobno- i średnioziarniste próchnicze o barwie brunatnej. Osady są zagęszczone i bezstrukturalne, występują tu licznie korzenie współczesnych roślin. Jest to materiał silnie przemieszany przez orkę, która obejmowała najprawdopodobniej osady deluwiów górnych.



Rys. 11. Krzywa częstości rozkładu uziarnienia deluwiów górnych (odkrywka I)

The grain size distribution frequency curve of the upper deluvium (outcrop I)

Na rozkładach wskaźników sedymentologicznych badanych osadów w profilu pionowym (rys. 7) można zauważać, iż od głębokości około 140 cm zwiększa się wartości skośności, co świadczy o zwiększaniu się przewagi frakcji drobniejszych w stosunku do frakcji o największej częstotliwości.

Materiałem źródłowym osadów budujących badany stożek akumulacyjny są utwory wodnolodowcowe powstałe podczas ostatniego zlodowacenia (fot. 2). Budują one powierzchnię terenu w otoczeniu rozcięcia erozyjnego. Osady badane były w odkrywce założonej na stoku parowu i w jego dnie. Od powierzchni do 20 cm występuje poziom orno-próchniczny (fot. 2). Do głębokości 184 cm zalegają jasnobrunatne piaski mułkowe o średniej średnicy ziaren od 3,2 do 4,0 phi. Wysortowanie mieści się w przedziale 0,6–1,5, a skośność wynosi od 0,03 do 0,6. W tej warstwie zauważalne są rdzawe laminy piasku drobnoziarnistego o miąższości do 0,5 cm. Na głębokości od 137 do 184 cm występuje warstwowanie przekątne rynnowe. Od 184 cm do 411 cm zalegają na przemian piaski drobnoziarniste pylaste i piaski mułkowe ($M_z = 3,05\text{--}4,2$; $\delta_l = 0,5\text{--}1,6$; $S_k = 0,01\text{--}0,6$). Na głębokości od 417 cm do 456 cm notowane są brunatne mułki piaszczyste o średniej średnicy ziaren od 4,6 do 5,6 phi, wysortowaniu od 0,9 do 1,6 i skośności od 0,1 do 0,5. Od 456 do 630 cm występują jasnobrunatne piaski mułkowe o słabo widocznych warstwowaniach horyzontalnych i o średniej średnicy ziaren od 3,4 do 4,4 phi, wysortowaniu od 0,5 do 1,3 oraz skośności od 0,08 do 0,6. Analiza krzywych częstości materiału źródłowego wskazuje na najczęstsze występowanie (do 20%) ziaren o wielkościach 3–4 phi. Widoczna jest także druga moda w wielkościach ziaren w przedziale 6–7 phi oraz niewielki wzrost udziału ziaren o wielkości 10–11 phi. Kilka próbek odznacza się największą zawartością ziaren o wielkościach 4–5 phi (rys. 12).

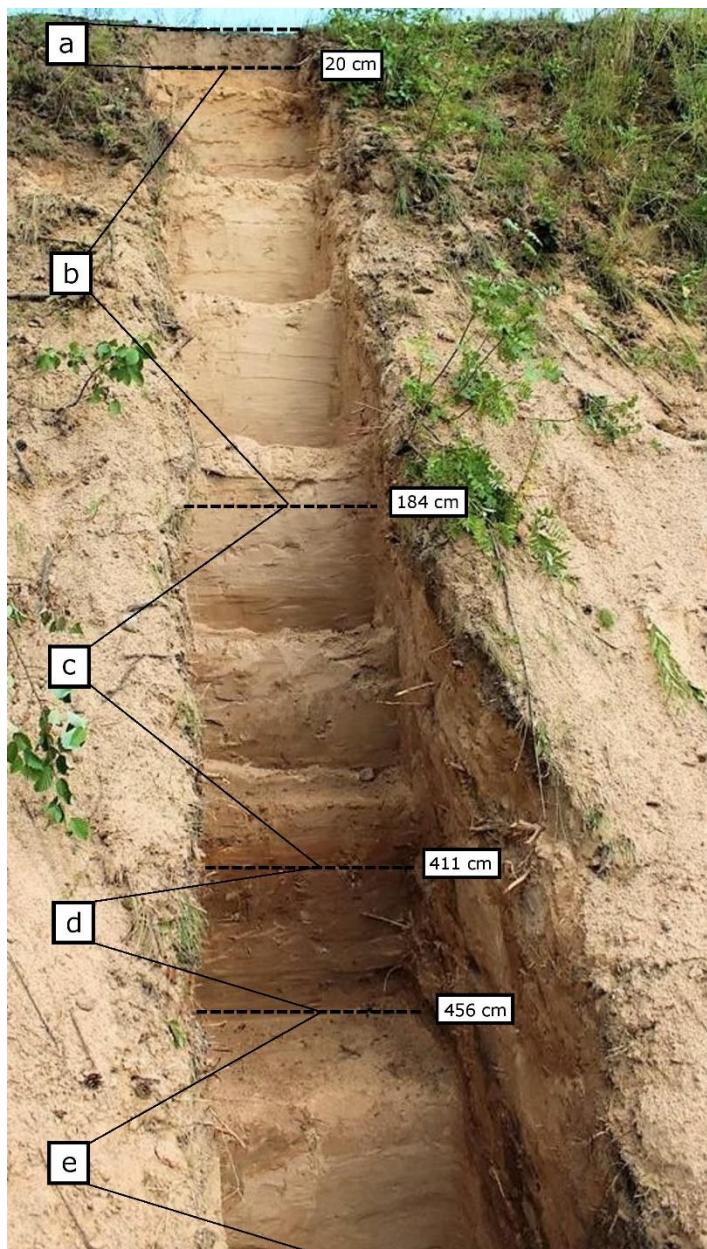
Interpretacja

Analizując skumulowany rozkład uziarnienia metodą Visherą (1969), można stwierdzić, iż dla deluwiów dolnych zauważa się podział na dwie populacje próbek (seria 1, rys. 13). Saltacja była głównym procesem transportującym (od 84% do 96%) ziarna o wielkości od 1,5 do 4,5 phi. Drugim typem transportu była suspensja (od 4% do 16%) przy wielkości ziaren jednej populacji od 4,5 do 11,5 phi, a drugiej od 4,5 do 9 phi. Deluwiów środkowych (seria 2, rys. 13) odznaczają się niewielkim udziałem toczenia (do 5%) w transporcie ziaren o wielkości od

-5 phi (jedna próbka) do 1 phi. W pojedynczych warstwach udział toczenia był marginalny. Dominował proces saltacji (od 80% do 94%), przy wielkości ziaren od 4,5 do 11 phi. Przy czym występują tutaj dwie subpopulacje – jedna powiązana z saltacją w przesłonie trakcyjnej (ziarna grubsze) i druga z saltacją w chwilowym zawieszeniu (ziarna drobniejsze) (Visher 1969, por. też Szmańda 2011). W deluwiach górnych (seria 3, rys. 13) występuje jedna populacja osadów, w której przeważa saltacja (od 82% do 95%), przy wielkości ziaren od 1 do 4,5 phi. Suspensja w tym przypadku zaznacza się od 5% do 18%, przy wielkości ziaren od 4,5 do 11,5 phi. Toczenie występuje w pojedynczych warstwach, gdzie udział tego procesu waha się od 0% do 1%, przy wielkości ziaren od -0,5 do 1,5 phi. W proluwiach dominującym procesem transportującym ziarna jest toczenie (od 16% do 73%). Na drugim miejscu jest saltacja (od 18% do 68%), przy udziale ziaren od 2 do 3,5 phi. Udział suspensji wynosi od 6% do 16%, przy wielkości ziaren od 3,5 do 8 phi. W materiale źródłowym (seria 5, rys. 13) można wyróżnić dwie populacje osadów – jedna związana z saltacją i druga z suspensją. Saltacja była przeważającym procesem (od 75% do nawet 99%) transportu ziaren o wielkości od 1,5 do maksymalnie 4,5 phi. Udział suspensji wynosił zaś dla jednej populacji od 1% do 5%, przy wielkościach ziaren od 4 do 8,5 phi, dla drugiej od 5% do 25%, przy wielkościach ziaren od 4,5 phi do 11 phi.

Analizując powyższe krzywe kumulacyjne, można stwierdzić, że saltacja była głównym procesem transportującym ziarna zarówno podczas akumulacji materiału źródłowego jak i osadów stokowych. Drugim zaznaczającym się typem transportu była suspensja. Udział wleczenia był marginalny i zauważalny tylko w przypadku deluwiów środkowych i deluwiów górnych. Przy dominującym transporcie saltacyjnym deluwiów budujących stożek, należy podkreślić, że osady źródłowe zapewniały obfitość odpowiedniego materiału. W przypadku proluwiów toczenie i wleczenie przeważało w transporcie ziaren, duży był także udział suspensji, z kolei saltacja odgrywała mniejszą rolę (rys. 13).

Na wykresach zależności wskaźników sedymentologicznych rozpoznano układ II wg Mycielskiej-Dowgięło (1995), w którym wraz ze zwiększeniem średniej średnicy ziarna wzrasta również stopień ich wysortowania. To kryterium najlepiej spełniają deluvia dolne i górne (rys. 14). Dla deluwiów środkowych układ II jest słabo zauważalny. Proluwiom odpowiada układ I, czyli wraz ze wzrostem średniej średnicy ziaren maleje stopień wysortowania (rys. 14).



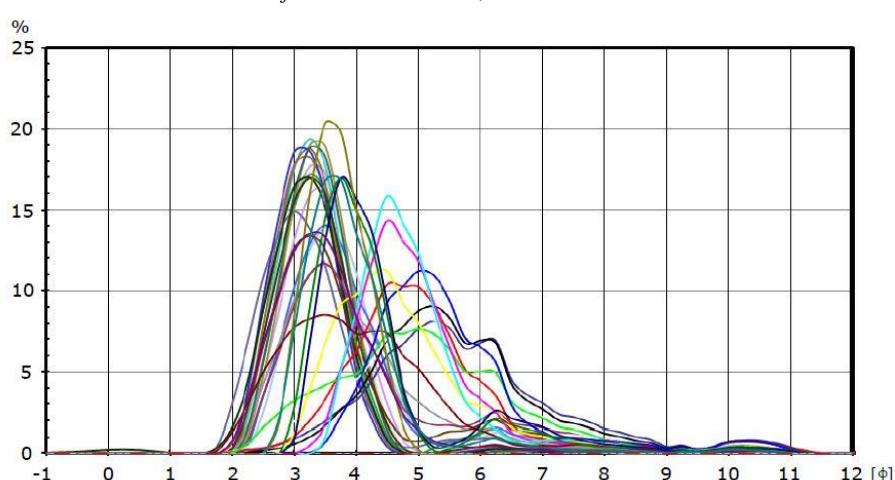
fot. A. Mroczkowska, 2017

Fot. 2. Odsłonięcie zlokalizowane w ścianie rozcienia erozyjnego

1 – poziom próchniczny; 2 – piaski mułkowe;
3 – piaski drobnoziarniste pylaste i piaski mułkowe;
4 – mułki piaszczyste; 5 – piaski mułkowe
słabo warstwowane

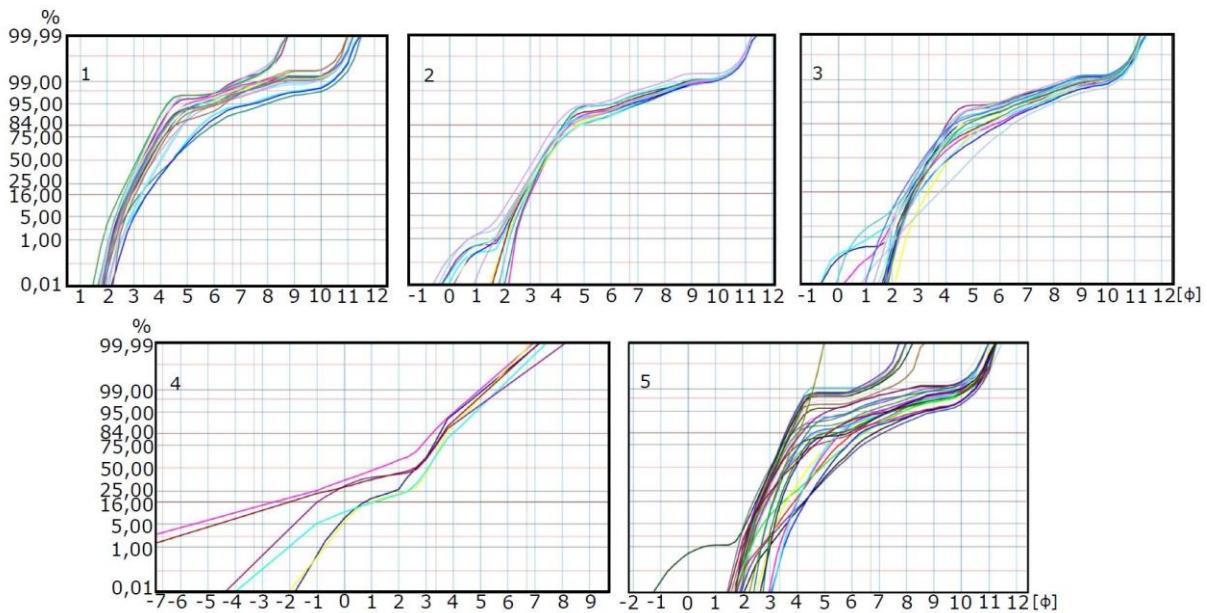
Exposure located in the wall
of the erosive cut

1 – humic horizon; 2 – silty sands; 3 – fine sands
and silty sands; 4 – sandy silt; 5 – silty sands poorly
stratified



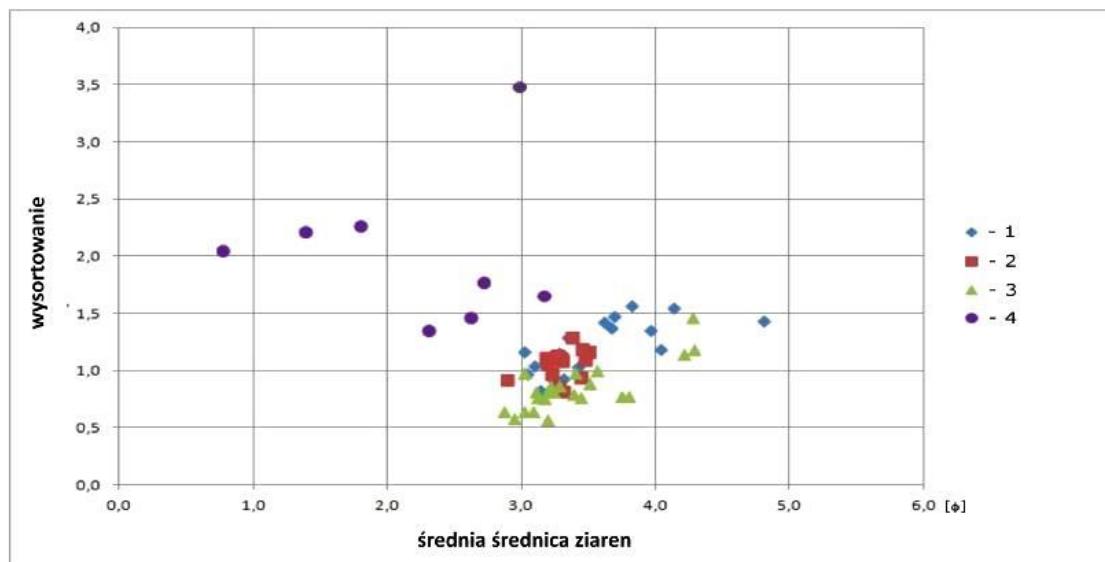
Rys. 12. Krzywe częstości uziarnienia materiału źródłowego (odsłonięcie)

The grain size distribution frequency curve of the source material (exposure)



Rys. 13. Krzywe kumulacyjne rozkładu uziarnienia osadów stożka akumulacyjnego i materiału źródłowego
odkrywka I: 1 – deluwia dolne, 2 – deluwia środkowe, 3 – deluwia górne, 4 – proluwia; odsłonięcie: 5 – materiał źródłowy

The grain sizes cumulative curves of the accumulative fan sediments and source material
excavation I: 1 – lower deluvium, 2 – central deluvium, 3 – upper deluvium, 4 – proluvium; exposure: 5 – source material



Rys. 14. Wykres zależności pomiędzy średnią średnicą ziarna a wysortowaniem
dla osadów stożka akumulacyjnego

1 – deluwia górne; 2 – deluwia środkowe; 3 – deluwia dolne; 4 – proluwia

Relationship diagram between mean sizes of grains and sorting index of the accumulative fan deposits

1 – upper deluvium; 2 – central deluvium; 3 – lower deluvium; 4 – proluvium

Dyskusja

Warunki depozycji stożka akumulacyjnego

Deluwi dolne zbudowane są z jasnobrunatnego piasku drobnoziarnistego z pyłem. Taka tekstura świadczy najprawdopodobniej o słabym spłukiwaniu rozproszonym odpowiedzialnym za akumulację tej serii. W obrębie tej warstwy występują jednak wąskie i dość głębokie rozcięcia (do 40 cm) wypełnione materiałem różnoziarnistym oraz rozcięcia płytke (do 10 cm) wypełnione proluwiami. Wskazuje to na okresowe rozcinanie powierzchni stożka przez skoncentrowane spływy powierzchniowe odpowiedzialne za spłukiwanie liniowe. Zauważalne jest, że wartości skośności w spągowej części deluwiów dolnych przesuwają się ku wartościom niższym, zatem udział ziaren frakcji grubszych wzrastał (do głębokości około 140 cm). Znaczenie jest, iż rozcięcia występują tylko w obrębie serii deluwiów dolnych. Zwiększąca się ilość węgli w deluwiach dolnych może świadczyć o nastającym wpływie przekształceń antropogenicznych (m.in. deforestacja obszaru) i zazębianiu antropopresji oraz czynnika klimatycznego.

W proluwiach wypełniających rozcięcia w serii deluwiów nie występują ziarna drobniejsze niż 8,5 phi. Najprawdopodobniej zostały one przetransportowane w strefę dystalną stożka i zostały włączone w system fluwalny Serteki. Duży jest za to udział ziaren grubych i żwiru oraz toczeńców gliniastych, co dowodzi silnych spływów skoncentrowanych. Badane proluwia wpisują się w zestawienie cech litologicznych osadów tego typu opisanych przez Twardego (2017), ze średnią średnicą powyżej 1 phi, wysortowaniem od 1 do 6, ujemną skośnością czy zawartością procentową węglanu wapnia bliską zeru, przy czym proluwia z doliny Serteki charakteryzuje względnie dobre wysortowanie.

Niewielkie zakresy wartości wskaźników uziarnienia deluwiów śródkowych mogą świadczyć o stabilnych warunkach akumulacyjnych. Seria ta charakteryzuje się brunatnym kolorem, co wskazuje na stosunkowo duży udział próchnicy, która była najprawdopodobniej spłukiwana z wyżej położonych, użytkowanych rolniczo gleb. Warstwa ta była przekształcana przez zwierzęta, o czym świadczą odnotowane zoofakty. Seria ta cechuje się słabo zachowanym warstwowaniem, a miejscami strukturą masywną. Prawdopodobnie jest to efekt działania procesów pedogenetycznych, w tym

działalności pedofauny, które prowadziły do szybkiego zacierania pierwotnego warstwowania.

Udokumentowana rytmiczność cech strukturalnych i wskaźników sedimentologicznych deluwiów górnych związana jest z różnicą zawartością domieszek organicznych oraz zmiennymi warunkami akumulacyjnymi. Być może wynika z sezonowej zmienności tempa akumulacji osadów. Taką zależność uważa Twardy (2003) w badaniach osadów deluwiów antropogenicznych z Brzezin k/Łodzi.

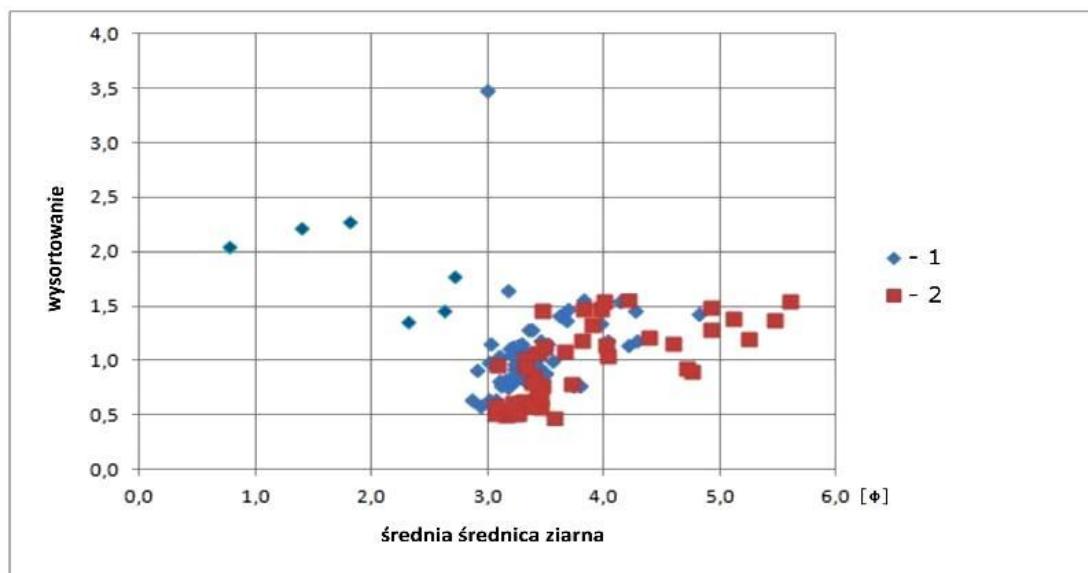
Diamikton rolny rozwinięty w stropowej części osadów stożka akumulacyjnego ma masywną strukturę, ciemnobrunatny kolor, co najprawdopodobniej związane jest z wysoką zawartością próchnicy. Dolna granica tej warstwy jest bardzo dobrze widoczna, co wskazuje na długotrwałą orkę i wykształcenie się tzw. podeszwy płużnej. Podobnymi cechami strukturalnymi odznaczają się diamiktony rolne z centralnej Polski, ponadto są one słabo wysortowane, próchnicze i bezwęglanowe (Twardy 2008; Twardy i in. 2014).

Deluwi dolne i górne akumulowane były w wyniku spłukiwania rozprozonego, na co wskazuje rozpoznany układ II stosunku odpowiednich wskaźników sedimentologicznych wg Mycielskiej-Dowgiałło (1995). Układ ten uważany jest za typowy dla osadów deluwiowych (m.in. Smolska 2003, 2005; Twardy 2003, 2008; Kittel 2016; Majewski 2017). Choć stwierdzany jest również w facji pozakorytowej osadów fluwalnych (por. Mycielska-Dowgiałło 1995; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011; Szmańda 2011). Wpływ na powstanie deluwiów śródkowych miało, oprócz spłukiwania rozprozonego, zapewne również przemieszczanie ziaren w wyniku rozbrzygu (por. Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011). Warunki akumulacyjne proluwiów są najbardziej podobne do warunków akumulacyjnych dla osadów fluwalnych facji korytowej (układ I) (por. Mycielska-Dowgiałło 1995; Mycielska-Dowgiałło, Ludwikowska-Kędzia 2011; Szmańda 2011).

Podczas transportu i akumulacji nie doszło do wyraźnego pogorszenia się wysortowania osadów mineralnych stożka, tj. deluwiów dolnych, śródkowych i górnych w stosunku do materiału źródłowego (tab. 1) (por. Smolska 2005; Majewski 2017). Wyjątkiem są proluwia, których wysortowanie dość znacznie się pogorszyło (tab. 1). Udział ziaren grubszego jest tu nieco większy niż w materiale źródłowym przy podobnych wartościach wysortowania (rys. 15). Sugeruje to zaistnienie selektywnego przemieszczania materiału w dół stożka podczas spływu powierzchniowego i/lub nacinanie przez erozję warstw o większym udziale grubszego ziaren. Deluwi mają mniejsze zakresy

wartości skośności niż osady źródłowe (por. Majewski 2017). W wyniku spłukiwania rozproszego podczas intensywnych opadów dochodzi

bowiem często do selektywnego wzbogacania osadu w drobne frakcje (Smolska 2003, 2005; Twardy 2003).



Rys. 15. Wykres zależności pomiędzy średnią średnicą ziarna a wysortowaniem dla osadów stożka akumulacyjnego i materiału źródłowego

1 – osady stożka; 2 – materiał źródłowy

Relationship diagram between mean sizes of grains and sorting index of the accumulative fan deposits and source material

1 – fan deposits; 2 – source material

Serie deluwiów dolnych, środkowych i górnych wpisują się w podział litologiczny osadów stokowych zaproponowany przez Twardego (2008, 2017). Analizowane osady odpowiadają zarówno cechom piasków deluwiальных, jak i deluwiальных pyłów piaszczystych. Wartości średniej średnicy ziaren z facji deluwiальных pyłów piaszczystych mieszczą się w przedziale 3–5 phi. Pozostałe cechy, czyli wysortowanie ($\delta_l = 0,5–2$), wzrost skośności wraz z drobnieniem ziarna i warstwowania horyzontalne, czy silne odwapienie wskazują na fację piasków deluwiowych.

Szczególną uwagę należy zwrócić na wartości odchylenia standardowego uzyskane dla badanych deluwiów sertejskich. Wskazują one na słabe wysortowanie, będące cechą typową dla deluwiów (por. Twardy 1995, 2000, 2003; Smolska 2005), które jest skutkiem krótkiego transportu ziaren oraz zmiennej intensywności siły transportującej. W przypadku deluwiów wahania hydrologicznych parametrów odpływu w ośrodku transportującym wynikają z drenowania małych, lecz licznych zbiorników wodnych (kałuż) na stokach. Na powierzchni stożka następowało wielokierun-

kowe rozmywanie materiału przez wody roztopowe i opadowe.

Cechy teksturalne analizowanych pokryw deluwiowych są uwarunkowane tekturem osadów źródłowych, co było podkreślone m.in. w pracach Smolskiej (2005) i Pietrzak (2002).

Osady deluwiowe powstają w wyniku działalności procesów stokowych, głównie spłukiwania. W centralnej Polsce tworzą je najczęściej piaski drobne i bardzo drobne posiadające domieszkę organiczną i rozproszone węgle. Deluwia akumulowane są w dynamicznym środowisku, ale są także efektem umiarkowanego spłukiwania rozproszego (Twardy 2008; Kittel 2014). Zauważalne jest, iż w wielu przypadkach osady stokowe są wzbogacone w próchnicę. Najprawdopodobniej dostawała się ona tam w efekcie erozji poziomu próchnicznego gleb podczas wzmożonego spłukiwania i następującej denudacji obszarów przyległych (por. Kittel 2014). Poszczególne fazy transformacji stoków i tworzenia pokryw deluwiowych na stanowiskach Bechcice, Wierzbowa i Lutomiersk-Koziówka nawiązywały

do etapów intensywnego zasiedlania tych terenów przez ludność pradziejową (Kittel 2014).

Istotnym czynnikiem inicjującym rozwój procesów stokowych skutkujących akumulacją deluwiów jest deforestacja wynikająca przede wszystkim z antropopresji (por. Stochlak 1996) i/lub w mniejszym stopniu z przyczyn naturalnych (naturalne pożary lasów). Cechy deluwiów mogą świadczyć o chronologii i intensywności osadnictwa, a nawet o kierunkach i sile antropopresji (Smolska 2003; Kittel 2014).

Fazy rozwoju stożka akumulacyjnego

Akumulację osadów stokowych budujących badaną formę wyznacza uzyskany wiek radiowęglowy osadów biogenicznych podścielających serie mineralne stożka i wydatowanych najwcześniej na II poł. XVII w. (tj. 1668–1950 AD i 1667–1950 AD). Dolna seria stożka (deluvia dolne) powstała podczas I fazy rozwoju, która rozpoczęła się nie wcześniej niż w II poł. XVII w. i trwała do około XVIII w. Potwierdza to również fragment nowożytnego szkła, datowanego na XVII–XVIII w., odkrytego w spągu osadów wypełniających parów w jego środkowym odcinku.

Początek rozwoju parów i stożka akumulacyjnego w dolinie Serteki jest związany najprawdopodobniej ze zmianami klimatycznymi, które nastąpiły podczas pessimum Małej Epoki Lodowej (MEL), być może w trakcie minimum Maundera. Badania dowodzą, iż częste występowanie ulewnych deszczy było mechanizmem inicjującym erozję wąwozową (Panin i in. 2009; Zgłobicki i in. 2014). W tym okresie średnia roczna temperatura spadła o około 1°C, zaś zimy były coraz dłuższe. Duży udział w transformacji stoków mogły mieć wówczas intensywne wiosenne roztopy. W Europie czas od połowy XVII do połowy XVIII wieku był okresem o zwiększonej sumie opadów (Jones, Mann 2004; Marks 2016). Duża miąższość serii deluwiów dolnych (nawet do 1 m) dowodzi znacznej denudacji zboczy i/lub długotrwałości tych procesów. Jednocześnie proluwia w dnie parów zazębiają się z deluwiami dolnymi stożka, co dowodzi szybkiego uformowania głęboko wciętej formy erozyjnej i zapelniania jej dna osadami już na wczesnym etapie jej rozwoju. Trzeba również zwrócić uwagę, że dno parów w środkowym odcinku ma wyraźnie wciósowy profil, co dowodzi, że forma ta nie funkcjonowała jako rozcięcie drogowe.

Zainicjowanie erozji najprawdopodobniej związane było z silną deforestacją terenu wskutek antropopresji. Golosov (2002) i Golosov i in.

(2017) opisują intensywną erozję gleb na Niżu Środkoworusyjskim od XVII wieku po czasy obecne, zapoczątkowaną przez wzmożoną działalność rolniczą, co mogło być przyczyną rozwoju pokryw stokowych oraz erozji wąwozowej. Na tym samym obszarze osady organiczne w obrębie niektórych parów datowane są na 220 ± 100 lat BP oraz 430 ± 100 lat BP (Belyaev i in. 2005). Wylesianie zmniejszało możliwości retencyjne obszaru, czego następstwem był wzmożony spływ powierzchniowy i erozja stoków. Wskazują na to liczne węgle drzewne notowane w obrębie deluwiów dolnych oraz liczne szczątki drzew w stropie gytii, co nadaje im cechy tzw. deluwiów deforeacyjnych wg Stochlaka (1996). Być może procesy te należy wiązać z początkami przemysłu drzewnego w rejonie Wielisz w I poł. XVIII w. Zmiany klimatyczne (m.in. zwiększoną liczbą ulewnych deszczy) potęgowały cały proces. Na miąższość osadów stożka mogły mieć wpływ także cechy strukturalne materiału źródłowego, w tym przypadku podatnych na erozję piasków wodnolodowych.

Młodsze fazy rozwoju wąwozów na obszarze Wyżyny Lubelskiej związane są z Małą Epoką Lodową (Zgłobicki i in. 2014), co koreluje z fazą intensywnej erozji w całej Europie w tym okresie. Na terenie Wyżyny Lubelskiej skorelowano trzecią fazę erozji wąwozowej z intensywnym rozwojem rolnictwa związanym z produkcją zboża na eksport i silną deforestacją, która również była po-wszechna w Europie. Na okres ten przypadają także fazy erozyjne (8a – d: XV – połowa XVII wieku) rozwoju systemu wąwozowego koło Kazimierza Dolnego (Dotterweich i in. 2012). Ta faza odpowiada fazie I rozwoju rozcięcia erozyjnego w dolinie rzeki Serteki. Najprawdopodobniej w tym okresie tworzyły się deluvia dolne, w których nie zaznacza się udziału próchnicy. W Polsce Środkowej w tym czasie notowany jest okres osłabienia erozji (Twardy 2008). Stabilizacja ta jest wiązana m.in. z zapaścią gospodarczą w okresie „potopu szwedzkiego” (Twardy 2008). Na Pojezierzu Suwalskim najmłodszy okres akumulacji osadów stożków napływowych rozpoczął się od XIV/XV w., zaś w jednym stożku intensywna faza rozwoju przypada na wiek XVI i trwa do chwili obecnej (Smolska 2005).

Po fazie I nastąpiła stabilizacja stożka w dolinie Serteki. Świadczyć o tym może gleba kopalna udokumentowana w strefie dystalnej stożka w stropie deluwiów dolnych. Zmniejszyła się wówczas siła procesów erozyjnych zachodzących na zboczach doliny Serteki. Brak gleby w wyższych partiach stożka najprawdopodobniej spow-

odowany jest erozją w późniejszym okresie. Faza II jest trudna do wydatowania, trwała najprawdopodobniej w II poł. XVIII w., być może związana jest z okresem konfliktów polsko-rosyjskich w okresie przedrozbiorowym.

Faza III miała miejsce od II poł. XVIII wieku do II poł. XIX wieku w czasie rewolucji przemysłowej, podczas której postęp technologiczny w rolnictwie (m.in. wprowadzenie płodozmianu, wyspecjalizowanego pasterstwa, czy upowszechnienie roślin okopowych) doprowadził do przeobrażeń środowiska. Po 1772 r. w rejonie wsi Selezni rozpoczęła się okres intensywnego rozwoju wielokierunkowego rolnictwa. Faza III rozwoju stożka serteskiego odpowiada fazie 9 (XVIII – połowa XIX wieku) rozwoju wąwozów w rejonie Kazimierza Dolnego na Wyżynie Lubelskiej (Dotterweich i in. 2012).

Faza IV na obszarze serteskim obejmowała okres od reform rolniczych (1861 r.) po II wojnę światową. Wówczas część stromych stoków dolin została częściowo zagospodarowywana rolniczo, znacząco wzrosła ogólna powierzchnia gruntów rolnych (Golosov i in. 2017), co spowodowało wzmożoną denudację zboczy doliny Serteki. O erozji wąwozowej od końca XIX w. po II połowę wieku XX na obszarze zachodniej Rosji w kontekście erozji gleb pisze również Sidorchuk i in. (2006). Podczas tej fazy rozpoczęła się zapewne akumulacja deluwiów górnych. Odpowiada to fazie 10b i 10c w koncepcji Dotterweicha i in. (2012).

Zgłobicki i in. (2014) wyróżniają fazę erozijną przypadającą na XIX i XX wiek, wówczas został wprowadzony płodozmian oraz rośliny okopowe. W tym okresie panowało zwiększone zapotrzebowanie na ziemie uprawowe, co spowodowane było kryzysem ekonomicznym i potrzebami wojskowymi. Zaczęto użytkować tereny wcześniej uważane za mało atrakcyjne rolniczo, co z kolei skutkowało zmniejszeniem retencji obszaru i wzrostem spływu powierzchniowego. Ponadto intensywnie rozwijano sieć dróg, po których jeździły maszyny rolnicze, doprowadzając do intensyfikowania spływu skoncentrowanego. W koncepcji Twardego (2008) na ten okres przypada ostatnia faza (ostatnie 200 lat) transformacji rzeźby w Polsce Środkowej, czyli faza VII. Dla tej fazy charakterystyczne było silne odlesianie terenów oraz uprzemysławianie ośrodków miejscowości.

V faza (od II wojny światowej po lata 90. XX w.) to okres przekształcenia stożka wskutek działalności agrotechnicznej, przemieszanie stropowej części deluwiów górnych i uformowanie

diamiktonu rolnego. Jeszcze w latach 80. XX w. obszar zajmowany przez stożek użytkowany był jako łąki kośne. Dla systemu parowów około Kazimierza Dolnego odpowiada to fazom 10c oraz 11 (Dotterweich i in. 2012).

Ostatni etap rozwoju stożka (faza VI) związany jest z upadkiem kołchozów w latach 90. XX w. i zaprzestaniem rolniczego użytkowania terenu. Porzucenie działalności rolniczej, spowodowało wykształcenie na powierzchni stożka poziomu próchnicznego o niewielkiej miąższości (około 5 cm). Faza ta trwa do chwili obecnej.

Główne fazy rozwoju stożka serteskiego miały miejsce najwcześniej od II poł. XVII w. do I poł. XVIII w. (faza I) oraz od 3. kwietnia XVIII w. do połowy XX w. (faza III i IV). Nawiązują one do faz erozji dokumentowanych w Europie Środkowej (Twardy 2008, 2011, 2013; Dotterweich i in. 2012; Zgłobicki i in. 2014). Nastąpił wówczas wzrost intensywności i częstości opadów, które intensyfikowały erozję i akumulację osadów stokowych. Epizody te były często uwzględniane przez rozwój upraw ziemi (m.in.: Dotterweich 2008; Dotterweich, Drebrodt 2011; Panin i in. 2011; Dotterweich i in. 2012). Jednocześnie czynniki klimatyczne i antropogeniczne nakładają się na siebie, co utrudnia ich rozróżnienie, tym bardziej, że wpływ człowieka (np. pożary lub nadmierny wypas zwierząt) może imitować naturalne przeobrażenia cech komponentów środowiska powodujące inicjowanie erozji czy potęgujące dalszy rozwój form (Bintliff 2002). W niektórych częściach Europy, na przykład na obszarze południowych Niemiec, wpływ klimatu na erozję wąwozową miał drugorzędne znaczenie, dominował tu sposób użytkowania ziemi (Lang 2003). Jednocześnie brak obserwacji współczesnego przebiegu procesów stokowych w obrębie badanych form w otwartym, choć nieużytkowanym intensywnie, krajobrazie dowodzi, że najprawdopodobniej główny impuls do zainicjowania denudacji stoków następuje w pierwszym okresie intensywnych przeobrażeń środowiska (tj. np. w pierwszych latach po deforestacji).

Podsumowanie

Udokumentowano sześć faz rozwoju stożka akumulacyjnego rozwiniętego w dolinie Serteki. Podczas fazy I (od II poł. XVII w. do około XVIII w.) akumulowane były deluvia dolne, głównie przez splukiwanie rozproszone. Okresowo następowało rozcinanie powierzchni stożka w efekcie splukiwania linijnego i akumulacja proluwiów.

Faza II (około połowy XVIII w.) to stabilizacja stożka, w której miejscami(?) dochodziło do formowania niezbyt mięjszego poziomu próchnicznego gleby, częściowo związanego z akumulacją materii organicznej w trakcie wezbrań Serteki. Faza III przypada na okres od II poł. XVIII w. po II poł. XIX w. W trakcie jej trwania deponowane były deluwią środkowe. Kolejna IV faza zaczęła się w drugiej połowie XIX w. i trwała prawdopodobnie do połowy XX w. Był to okres akumulacji deluwiów górnych, które powstawały w warunkach spłukiwania rozproszonego (podobnie jak w przypadku deluwiów dolnych). W fazie V (od połowy po lata 90. XX w.) formowany był dialekton rolny, który tworzył się podczas intensywnego użytkowania rolniczego samego stożka. Ostatnia faza VI przypada na względną stabilizację stożka trwającą od lat 90. XX w. po czasy obecne. W ciągu tej fazy wykształcił się poziom próchniczy o niewielkiej mięszości.

Analizowany stożek akumulacyjny ukształtowany został podczas zmiennych warunków klimatycznych Małej Epoki Lodowej. Jednocześnie bardzo duży wpływ na rozwój formy miały zmiany środowiskowe, wygenerowane przez następujący wzrost intensywności rolnictwa.

Zauważalne jest, że osady stożka są ściśle powiązane pod względem uziarnienia z materiałem źródłowym. Cechy teksturalne osadów budujących stożek są w znacznym stopniu odziedziczone po osadach źródłowych, co świadczy o ich krótkim transporcie i szybkiej depozycji. Najsilniejsza transformacja osadów zaszła w obrębie proluwiów.

Analiza cech strukturalnych i teksturalnych osadów stożka pozwoliła określić warunki ich depozycji. Wahania wartości wskaźników uziarnienia deluwiów dolnych i górnych oraz proluwiów wskazują na dużą zmienność dynamiki środowiska depozycyjnego podczas poszczególnych faz rozwoju badanej formy.

Na badanym obszarze zaistniały dogodne warunki do powstawania i rozwoju rozległych systemów rozcięć erozyjnych. Złożyły się na nie: 1 – zwiększona suma opadów w okresie Małej Epoki Lodowej, 2 – deforestacja terenu spowodowana przez antropopresję oraz intensywny rozwój agrotechniki, 3 – sprzyjające warunki geomorfologiczne i topograficzne silnie nachylonego stoku basenu pojeziornego, 4 – podatne na erozję podłożę wysoczyzny. Skutkowało to utworzeniem rozległego stożka akumulacyjnego, o maksymalnej mięszości budujących go osadów sięgających około 2 m akumulowanych w ciągu 350 lat.

Podziękowania

Autorzy składają podziękowania Recenzentom artykułu oraz Redakcji AGL za cenne uwagi, które w znaczącym stopniu podniosły jakość merytoryczną pracy.

Badania zrealizowano w ramach projektu finansowanego z grantu Narodowego Centrum Nauki Nr 2017/25/B/HS3/00274.

Literatura

- Abramov L.S. 1972. Opisaniya prirody nashey strany: Razvitiye fiziko-geograficheskikh kharakteristik. Mysl'. Moskva.
- Belyaev V.R., Eremenko E.A., Panin A.V., Belyaev Y.R. 2005. Stages of Late Holocene gully development in the Central Russian Plain. *International Journal of Sediment Research* 20(3): 224-232.
- Bintliff J. 2002. Time, process and catastrophism in the study of Mediterranean alluvial history: a review. *World Archaeology* 33: 417-435.
- Blott S., Pye K. 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landform* 26: 1237-1248.
- Bronk Ramsey C. 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51(1): 337-360.
- Dotterweich M. 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment. *Geomorphology* 101: 192-208.
- Dotterweich M., Drebrodt S. 2011. Past Land Use and Soil Erosion Processes in Central Europe. *PAGES News* 19(2): 49-51.
- Dotterweich M., Rodzik J., Zglobicki 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.
- Drebrodt S., Lomax J., Nelle O., Lubos C., Fischer P., Mitusov A., Reiss S., Radtke U., Nadeau M., Grootes P. M., Bork H.R. 2010. Are mid-latitude slopes sensitive to climatic oscillations? Implications from an Early Holocene sequence of slope deposits and buried soils from eastern Germany. *Geomorphology* 122: 351-369.
- Folk R.L., Ward W. 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-26.
- Golosov V. 2002. Soil erosion and small river aggradation in Russia. Proceedings of 12th ISCO Conference, May 26-31, 2002. Tsinghua University Press, Beijing: 154-159.
- Golosov V., Ivanova N., Kurbanova S. 2017. Influence of agricultural development and climate changes on the drainage valley density of the southern half

- of the Russian Plain. *International Journal of Sediment Research* 32(1): 60-72.
- Gorlach A., Kalm V., Hang T. 2015. Thickness distribution of quaternary deposits in the formerly glaciated part of the East European plain. *Journal of Maps* 11(4): 625-635.
- Hildebrandt-Radke I. 2017. Rekonstrukcja środowiska przyrodniczego na podstawie analiz litologicznych i geochemicznych. W: M. Krzepkowski, M. Moeglich, P. Wroniecki (red.) *Dzwonowo. Średniowieczne zaginione miasto. Tom I. Środowisko naturalne, zarys dziejów, badania nieinwazyjne*. Muzeum Regionalne w Wągrowcu: 32-46.
- Jones P.D., Mann M.E. 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics* 42(2): 1-42.
- Kalicki T., Alexandrovskiy A.L., Kittel P., Krupa J., Mazurkevich A., Pawłowski D., Płociennik M., Stachowicz-Rybka R. 2015. From Lake Basins to River Valley, Late Vistulian and Holocene evolution of last glaciation area: Serteya Basin (Western Russia). International conference "Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution". Barnaul, Russia: 159-161.
- Kaplan J.O., Krumhardt K.M., Zimmermann M. 2009. The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. *Quaternary Science Reviews* 28: 3016-3034.
- Kittel P. 2014. Slope deposits as an indicator of anthropo-pressure in the light of research in Central Poland. *Quaternary International* 324: 34-55.
- Kittel P. 2016. Badania geoarcheologiczne pokrywy stokowej na stanowisku archeologicznym Szynkiewicz 11, gm. Pabianice. *Acta Universitatis Lodziensis. Folia Geographica Physica* 15: 25-35.
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kalicki T., Kulikova M., Pawłowski D., Płociennik M., Stachowicz-Rybka R., Zaitseva G. 2016. Evolution of Lake Basins in the Serteya region (Western Russia) in the context of Neolithic settlement's development. Proceedings of the International Conference "Paleolimnology of Northern Eurasia Experience, Methodology, Current Status". 22 – 27 August 2016, Yakutsk: 13-16.
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kazakov E., Mroczkowska A., Pavlovskaia E., Piech W., Płociennik M., Sikora J., Teltevskaya Y., Wieckowska-Lüth M. 2018. Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 191-213.
- Klimczak R. 1988. Metoda obliczania objętości form wklęszych i jej zastosowanie w geologii dynamicznej. *Czasopismo Geograficzne* 59(2): 201-208.
- Kondracki J. 1992. Fizycznogeograficzna regionalizacja republik Litewskiej i Białoruskiej w układzie dziesiętnym. *Przegląd Geograficzny* 64(3-4): 341-346.
- Kulkova M.A., Mazurkevich A.N., Dolukhanov P.M. 2001. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina-Lovat' area of North-Western Russia. *Geochronometria* 20: 87-94.
- Lang A. 2003. Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena* 51: 209-221.
- Majewski M. 2017. Cechy uziarnienia deluwiów na tle osadów źródłowych na przykładzie zagłębień bezodpływowych w rejonie Łupawska (Pojezierze Zachodniopomorskie). *Acta Geographica Lodziensia* 106: 221-223.
- Marks L. 2016. Zmiany klimatu w holocenie. *Przegląd Geologiczny* 64(1): 59-65.
- Mazurkevich A.N., Korotkevich B.N., Dolukhanov P.M., Shukurov A.M., Arslanov Kh.A., Savel'eva L.A., Dzinordze E.N., Kulkova M.A., Zaitseva G.I. 2009a. Climate, subsistence and human movements in the Western Dvina – Lovat River Basins. *Quaternary International* 203 (1-2): 52-66.
- Mazurkevich A., Hook D., Fassbinder J. 2009b. Magnetometry and susceptibility prospecting on Neolithic-early Iron Age sites at Serteya, North-West Russia. *ArcheoSciences Revue d'archéométrie, supplement* 33: 81-85.
- Mazurkevich A., Kulkova M., Savel'eva L. 2012. Geoarchaeological issues of the Upper Dnieper - Western Dvina River region (Western Russia): fieldtrip guide. Geomorphic processes and geoarchaeology. International conference "From Landscape Archeology to Archaeotourism", August 20-24, 2012. Moscow-Smolensk, Russia: 49-69.
- Mazurkevich A., Dolbunova E., Kittel P., Fassbinder J. W. E., Maigrot Y., Mroczkowska A., Płociennik M., Sikora J., Słowiński M., Sablin M., Shirokov I. 2017. Multi-disciplinary research on the Neolithic pile-dwelling Serteya II site (Western Russia) and the landscape reconstruction. W: A. Marciniak-Kajzer, A. Andrzejewski, A. Golański, S. Rzepecki, M. Wąs (red.) *Nie tylko krzemienie – Not only flints*. Instytut Archeologii Uniwersytetu Łódzkiego, Łódzka Fundacja Badań Naukowych, Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich Oddział w Łodzi, Łódź: 103-128.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W: E. Mycielska-Dowgiałło, J. Rutkowski (red.) *Badań osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Uniwersytet Warszawski, Warszawa: 29-90.
- Mycielska-Dowgiałło E., Ludwikowska-Kędzia M. 2011. Alternative interpretations of grains-size data from Quaternary deposits. *Geologos* 17(4): 189-203.
- Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R. 2009. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology* 1008(1-2): 71-91.
- Panin A., Fuzeina Y., Karevskaya I., Sheremetskaya E. 2011. Mid-Holocene gullyling indicating extreme hydroclimatic events in the Centre of the Russian Plain. *Geographica Polonica* 84(1): 95-115.

- Pietrzak M. 2002. Geomorfologiczne skutki zmian użytkowania ziemi na Pogórzu Wiśnickim. Wyd. IGIiGP, Uniwersytet Jagielloński.
- Poesen J. 2018. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs. *Earth Surface Processes and Landforms* 43: 64-84.
- Sidorchuk A., Litvin L., Golosov V., Chernysh A. 2006. European Russia and Byelorussia. W: J. Boardman, J. Poesen (red.) *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons: 73-93.
- Smolska E. 2003. Cechy deluwiów na przykładzie osadów stokowych pagórków w okolicy Łopuchowa na Pojezierzu Suwalskim. *Prace i Studia Geograficzne* 33: 45-57.
- Smolska E. 2005. Znaczenie spłukiwania w modelowaniu stoków młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Starkel L. 2005. Role of climatic and anthropogenic factors accelerating soil erosion and fluvial activity in Central Europe. *Studia Quaternaria* 22: 27-33.
- Stochlak J. 1996. Osady deluwialne nieodłączny efekt procesu spłukiwania i propozycja ich podziału. Ogólnopolskie sympozjum naukowe „Ochrona agroekosystemów zagrożonych erozją”, Puławy-Lublin-Zwierzyniec, 11-13 września 1996 r. Prace Naukowe, Część 2, Instytut Uprawy, Naużenia i Gleboznawstwa, Puławy: 111-132.
- Szmańda J. 2011. Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwiów pozakorytowych. *Landform Analysis* 18.
- Tarasov P.E., Savelieva L.A., Long T., Leipe C. 2018 (in press). Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia. *Quaternary International* <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.02.029>
- Twardy J. 1995. Dynamika denudacji holocenowej strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziana* 89.
- Twardy J. 2000. Deluwi neoholocenowe – przykłady z Wyżyny Łódzkiej. *Acta Geographica Lodziana* 78: 135-173.
- Twardy J. 2003. Cechy sedimentologiczne neoholocenowych 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. UŁ, Łódź.
- Twardy J. 2011. Influences of man and climate changes on relief and geological structure transformation in Central Poland since the Neolithic. *Geographia Polonica* 84: 163-178.
- Twardy J. 2013. Pradziejowa kolonizacja małych dolin rzecznych środkowej Polski i jej konsekwencje dla rozwoju rzeźby. *Landform Analysis* 4: 97-106.
- Twardy J. 2017. Holocenna ewolucja niecek i dolin denduracyjnych w okolicach Łodzi w świetle dotychczasowych badań. *Acta Geographica Lodziana* 106: 17-30.
- Twardy J., Forysiak J., Kittel P. 2014. Evolution of vegetation, relief and geology in Central Poland under anthropopressure. W: E. Kobojek, T. Marszał (red.) *Origin of relief of Central Poland and its anthropogenic transformation in Łódź University geographical research*. Wyd. UŁ, Łódź: 57-94.
- Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Yu.N., Sudakova N.G., Lavrentiev N.V. 2011. Glaciations of the East European Plain: Distribution and Chronology. *Developments in Quaternary Science* 15: 337-359.
- Visher G. S. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology* 39: 1074-1106.
- Wicik B. 1993. Badania laboratoryjne w opracowaniach fizyczno-geograficznych. W: A. Richling (red.) *Metody szczegółowych badań geografii fizycznej*. PWN, Warszawa: 28-36.
- Yeremeyev I.I. 2003. Rannesrednevekovyye pamiatniki u Velizhskikh porogov na Zapadnoy Dvine (k probleme rekonstruktsii marshrutov puti «iz vanyag v greki»), W: A.N. Mazurkovich (red.) *Drevnosti Podvin'ya: istoricheskiy aspekt*. Izdatel'stvo Gosudarstvennogo Ermitazha, Sankt-Peterburg: 258-270.
- Zglobicki W., Rodzik J., Superson J., Dotterweich M., Schmitt A. 2014. Phases of gully erosion in the Lublin Upland and Roztocze region. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B* 69(1): 149-162.

Summary

The article presents sedimentological analyzes of the sediment of a proluvial-deluvial fan developed in the Serteyka River valley in Western Russia. The fan developed at the outlet of a well-developed system of erosional cuts. The length of fan is about 70 m. Erosional cuts are formed on steep and short slopes and incised into the outwash plain to a length of about 110 m. The aim of the paper is to determine the factors that had a decisive influence on the accumulation of fan's sediments. The volume of the accumulation fan is about 3639.6 m³, and the volume of eroded sediments in the gully system is about 3883.13 m³. The difference in volume, i.e. about 243.53 m³, of sediments was most probably included in the fluvial system by washing the fan during floods.

Neolithic cultures already had an influence on the environment in this area. In the Middle Ages, this influence gradually increased, while in the period from the 18th century to the 19th century was noted at the apogee. It was connected with the deforestation of large forest areas. This caused

increased erosion of the steep slopes of the Serteyka River valley.

Detailed geological mapping of the area was performed. It has been documented that inorganic deposits cover gyttja. The sediments of researched fan were recognized as: lower deluvium, proluvium, central deluvium, upper deluvium and tillage diamicton. Two radiocarbon dates of samples taken from the central zone and the distal zone of the fan were estimated. The age of the beginning of the fan's deposits is dated to the period from 2nd half of the 17th century. Two dates of macrofossils from the very top of gyttja – 160±35 years ¹⁴C BP (MKL-3633), 140±40 years ¹⁴C BP (MKL-3635), give after calibration with a probability of 95.4% respectively: 1668–1950 AD and 1667–1950 AD. The lower deluvium deposits are light brown in color, and have poor lamination, and numerous charcoals. Values of sedimentological indexes have relatively large deviations. The average grain size diameter for the lower deluvium ranges from 2.9 to 4.3 phi. These sediments are characterized by a positive skewness (0.04–0.3) and are poorly or moderately sorted. Proluvium deposits are inserts that fill small erosional cuts within the lower deluvium deposits. They are built by multi-grained sands, with an admixture of gravels and clay lumps with diameters of up to 3 cm. The central deluvium deposits are brown, not laminated, and their sedimentological indices have small ranges, which gives very small deviations in the vertical profile. These are multi-grained sediments with a large fraction of the fine fraction. The upper deluvium deposits are characterized by subhorizontal lamination. The layers are alternately light brown and dark brown with a thickness of 1 to 3 cm. The sediment rhythmicity can also be seen in sedimentological indices, especially in the average grain diameter. Tillage diamicton are deposits made as a result of agrotechnical denudation. They were created as a result of long-term cultivation. They are characterized by a massive structure, poor sorting, an advantage of the sandy fraction, the presence of humic ad-

mixtures and the lack of calcium carbonate. All deposits of the fan are strongly decalcified. The source material of the fan's sediments was also tested – these are sands and silts. It is noticeable that the fan deposits have slightly changed from the source material in sedimentological index values. Features of analyzed deluvial covers are conditioned by the texture of the source sediments. There is also a small change in the mean diameter of grains in the fan. The share of thicker grains is only slightly larger than in the source material with similar sorting values.

Six stages of the formation of the fan are specified. Phase I lasted not earlier than from the 2nd half of the 17th century AD to the mid-18th c. (the accumulation of lower deluvium deposits). Phase II took place in the mid-18th c. and involves stopping of slope processes. Phase III from 2. half of the 18th c. to the 2. half of the 19th c. (accumulation of central deluvium deposits). Phase IV, the 2. half of the 19th c. to the mid-20th c. (accumulation of upper deluvium deposits). Phase V is the period from mid-20th c. to the 1990s (transformation of the upper part of the upper deluvium deposits into an agricultural diamikton). Phase VI is the period from the 90s of the 20th century to the present times (the formation of the humus level). The erosive-accumulation phases of the studied form can be correlated with the phases of shaping similar forms in Central and Eastern Europe.

The beginning of the accumulation of the fan's sediments was correlated with the maximum of the Little Ice Age. The main reason for the formation of the fan is most likely a strong deforestation of this area in the 1. half of 18th c. AD. Numerous charcoals were indicate in lower deluvium. Climate changes during the LIA (eg. a greater number of heavy rains and or snow falls and later intense thaws) intensified erosion taking place on the slopes. The next accumulative-erosive phases are associated primarily with intense human activity, mostly agriculture.

5.5. Etapy formowania największego systemu parów w dolinie rzeki Sertejki

Ginter, A., **Piech W.**, Krąpiec M., Moska. P., Sikorski J., Hrynowiecka A., StachowiczRybka R., Cywa K., Piotrowska N., Mroczkowska A., Tołoczko W., Okupny D., Mazurkevich A., Kittel P., 2023. *Intense and quick land relief transformation in the Little Ice Age: the age of accumulative fan deposits in Serteyka River Valley (Western Russia)*. Quaternary International 644-645; 160-177.



Contents lists available at ScienceDirect

Quaternary International

journal homepage: www.elsevier.com/locate/quaint

Intense and quick land relief transformation in the Little Ice Age: The age of accumulative fan deposits in Serteyka River Valley (Western East European Plain)

Artur Ginter ^{a,*}, Wiktor Piech ^b, Marek Krapiec ^c, Piotr Moska ^d, Jarosław Sikorski ^d, Anna Hrynowiecka ^e, Renata Stachowicz-Rybka ^f, Katarzyna Cywa ^f, Natalia Piotrowska ^d, Agnieszka Mroczkowska ^{b,g}, Wojciech Tołoczko ^h, Daniel Okupny ⁱ, Andrey Mazurkevich ^j, Piotr Kittel ^b

^a University of Lodz, Faculty of Philosophy and History, Institute of Archaeology, Laboratory of Luminescence Dating and Conservation of Artifacts, Narutowicza 65, 90-131, Lodz, Poland

^b University of Lodz, Faculty of Geographical Sciences, Department of Geology and Geomorphology, Lodz, Poland

^c AGH – University of Science and Technology, Faculty of Geology, Geophysics and Environmental Protection, Krakow, Poland

^d Silesian University of Technology, Institute of Physics - Centre for Science and Education, Division of Geochronology and Environmental Isotopes, Gliwice, Poland

^e Polish Geological Institute - National Research Institute, Marine Geology Branch, Gdańsk, Poland

^f W. Szafer Institute of Botany Polish Academy of Sciences, Krakow, Poland

^g Polish Academy of Sciences, Institute of Geography and Spatial Organization, Past Landscape Dynamics Laboratory, Warsaw, Poland

^h University of Lodz, Faculty of Geographical Sciences, Department of Physical Geography, Lodz, Poland

ⁱ University of Szczecin, Institute of Marine and Environmental Sciences, Szczecin, Poland

^j The State Hermitage Museum, St. Petersburg, Russia

ARTICLE INFO

ABSTRACT

Keywords:

Geochronology
Sedimentology
Slope processes
Little ice age
Serteyka river

In the rich of archaeological sites dated from the late Palaeolithic to the Modern Period region of the Serteyka River, deposits of an extensive accumulative fan were studied in detail. In the lower sector of the present-day Serteyka River valley, the strict chronology and depositional conditions of an extensive accumulative fan deposits were studied in detail. An important part of the project has been also: a checking of usefulness of luminescence, radiocarbon and lead methods of dating in determination of the age of inorganic deposits accumulation. The ¹⁴C, optically stimulated luminescence (OSL), and ²¹⁰Pb dating methods were used to determine the fan's deposition age. Then, we discussed the depositional conditions of the accumulative fan by the textural, geochemical, and palaeoecological analysis.

The use of ¹⁴C and ²¹⁰Pb methods of dating allows for elaboration of a reliable model of the evolution of slope processes occurring from the 2nd half of 17th c. AD to 2nd half of 19th c. AD (i.e. during the younger part of the Little Ice Age). It was a period of human induced deforestation, as confirmed by the first results of palaeobotanical analyses. In addition, four OSL dates have been obtained, but the acquired age significantly exceeded previous expectations. Three dates indicate the Neolithic period, and a chronological inversion of OSL dates can be seen. This may be due to incomplete bleaching of the sand grains during transport, which indicates that the material being transported had a relatively large volume. The lower deluvium of the accumulation fan is formed by the drainage of hydrated sediment (mudflows).

Summarizing, slope sediments can be extremely difficult material for absolute dating. This may be due to the redeposition of the material, the hiatuses in deposition and incomplete bleaching of quartz grains. In the case of ¹⁴C (AMS) dating, the dependence is on the presence of plant macroremains within the studied material. In the case of slope deposits, there is a very high probability of the redeposition of organic material. Lead dating, on the other hand, has a small chronological range. Moreover, the dating of inorganic sediments with this method poses many problems, including of a methodological nature. In the tested accumulative fan, as a result of insufficient grain whitening and the short chronological range of the ²¹⁰Pb method, the ¹⁴C method was the main analysis determining the age of inorganic sediments.

* Corresponding author.

E-mail address: artur.ginter@uni.lodz.pl (A. Ginter).

1. Introduction

Slope sediments are important geoarchive containing information on changes in: land use, human impact, and environmental conditions, including climate or hydrological fluctuations (Zolitschka et al., 2003; Leopold and Völkel, 2007; Dotterweich, 2008; Houben et al., 2012; Kleber and Terhorst, 2013; Kittel, 2014; Piech et al., 2018; Piech, 2021). Slope wash processes are particularly active during limited plant cover periods, resulting from climate fluctuations or human impact. The reaction to intensive rainfall and snow thaw is (under favourable conditions e.g., deforestation, loosening of the vegetation cover) and increased denudation. It is resulting in slope erosion and accumulation of deluvial sediment covers (cf. Teissseyre, 1991; Zolitschka et al., 2003; Leopold and Völkel, 2007; Dotterweich, 2008; Twardy, 2008; Dreibrodt et al., 2010; Kittel, 2014; Piech et al., 2018; Piech, 2021).

Possibly precise determination of the age of deposits is crucial for the reconstruction of palaeoenvironmental conditions of the slope process. However, occurring age inconsistencies may result from material redeposition, insufficient whitening of the grains, bioturbation, or calibration processes (cf. Henkner et al., 2018). The problem of insufficient whitening of the grains and redeposition of dated material is one of the most common in the study of slope sediments (e.g. Lang and Hönscheidt, 1999; Kadereit et al., 2006, 2010; Twardy, 2008; Dotterweich, 2008; Kleber and Terhorst, 2013; Liritzis et al., 2013; Henkner et al., 2018; Dreibrodt and Bork, 2021). Therefore, the region where the typical accumulative fans had formed was selected to find a more precise dating method.

The Serteyka region is one of the most important area on the archaeological map of the Eastern Europe, because of unique, Early Neolithic sites as well as well-preserved Middle and Late Neolithic pile-dwellings. (e.g. Mazurkevich et al., 2009a, 2009b; Mazurkevich and Dolbunova, 2015; Kul'kova et al., 2015; Mazurkevich et al., 2020).

The archaeological sites discovered in the Serteyka River Valley allow advanced research into the origins of Neolithic Europe and the development of material culture and spatial management (Mazurkevich and Dolbunova, 2015; Kul'kova et al., 2015; Mazurkevich et al., 2020; Kittel et al., 2020, 2021; Wieckowska-Lüth et al., 2021) and an excellent testing ground for all modern archaeometric methods, including absolute dating. The latter considerations relating to the use of multiple dating methods form an essential part of this paper.

Deforestation is crucial because the process is considered one of the most important factors influencing the land relief transformation. Deforestation can be caused by the occupation of land for cultivation, obtaining wood for development (houses, roads, bridges, fortifications), fires caused by human activity (e.g., as a result of wars). As a result, slope processes intensified, resulting in development prominent relief forms (e.g. Belyaev et al., 2005; Smolska, 2007; Twardy, 2011; Panin et al., 2009; Dotterweich et al., 2003; Majewski, 2014; Zglobicki et al., 2014).

The vast majority of research on the formation of accumulative fan related to the Little Ice Age (LIA) and ancient human activity come from Western and Central Europe (e.g., Smolska, 2003; Dotterweich, 2008; Twardy, 2008, 2011; Dotterweich et al., 2012; Zglobicki et al., 2014; Kittel et al., 2018; Szwarczewski et al., 2020). In Eastern Europe, LIA is not the primary motive for research and recognition but is only mentioned as one of the stages of intense relief changes and stages of gullies formations (e.g. Golosov, 2002; Belyaev et al., 2005; Sidorchuk et al., 2006; Panin et al., 2009, 2011; Golosov et al., 2017). In the LIA, there were significant changes in the climatic conditions, which was intertwined with increasing human impact in the Late Middle Ages and the beginning of the Modern Period (Vleeschouwer et al., 2009; Morellón et al., 2011; Twardy, 2011; Łuców et al., 2020). The human

impact resulted in strong deforestation, which in turn caused increased sheet wash and mostly concentrated runoff. Intensifying erosive processes were heavy rains during the LIA. A further consequence of these phenomena was the erosion of the slopes, the flattening of their profile, and gullies and accumulative fans form.

The most important from the point of view of this paper were erosive cuts, agricultural terraces, or aeolian mounds/dunes. We focused our work on the area of one of the large erosive cuts' system and the associated accumulative fan (Fig. 1) that covered a biogenic deposits of an ancient peat-lacustrine basin (Kul'kova et al., 2001; Kittel et al., 2018, 2020; Tarasov et al., 2019; Wieckowska-Lüth et al., 2021). For study the age and development phases of accumulative fan, two geological outcrops, as well as a series of boreholes were investigated there (Piech et al., 2018).

In order to make the results of our work as reliable and objective as possible, we have performed numerous geochemical, spectrometric, luminescence, radiocarbon, and lead dating, along with palaeoecological studies of biogenic sediments paving slope deposits. Thanks to that, we can also examine human impact on the natural environment components, or the changes resulted from global climate fluctuations.

2. Regional setting

The studied area is in the East European Plain (Fig. 1A). It lies within the Western Dvina Lakeland after Abramov (1972) or in the Vitebsk Lakeland after Kondracki (1992). It was within the range of the last Valdai (Weichselian) ice sheet. The development of the Valdai ice sheet had a decisive impact on the formation of the surface geological structure as well as on the post-glacial development of the terrain relief.

The present-day Serteyka River valley has been developed within the Valdai tunnel valley cut in the glaciofluvial plain and morainic plateau. Two or three generations of water bodies (i.e. the Late Valdai and Holocene lakes) functioned in bottom of the tunnel valley (Kittel et al., 2018; Wieckowska-Lüth et al., 2021; Piłociennik et al., 2022). The glaciofluvial plain in the surrounding of the studied gullies' system is formed by fine- and medium-grained sands and silts (Piech et al., 2020). Within the palaeolake basin, sandy-silty kames and kame terraces occur. Those relief forms reach up to 1.5 m of high and are very irregular in shape (Kittel et al., 2018; Piech et al., 2018). The palaeolake basin is filled with organic deposits (mostly gyttja) up to 8 m (Kittel et al., 2018; Tarasov et al., 2019). The cuts with fluvial deposits in the palaeolake biogenic deposits prove periods of river activity during the phases of the palaeolake recession. Finally, the lake system has been replaced by the fluvial system in the Medieval Period or Modern Period, and as a result the palaeolake basin has been transformed in the valley floor (Kittel et al., 2018, 2020, 2021; Wieckowska-Lüth et al., 2021). The slopes of the present-day river valley (former tunnel valley), in the studied sector, are cut by numerous erosion forms, such as erosion valleys, gullies and erosional cuts. At the outlet of part of them, accumulative fans were developed in the Serteyka River valley floor (Piech et al., 2018).

The investigated accumulative fan was formed in the mouth of a well-developed system of erosion cuts in the lower Serteyka River valley (Fig. 1B). The valley slopes reach from approx. 10° of inclination in the northern part of the analyzed area, and approx. 36° in the central and southern part (Fig. 1C) (Piech et al., 2020).

The studied gullies' system consists of three cuts of various sizes and at different stages of development. We can distinguish the largest erosive cut, incising the glaciofluvial plain into a length of about 170 m. This gully has two main branches, the first lays latitudinally and ends with the outlet of the entire erosive cuts system. The maximum depth of the form is about 6 m. The width of the erosion cut in the upper part is 7 m, and at the mouth 25 m. The highest slope inclination is recorded for the

main gully and reach up to 52°. The length of the studied accumulative fan is about 70 m. The height difference reaches 6 m between the middle fragment of the gully and the end of the fan (Piech et al., 2020).

3. Materials and methods

3.1. Sampling strategy

The surficial geology of the study site and its surroundings was recognized by detailed mapping with the use of hand augering. A more detailed study on deposits of accumulative fan was undertaken in two geological trenches, among which the most important for this study the STPII outcrop (Fig. 2). This outcrop with dimensions 5 × 2 × 2 m was situated in the central part of the accumulative fan. Photographic and drawing documentation of the outcrop walls was made, marking all individual layers of sediments.

Structural analyses of studied deposits were performed based on the lithofacial code according to Zieliński and Pisarska-Jamrozy (2012). Samples for the study on textural, geochemical features and palaeobotanical analysis were taken from the southern wall (STPII profile) of the geological outcrop with intervals from 1 to 5 cm (depending on sedimentological differentiation of the layers). In addition, %CaCO₃, pH, electrolytic conductivity and %C_{org} analyses were performed for selected samples. Samples for %C_{org} were taken at intervals of 10–20 cm. Also, the monolith of deposits was taken into four metal boxes with dimensions of 50 × 10 × 10 cm, and it covers the deposits between 0 and 168 cm below ground level (b.g.l.). This sampling method preserves the undisturbed structure of sediments. Sub-samples of the core deposits were taken for ²¹⁰Pb dating and for other additional analyses.

The samples for OSL-dating were taken from the southern wall of the STPII outcrop due to its shading for most of the day. This minimized the

risk of bleaching the quartz grains during field work and prevented the layers from drying out. After the trench wall was ready, a 10 cm deep indentation was made to remove the layers exposed to direct sunlight.

At the same time, the standard method of sampling, consisting in hammering a steel tube into the wall, was abandoned due to the lack of precision in the selection of the material for dating and the difficult to predict the course of the layer boundaries in the depth of the lithological profile (Fig. 2B).

OSL samples were collected under night-time conditions, the wall was illuminated with a standard flashlight covered with a red filter (professional certified foil – LEE filters 106 Primary Red) which is used in Gliwice Luminescence Laboratory (Moska et al., 2021) and which achieves safe light for luminescence dating (Fig. 2C).

Each of the samples was collected according to the same scheme. From the top of each selected layer, the sediment was obtained with a precise tool and immediately placed to the black lightproof and waterproof plastic bag. This sample was used in the laboratory to calculate the equivalent dose using the OSL method. Then, the sediment (at least 1 kg) was collected from the vicinity of this sample to calculate the annual dose rate by gamma, beta and alpha spectrometry. This sample was also tightly packed, because it was used to calculate the moisture content of the sediment.

3.2. Textural analysis

Textural analysis was performed for 59 samples of deposits forming the accumulative fan. For fractions above 2 mm, the sieve method was performed using the Fritsch Analysette 3 shaker, and for fractions below 2 mm, the laser diffraction method was applied with the use of the MasterSizer 3000 laser particle sizer with a water attachment by Malvern belonging to the Sedimentology Laboratory of the Pedagogical

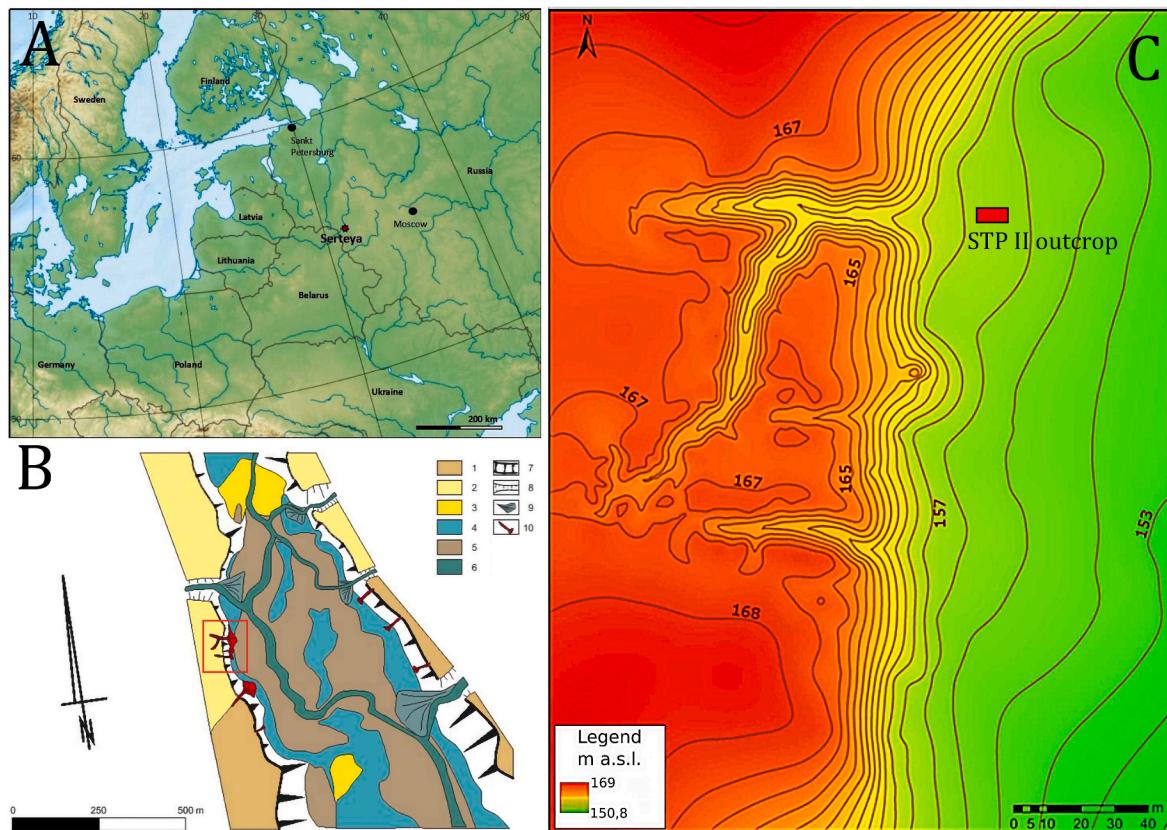


Fig. 1. A. Location of the study site; B. Geomorphological map of the study area after Kittel et al. (2018): 1 – moraine plateau, 2 – glaciofluvial plain, 3 – crevasse fills, 4 – kames and kame terraces, 5- biogenic plains, 6 – flood plain, 7 – tunnel valley, 8 – valley slopes, 9 – alluvial fans, 10 – gullies and erosional cuts with accumulative fans; C. Hypsometric map of the gullies 'system and accumulative fan after Piech et al. (2020).



Fig. 2. A. Biogenic deposits core sampling in the outcrop STPII (photo by P. Kittel, 2017); B. Hammering pipe simulation: yellow circle is pipe diameter, yellow lines show completely different layers, that will be stored into sampling tube (photo by A. Ginter, 2018); C. Night-time OSL sampling procedure in the STPII outcrop (photo by A. Mroczkowska, 2018). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

University in Krakow. Using the Gradistat software (Blott and Pye, 2001), sedimentological indices were calculated for each sample, i.e.: mean grain size (M_2), standard deviation (sorting – σ_1) and skewness (S_k). The method of Folk and Ward (1957) was used for the calculations.

3.3. Geochemical analyses

The analysis of calcium carbonate was performed using the volumetric method with the use of the Schreibler apparatus. The pH and conductivity of deposits were performed with the potentiometric method on a pH-meter and a conductometer in distilled water. Organic carbon content was determined using the Tiurin method (Bengtsson and Enell, 1986).

For more detailed characteristic, elemental composition analysis was also made using X-ray fluorescence spectroscopy (XRF) for 30 samples of accumulative fan. Bulks of sediments were crushed and homogenized in an agate mortar (to minimize sample contamination). Powder pills were produced by pressing the sediment's powder under a maximum pressure of 10 tons and dried at a temperature of 60 °C. The XRF analyses were carried out on a XRF PI-MKON 0.1. XRF 01 spectrometer. This device is provided with 4 W tube (50 kV, 132 µA) and tungsten anode (resolution of 130 eV FWHM at 5.9 keV, high peak-to-background ratio 20000:1). All measurements were done in the air with 300 s accumulation time (parameters: 40 kV, 5 µA).

In addition, we investigate a gamma spectrum of the sample from mixed sediments of agricultural diamicton (depth 0–43 cm b.g.l.) using a high-purity germanium detector with resolution 2.4 keV for 1,46 MeV – ^{40}K line and specially prepared station for low-activity and low-

background measurements with at least 2 cm copper and 5 cm lead shield. For energy calibration, we used ^{60}Co , ^{137}Cs , and ^{152}Eu standards. Samples were measured in about 24 h. Spectra were collected and investigated using TUKAN 4 K analyser.

3.4. Palaeoecological analyses

The selected samples of inorganic deposits of the accumulative fan have been collected from the wall of STPII geological trench along with the profile for textural and geochemical analyses. And also, monoliths of organic deposits underlaying the studied accumulative fan was collected into metal boxes with dimensions of 50 × 10 × 10 cm from STPII outcrops (Fig. 2A). These deposits were the subject of palaeobotanical (pollen, plant macrofossil, anthracological), palaeozoological (subfossil *Cladocera* and *Chironomidae*), geochemical analyses, as well as ^{14}C AMS determination (for details see Piech et al. *in prep.*).

The plant macrofossils analysis of STPII profile was made for 37 samples (10–30 cm³ each in organic part and 50–110 cm³ in mineral one). The samples from organic parts were boiled with KOH to reduce the amount of sediment and remove humic matter. The plant's conservation remains was done with a standard mixture of alcohol, water, and glycerin in proportion 1:1:1 with the addition of thymol. The atlases by Benkova and Schweingruber (2004), Berggren (1969), Cappers et al. (2006), Velichkevich and Zastawniak (2006, 2008), Schweingruber (1978), and a collection of fossil floras of the W. Szafer Institute of Botany Polish Academy of Sciences in Cracow were used to identify present seeds, fruits, and wood.

The samples for subfossil *Cladocera* analysis (1 cm³ each sample)

were processed according to Frey (1986). Microscopic identification was based on a key by Szeroczyńska and Sarmaja-Korjonen (2007). The samples for subfossil Chironomidae analysis (5 g each sample) were processed with standard methods described by Brooks et al. (2007).

3.5. Geochronometric analyses

Our study's important task was to specify in detail the chronology of the formation and development of the studied accumulative fan, which will allow for linking these processes with palaeoenvironmental events that have had an impact on the intensification of erosion and accumulation processes. We cannot rely solely on only one type of chronological data set. For this reason, we created the chronological model of the accumulative fan development based on radiocarbon (^{14}C), lead (^{210}Pb) and optically stimulated luminescence (OSL) dating undertaken for organic deposits and remains and also for inorganic deposits.

3.5.1. ^{14}C dating

Totally seven samples of selected terrestrial plant macrofossils from the deposits in the STPII profile were dated with the radiocarbon (^{14}C) method, using the Accelerator Mass Spectrometry technique (AMS). Three of them were performed for remains from organic deposits situated below accumulative fan and four for macrofossils found in deluvial deposits. The AMS ^{14}C dating of plant macrofossils was performed in the Laboratory of Absolute Dating, in Krakow (Poland). The samples were processed with standard methods described by Cherkinsky et al. (2010) and Krapiec et al. (2018).

Simultaneously, two more samples of wood found on the top of organic deposits in the STPII outcrop were ^{14}C dated with the use of Liquid Scintillation Counting technique (LSC). Calibrated radiocarbon ages (BC/AD) were calculated using the IntCal20 radiocarbon calibration dataset (Reimer et al., 2020) and the OxCal 4.4.2 calibration software (Bronk Ramsey, 2009).

3.5.2. ^{210}Pb dating

The samples for ^{210}Pb dating were sampled in the GADAM laboratory from the monolith of deposits taken in filed into metal boxes (Fig. 3). The investigated profile results of measurements values of the allochthonous ^{210}Pb activity versus depth for measured core show the decrease of ^{210}Pb with depth, which should be expected for modern sediments.

The activity of autogenic ^{210}Pb in the layer of sediment is constant in contrast to the activity of allochthonous ^{210}Pb which decreases. The presence of allochthonous lead in sediment may be used to determine its age (Eakins, 1983; Krishnaswamiet al., 1971; Liu et al., 1991).

The samples were prepared according to the procedures described by Wachniew (1990), Sikorski and Bluszcz (2003, 2008) and Pawelczyk et al. (2019). A sample for alpha measurement has a form of a thin layer of polonium extracted from the sediments core and deposited on a silver disc (Flynn, 1968).

Alpha activity is measured with a spectrometer Canberra model 7401, with a surface-barrier Si semiconductor detector. Sensitive area of the detector is 300 mm^2 and its energy resolution is ca. 20 keV. This enables for a very good separation of peaks from ^{210}Po ($E = 5.308\text{ MeV}$) and ^{208}Po ($E = 5.105\text{ MeV}$). Absolute activities of both isotopes are rather low and to obtain sufficient precision, one measurement lasts two days.

As the half-life of both polonium isotopes are quite short ($T_{208} = 2.898\text{ years}$, $T_{210} = 138.4\text{ days}$), results of calculations are corrected for radioactive decay of ^{208}Po since the moment of its calibration, and decay of ^{210}Pb since the moment of polonium extraction from sediments.

For the undisturbed sediment, a decrease of ^{210}Pb with depth is expected. When we apply classical approach of ^{210}Pb dating the alpha spectrometry gives the total ^{210}Pb activity in the sediment layer. In the classical variant of the lead-210 method, the activity of autogenic (supported) ^{210}Pb is assumed to be constant along the sediment column and

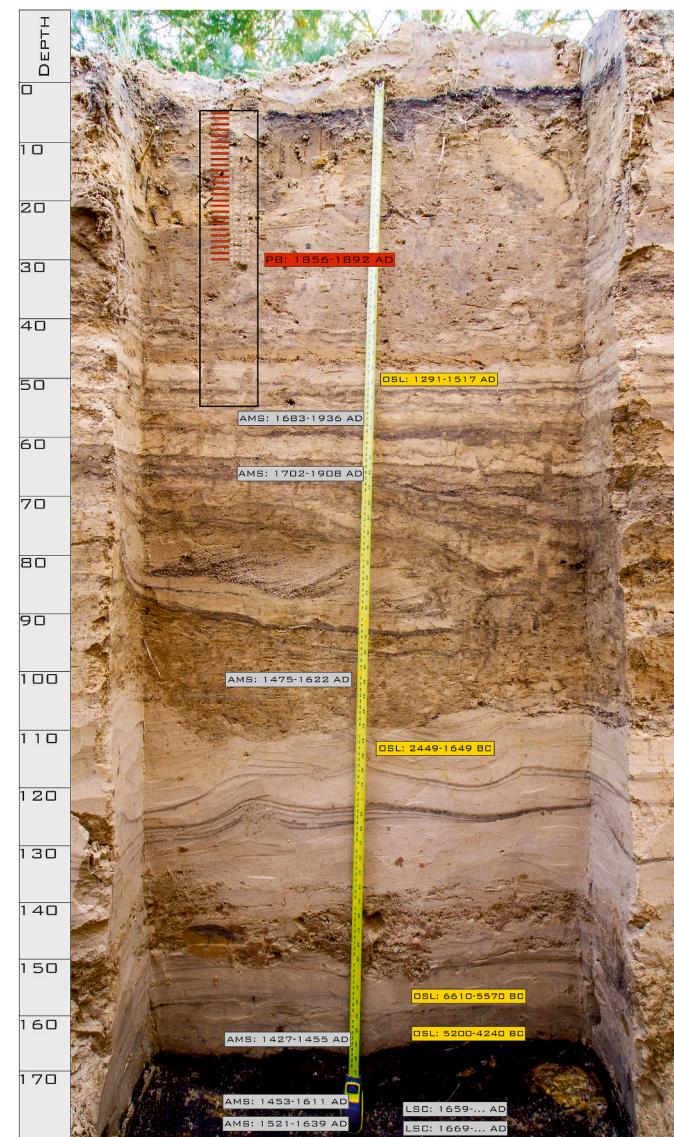


Fig. 3. Age of deposits: red – end of ^{210}Pb , yellow – OSL, grey – ^{14}C AMS and LSC. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

it is determined by measurements on sediments old enough to contain no allochthonous (unsupported) ^{210}Pb . The activity of allochthonous ^{210}Pb is then calculated by subtracting the activity of autogenic ^{210}Pb from the total ^{210}Pb activity.

The investigated profile results of measurements values of the allochthonous ^{210}Pb activity versus depth for measured core should generally follow the decrease of ^{210}Pb with depth, which should be expected for modern sediments.

3.5.3. OSL dating

The basic method of dating sediments congaing quartz or feldspar grains is the optically stimulated luminescence method (OSL). Therefore, in order to establish the age of the studied deposits containing many mineral layers in the STPII outcrop, OSL method was used.

An appropriate sampling strategy is a key element in correctly determining the chronology of sediments at a given site. For this purpose, layers of small thickness were selected, in relation to which there was a high probability that during transport down the slope (redeposition) and subsequent accumulation in the fan, the minerals within them were bleached enough (exposure for sunlight long enough).

From a methodological point of view quartz grain fraction used for luminescence dating should be most representative, that is why the results of particle size analysis were used to select the appropriate layers or laminates for OSL dating (layers which contain enough grains with a size of 90–125 µm, see Table 1).

At the same time, the results of palaeobotanical analyses were considered, in particular the possibility of obtaining macroscopic plant debris from the sediment, allowing for AMS dating in order to verify the results of both absolute dating methods. The deluvial deposits' layers at the depths of 47, 62, 112, 156 and 166 cm below the ground level were selected (Fig. 3).

In Gliwice Luminescence Laboratory (Moska et al., 2021), all samples have undergone a comprehensive process of preparing samples for luminescence dating. Samples were prepared both for gamma spectrometry and OSL measurements. Prior to the measurements, the samples were stored for three weeks to ensure equilibrium between gaseous ^{222}Rn and ^{226}Ra in the ^{238}U decay chain. High-resolution gamma spectrometry using a HPGe detector was used to determine the content of U, Th and K in the samples. Each measurement lasted for at least 24 h (Moska, 2019). The activities of the isotopes present in the sediment were determined using IAEA standards RGU, RGTh, RGK after subtracting background value from the detector. Dose rates were calculated using the conversion factors of Guerin et al. (2011). Water content was adopted at the level 30 ± 5 and $20 \pm 5\%$ for investigated samples. The method of Prescott and Stephan (1982) was used for the cosmic ray beta dose rate calculation. For OSL measurements, sand-sized grains of quartz (90–125 µm) were extracted and standard chemical procedures applied (Aitken, 1998). Equivalent doses were determined using the single-aliquot regenerative-dose (SAR) protocol (Murray and Wintle, 2000). For unimodal relative probability distribution CAM (Central Age Model, Galbraith et al. (1999)) was used to estimate the final value. For multimodal distribution most probable ages were estimated from first main peak, samples GdTL-3555 and GdTL-3354.

4. Results

4.1. Absolute chronology of the deposition of accumulative fan sediments

In order to achieve the assumptions made, the geological sediments were dated by four different methods. The first three were absolute dating methods widely used in geological and archaeological research but rarely used simultaneously. They include radiocarbon dating (^{14}C), optically stimulated luminescence (OSL), and lead dating (^{210}Pb).

However, the fourth method is not precisely an absolute dating method, but rather a time-marker technique. With use of gamma spectrometry performed with highly sensitive semiconductor spectrometer the radioactive isotopes (rare or not naturally occurring in nature) can be detected. We aimed at testing if the isotopes resulting from the Chernobyl power plant's failure or nuclear weapons tests were present in the shallowest layers that make up the agricultural diamicton.

The summary spectra of all collected samples (Fig. 5) correspond

Table 1

Grain size distribution of samples selected for OSL dating.

Samples (cm b.s.l.)	47	62	112	156	166
Grain size distribution					
fine gravel (2000–5000 µm)	0	0	0	0	0
very coarse-grained sand (1000–2000 µm)	0	0	0	0	0
coarse-grained sand (500–1000 µm)	0	0	0	0	0
medium-grained sand (250–500 µm)	1.12	0.74	2.57	3.90	0.54
fine-grained sand (105–250 µm)	58.05	47.82	54.47	66.96	47.31
very fine-grained sand (53–105 µm)	33.79	40.49	34.21	26.04	36.35
coarse silt (22–53 µm)	1.80	4.27	5.48	0.51	7.39
fine silt (2–22 µm)	4.46	5.62	2.64	2.59	8.00
clay (≤ 0.2 µm m)	0.78	1.06	0.63	0	0.41

only to the isotopes from natural uranium and thorium decay chains, as well as ^{40}K and annihilation peak. No markers from artificial isotopes are observed, especially from neptunium decay chain or other short-lived isotopes not occurring in nature. This demonstrates that the accumulation of deposits on the surface of accumulative fan was irrelevant, at least from mid-20th century AD.

4.1.1. ^{210}Pb

Dating of the youngest sediments exposed in the STPII outcrop and forming a part of the tillage diamicton was definitely demanding and challenging research task. The lead method (^{210}Pb) is most often used to date highly organic lake and peat sediments (Sikorski, 2019), whereas samples characterized by a significant admixture of sandy (mineral) material due to the difficulty in dissolving them are analyzed much less often.

The trial of a chemical preparation for the recovery of polonium carried out by the standard method (Pawelczyk et al., 2017) was insufficient, as a significant amount of mineral fraction remained after chemical analyses, disabling required further steps of the preparation. Hence, an attempt was made to carry out a chemical preparation using the incineration method (De Vleeschouwer et al., 2010), commonly used to analyse geological samples.

Ultimately, the spectrometric measurements of specific activity produced by the method of radioactive sources deposition on silver discs were performed (Table 4). The results indicated a local disturbance of the monotonic profile (Fig. 5A), which could result from post-depositional mixing of the sediment material. The ^{210}Pb results suggest that significant disturbances are recorded for depths of 10–15 cm and about 20 cm b.g.l. Nevertheless, an attempt to apply the Constant Rate of Supply (CRS) method was applied, and the ambiguities in the exponential trend of activity appeared in the age model (Table 4, Fig. 5B). The presented results may indicate on some agricultural works of low intensity i.e. without using a plow, or livestock breeding. Because of the disturbances, the results cannot provide precise ages for the sediment layers, but clearly demonstrate that the essential part of the sediments of the tillage diamicton accumulated before the mid-19th century AD.

4.1.2. ^{14}C

The most reliable chronological model of studied accumulative fan development was obtained by radiocarbon dating of plant macrofossils and wood, found in deluvial deposits, as well as in organic deposits lying below slope deposit cover. However, due to the complex nature of the radiocarbon calibration curve in the last few centuries (Reimer et al., 2020), the probability distributions of calibrated ages often have multi-modal shape, and the ages extend to multiple centuries (Table 2, Fig. 6).

To determine the beginning of slope cover deposition, radiocarbon dating was made for wood fragments found in the STPII outcrop in the top of organic deposits, at a depth of 170 and 175 cm b.g.l. (Table 2). Obtained dates indicate the termination of organic sediments' deposition until mid-17th c. AD. Older age determinations were obtained for selected plant macrofossils from the upper part of organic deposits from a depth of 175.5 to 173 cm b.g.l., i.e., 1453–1611 AD and 1521–1639 AD. This can be the result of partly erosion of the top of organic deposits. These ages are incoherent with stratigraphical order and were not taken into account for constructing the chronology.

The first of the samples taken from the bottom of the deluvial sediments (*Cenococcum geophilum* – sclerotium from 160 to 165 cm b.g.l.) was dated to 1427–1455 AD, which also disagrees with the ages of the wood samples from depths of 170–175 cm b.g.l. Moreover, the age of another sample taken from the upper part of the lower deluvium unit (*Picea abies* – charcoal from 98 to 102 cm b.g.l. (1521–1639 AD – Table 2); is older than suggested by the stratigraphy.

The termination of the slope cover deposition falls more or less in the 1st half of the 19th century AD, as shown by the results for charcoal

Table 2

The results of radiocarbon dating of plant remains from the STPII outcrop.

Lithological context	Depth [cm b.s. l.]	Dated macrofossils	¹⁴ C Age yr BP	Laboratory code	Calibrated Age	Modelled Age Agreement Index
deluvium	53-58 ^a	<i>Pinus sylvestris</i> - charcoal	139 ± 22	MKL-A4438	probability 68.3% 1683AD (9.1%) 1698AD 1722AD (8.1%) 1736AD 1802AD (6.4%) 1814AD 1834AD (29.8%) 1885AD 1910AD (15.0%) 1936AD probability 95.4% 1673AD (34.1%) 1777AD 1798AD (43.3%) 1896AD 1902AD (18.0%) 1944AD	probability 95.4% 1820–1879 AD <i>A</i> = 107.2%
deluvium	63-68 ^a	<i>Picea abies</i> - charcoal of small branch	68 ± 22	MKL-A4439	probability 68.3% 1702AD (22.5%) 1721AD 1816AD (21.7%) 1834AD 1890AD (24.1%) 1908AD probability 95.4% 1694AD (28.5%) 1725AD 1810AD (31.3%) 1862AD 1867AD (35.6%) 1917AD	probability 95.4% 1812–1870 AD <i>A</i> = 82.1%
deluvium	98-102 ^a	<i>Picea abies</i> - charcoal	360 ± 22	MKL-A4440	probability 68.3% 1475AD (37.9%) 1519AD 1587AD (30.4%) 1622AD probability 95.4% 1458AD (48.1%) 1525AD 1557AD (47.4%) 1632AD	probability 95.4% 1410AD (95.4%) 1479AD
bottom part of deluvium	160-165 ^a	<i>Cenococcum geophilum</i> - sclerotium	455 ± 32	MKL-A4443	probability 68.3% 1427AD (68.3%) 1455AD probability 95.4% 1445AD (73.8%) 1520AD 1584AD (21.6%) 1624AD	probability 95.4% 1601AD (9.0%) 1611AD
organic deposits	173-174 ^b	<i>Betula sect albae</i> – 1 fruit, <i>Picea abies</i> – 2 needles, 8 scars	390 ± 23	MKL-A5051	probability 68.3% 1452AD (59.3%) 1496AD 1623AD (12.8%) 1638AD probability 95.4% 1495AD (74.7%) 1602AD 1610AD (20.7%) 1645AD	probability 95.4% 1520AD (55.5%) 1584AD
organic deposits	175,5–176,5 ^b	<i>Picea abies</i> – 1 needle, <i>Betula sect albae</i> – 1 fruit, <i>Rubus idaeus</i> – 2 seeds, 6 scars	313 ± 23	MKL-A5052	probability 68.3% 1523AD (12.8%) 1584AD 1623AD (12.8%) 1638AD probability 95.4% 1495AD (74.7%) 1602AD 1610AD (20.7%) 1645AD	probability 95.4% 1501AD (9.0%) 1511AD
organic deposits	218-219 ^b	<i>Urtica dioica</i> – 2 fruits, <i>Rubus chamaemorus</i> – 7 seeds	3260 ± 25	MKL-A5053	probability 68.3% 1598BC (1.9%) 1594BC 1541BC (62.3%) 1498BC 1472BC (4.0%) 1464BC probability 95.4% 1612BC (13.6%) 1572BC 1566BC (70.1%) 1492BC 1482BC (11.8%) 1451BC	probability 95.4% 1501AD (9.0%) 1511AD
bottom part of deluvium	170 ^c	wood fragment	200 ± 30	MKL-3632	probability 68.3% 1659AD (18.2%) 1680AD 1739AD (10.7%) 1753AD 1762AD (32.6%) 1800AD 1939AD (6.8%) ... probability 95.4% 1643AD (26.3%) 1694AD 1725AD (54.8%) 1812AD 1916AD (14.4%) ...	probability 95.4% 1662AD (17.1%) 1711AD <i>A</i> = 101.1%
on the top of organic deposits	175 ^c	wood fragment	160 ± 35	MKL-3633	probability 68.3% 1668AD (12.6%) 1694AD 1725AD (27.9%) 1781AD 1797AD (7.0%) 1812AD 1840AD (1.3%) 1843AD 1862AD (1.5%) 1866AD 1872AD (1.7%) 1876AD 1916AD (16.4%) ... probability 95.4% 1662AD (17.1%) 1711AD 1717AD (40.5%) 1824AD 1830AD (19.1%) 1894AD 1904AD (18.7%) ...	probability 95.4% 1656–1807 AD <i>A</i> = 107.7%

^a STPII profile.^b STPII organic deposits core.^c Outside of the STPII profile.

Table 3

XRF results for inorganic sediments (in cps – counts per second). First table row: depth in cm b.g.l. Colours: grey – tillage diamict, blue - upper deluvium unit, green - middle deluvium unit, yellow – lower deluvium unit.

	10	20	30	40	43	45	48	49	51	54	58	63	66	70	75
Al	525	568	570	554	398	381	653	597	488	586	644	529	516	151	629
K	15707	16464	15677	17164	11173	13536	18382	18825	14961	17468	18664	16786	13721	3666	17917
Ca	6705	8983	7198	6129	5258	5984	9138	9458	8073	8008	7129	7127	7057	1562	6899
Ti	5100	12101	12996	4085	6649	9207	8386	20256	6386	6498	5943	7526	12185	3927	14532
Mn	2558	3660	3115	2255	2228	2328	3465	3233	1905	3466	3742	2534	3218	1019	3331
Fe	123259	119228	108853	94835	72770	83974	119814	125464	80243	107103	116887	74450	92596	31458	113254
Ni	0	475	462	0	486	0	0	0	0	0	0	0	0	0	564
Sr	0	7439	3201	3170	2663	2772	3055	7364	2874	7783	2713	3172	2695	1153	5970
Rb	0	1539	1232	0	0	1013	750	852	0	0	1104	1137	514	347	1121
Cr	0	0	0	0	0	673	0	258	0	0	0	131	284	0	327
Au	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	77	80	84	86	89	92	95	101	103	110	120	128	132	144	158
Al	412	519	523	540	427	548	535	466	405	514	370	391	395	462	415
K	9928	14566	15248	18120	13018	18002	16304	14344	15247	21246	13663	14758	14890	17425	14554
Ca	4290	6445	6056	7648	5522	7194	8750	7532	6737	8752	5557	6438	7049	8006	6594
Ti	5180	6782	6076	16822	6439	7114	12128	11602	3572	6840	6153	6021	8923	7934	4099
Mn	2598	2891	2069	3453	1930	3933	2721	3026	876	1101	746	2388	615	834	860
Fe	74342	74845	72024	113069	69980	84989	100540	84460	58058	117320	52474	71558	68212	83272	61918
Ni	269	0	559	0	428	0	0	794	924	902	845	748	621	502	685
Sr	2312	2823	6600	2841	6002	2825	3350	4485	0	4566	0	0	0	4219	0
Rb	735	0	678	0	0	1080	1693	719	678	1032	0	694	963	874	840
Au	0	0	0	0	0	0	0	0	0	262 (?)	0	0	0	0	0

Table 4

Specific activity and ages obtained using ^{210}Pb method for samples from the STPII upper part of tillage diamict layer (0.5–25.5 cm b.s.l.).

Depth (cm)	Sample	Total ^{210}Pb activity, (Bq/kg)	Uncertainty Total ^{210}Pb activity (Bq/kg)	Age calculated from the ^{210}Pb model (y)	Uncertainty Age (y)
0,5	0–1	298	14	2018	2
2,5	2–3	280	16	2003	4
4,5	4–5	253	14	1984	4
6,5	6–7	87	9	1969	4
8,5	8–9	61	14	1963	4
10,5	10–11	28	10	1959	4
12,5	12–13	39	12	1956	5
14,5	14–15	102	10	1944	6
16,5	16–17	38	11	1926	7
18,5	18–19	18	8	1912	11
20,5	20–21	50	13	1903	12
22,5	22–23	15	8	1890	13
24,5	24–25	15	8	1874	18
^{210}Pb SUPPORTED	44–45	8	7		

samples (including those from a fine tree branch) dating obtained from the upper deluvium at a depth of 63–68 cm and 53–58 cm b.g.l. (1683–1936 AD and 1702–1908 AD). This corresponds also to the results of ^{210}Pb dating.

An attempt to obtain more robust and precise ages for this section was undertaken by calculating the age-depth model using Bayesian approach (*P Sequence* function in OxCal), with a variable *k* parameter (Bronk Ramsey, 2008; Bronk Ramsey and Lee, 2013). The model took into account selected ^{14}C results and the information from the ^{210}Pb measurements (Fig. 6), i.e. the age of 1874 ± 18 years AD was assigned to the depth of 24.5 cm b.g.l. The overall agreement index for the model was 96.5%, which exceeds the required threshold of 60%. For the modelled depths between 24.5 and 173.5 cm b.g.l. the accumulation rate is almost constant, 0.75 ± 0.13 cm/year at average. Hereafter, the model is used to provide modelled ages and their 1-sigma uncertainties in the “Discussion” chapter.

4.1.3. OSL

Mineral sediments were dated also with using the optically stimulated luminescence method. The two lowest layers (156 and 166 cm b.g.l.) were dated at approximately 8.0–6.5 ky BP. The sample collected from 112 cm b.g.l. was dated to about 3.99 ky BP. The youngest sample

obtained from the depth of 47 cm b.g.l. (directly beneath the agricultural diamict level) indicates the accumulation of sediment in the Middle Ages or early Modern Period (circa 0.469 ky) (Table 5, Fig. 7). All the obtained OSL dating results should be considered far from expected in terms of the radiocarbon results.

Important question also arises related to the variability of sediment moisture over time, as this parameter used to calculate the annual dose has a significant impact on the obtained results. Moisture and its meanings were very clearly defined by Aitken (1998). It can be roughly assumed that an increase in the humidity of 1% adopted for measurement causes “aging” of the obtained sludge age in approximately the same proportion, i.e. by 1%. However, it should be stressed that humidity was considered as a parameter defined for the entire historical period from the last redeposition of sediments, i.e. a period of several hundred or several thousand years.

In the case of the site discussed, located in the valley floor, the sediments of the accumulative fun are strongly saturated with water, both during the snow thawing (Fig. 1D) and intense rainfall. Creating a reliable model of changes in their humidity over time, as well as seasonal fluctuations, is a task beyond the scope of this project. We may be tempted to define the area of humidity that would most likely reflect the changes taking place in the past. The sample from the very bottom of

Table 5

The results of OSL dating for STPII profile.

Lab. Code	Sample ID	Sampling Depth (cm)	H ₂ O (%)	Th (Bq/kg)	U (Bq/kg)	K (Bq/kg)	Dose rate (Gy/ka)	Equivalent dose (Gy)	OSL Age (ka)	Age (1 σ)
GdTL-3305	IAULTL 63	156	20 ± 5	28.2 ± 0.0	22.5 ± 0.5	649 ± 18	2.65 ± 0.10	21.5 ± 1.1	8.04 ± 0.52	6610-5570 BC
GdTL-3306	IAULTL 72	166	20 ± 5	17.8 ± 0.4	16.4 ± 0.3	575 ± 15	1.54 ± 0.07	10.36 ± 0.56	6.67 ± 0.48	5200-4240 BC
GdTL-3554	IAULTL 85	112	30 ± 5	21.6 ± 1.3	14.8 ± 0.8	550 ± 46	2.01 ± 0.11	8.15 ± 0.65	3.99 ± 0.40	2449-1649 BC
GdTL-3555	IAULTL 87	47	30 ± 5	22.5 ± 1.7	15.1 ± 1.1	555 ± 47	2.07 ± 0.12	1.17 ± 0.11	0.496 ± 0.063	1291-1517 AD

deluvial deposits (GdTL-3306) is characterised by very high value of current humidity, which is at the level of 70%. This is due to the fact that this sample was taken directly over the organic deposits, which causes that high water saturation. For the remaining samples containing large amounts of sandy material, the humidity of 20% was assumed. In laboratory conditions, it is possible to estimate the value of the maximum saturation for such material, in our case it was about 30%.

4.2. Palaeoecological conditions of the accumulative fan accumulation

4.2.1. Organic deposits (STPII core)

Organic deposits with a thickness of 51 cm (219-169 cm b.g.l.) contained subfossil macrofossils of plants and animals. Their composition enabled the separation of several stages, illustrating the development of the reservoir where they were deposited.

In the first stage (219-200 cm, 2nd mill. BC), the basin was a shallow reservoir where water probably persisted only temporarily. This is evidenced by the small numbers of *Chironomidae* and *Cladocera*, episodes of their complete disappearance in the core, the few statoblasts of bryophytes *Cristatella mucedo*, as well as the dominance of plants from dry habitats. The low depth of the reservoir is also confirmed by the presence of eutrophic species usually living in the littoral zone of the basins.

At a depth of 208.5–200 cm, a period of intense flow (the washing) was recorded. This is evidenced by the numerous occurrences of *Ephemeroptera* remains, which mainly inhabit clean streams and rivers (McCafferty and Lugo-Ortiz, 1997). At that time, the shores of the reservoir were overgrown by *Rubusidaeus*, *R. chamaemorus* and *Mentha arvensis*, as well as *Urtica dioica*, which is associated with nitrogen-rich habitats. The surrounding landscape was characterized by the dominance of mixed forest communities with *Picea*, *Pinus*, *Tilia cordata*, and *Quercus*. An important role in the study area was played by boggy carr forest with *Alnus*, *Ulmus* and rich fern groundcover. They occupied areas with periodically high levels of standing water.

In the next stage (200–190.5 cm), *Picea abies*, *Juniperus communis*, and *Tilia cordata*, were important in the landscape around the basin. At that time, other plant species related to human activity, such as *Cirsium arvense*, *Fragaria vesca*, and *Oxalis acetosella*, also appeared in the vicinity of the reservoir. In the adjacent profile (i.e. STPI), the palynological analysis results also showed that the landscape was characterized by a significant impact of human activities. This is indicated by deforestation record as well as numerous synanthropic weeds and, above all, cultivated plants such as *Secale*, *Triticum*, *Cannabis*, and *Fagopyrum*. This stage of reservoir development is associated with the Middle Ages (Piech et al., in prep.).

In the sediments from a depth of 190.5–173.5 cm, in the light of radiocarbon dating relating to the period from the late Middle Ages to the 1st half of the 17th c. AD (Table 2), there is a gradual humidity of the environment and the entry of wet habitats plants, requiring the presence of permanent, non-periodic water appearance. The reservoir probably underwent gradual swamping and increasing eutrophication, which is shown by the *Leydiga acanthoceroides* presence. It is a *Cladocera* species that inhabit heavily overgrown reservoirs with low water transparency (Miroslaw-Grabowska et al., 2009). Sedges such as *Carex diandra*,

C. fusa, and *Eleocharis palustris* appeared on the shore.

In the final stage of the development of this reservoir (173.5–168 cm, 1st half of 17th c. AD), the water level raised while the bottom was covered with macrocytes, which were inhabited in large numbers by *Ablabesmyia*, *Dicretendipes nervosus*, and among *Cladocera* by *Alona affinis*, *Acroperus harpea* or *Graptoleberis testudinaria*. In this part, among the Chironomidae, there were species that prefer swamps and wetlands, such as *Metriocnemusfuscipes* and *Tribelos*. The statoblasts of the bryozoans *Cristatella mucedo* were also numerous. Pleuston communities with *Lemna trisulca* covered the surface of strongly eutrophicated waters. Significant moisture was also noted in the adjacent site of STPI, which in the final stage was transformed into a shallow eutrophic lake, as evidenced by the *Pediastrum* colonies and nymphoides recorded in pollen profile (Piech et al., in prep.).

The obtained palaeoecological studies' results of biogenic deposits, below the deluvial sediments of the accumulative fan, prove the constant growth of human impact in the Middle Ages and early Modern Period. This leads to the deforestation and development of agricultural crops. Until the slope processes started, a shallow, gradually overgrown lake basin functioned at the bottom of the subglacial channel. At the same time, before the beginning of the slope erosion and the sediments accumulation, there was an increase in the water level in the vanishing reservoir, recorded of LIA climate changes.

4.2.2. Mineral deposits (STPII profile)

Within the mineral sediments forming the accumulative fan with a thickness of about 170 cm, the presence of plant remains was much lower than in the lower organic deposits. Plants from ruderal habitats such as the *Chenopodium t. album*, *Rumex acetosella*, as well as needles of *Pinus sylvestris* and *Picea abies* were dominated.

On the other hand, the charcoals and fine charcoal were exceptionally abundant, especially in the depths of 160–165 cm and 63–68 cm. Such accumulations may indicate an increase in the frequency of fire events in the region (Scott, 2010; Scott and Glasspool, 2007). The low presence of macroscopic charcoal also indicates the site's distance from the source of the fire (Whitlock and Larsen, 2002; Scott, 2010). In addition, the small size range of the charcoal fragments in the STPII profile means that the material has been sorted, probably during its movement with water (Scott, 2010), i.e., slope wash processes. Among the larger charcoal fragments, the remains of trees such as *Alnus* sp., *Picea abies*, and *Pinus sylvestris* were determined, with *Pinus sylvestris* being the dominant species. These results demonstrated the importance of natural or, more likely, anthropogenic fires in the source slope sediments zone of the glaciofluvial plain.

4.3. Sedimentological and geochemical characteristics of accumulative fan deposits

The sediments studied in the STPII geological outcrop have been divided into three unit of deluvial deposits and tillage diamicton formed on the top of profile (Piech et al., 2018). The geochemical and sedimentological traits of human induced Holocene slope wash deposits (called deluvium) and also agricultural (tillage) diamicton were

described e.g. by: Starkel (1987); Teisseyre (1991, 1994); Stochlak (1996); Sankiewicz (1998); Twardy (2000, 2008, 2011); Smolska (2005); Kittel (2014, 2015, 2016); see also Miller and Juilleret (2020).

The lower deluvium unit (168–102 cm b.g.l.) has been deposited directly on the organic deposits. For this unit, almost horizontally laminae with a thickness of up to 2 cm are characterised formed by silty sands (light colour) and organic mud (darker colour) (Fig. 4). From lithofacial point of view after Zieliński and Pisarska-Jamrozy (2012), these deposits were classified as silty sands horizontally laminated (SFh) and with wavy laminations (SFw). The laminae have a thickness of few millimetres (to 1 cm) and a character of rhythmite in places.

Bioturbations appear in the lower deluvium unit. From textural point of view, fine-grained and very fine-grained sands dominate (83–88%) in the bottom of the unit (Fig. 4A). The silt content is between 10 and 15% and clay percentage does not reach even 1%. At depth from 158 to 112 cm b.g.l., sand fraction is dominated with fine-grained and very fine-grained sands (59.03–30.56%), medium-grained sand also appears (up to 8.94%). For the border of lower and middle deluvium units (depth 102 cm), an increase of medium- and coarse-grained sand is characteristic. In this unit, a variability of the value of textural indicators is visible. The value of mean grain size is from 2.86 to 4.27 phi and the sorting is from 0.58 to 1.65 (0.91 in the units' bottom) (Fig. 4B). The

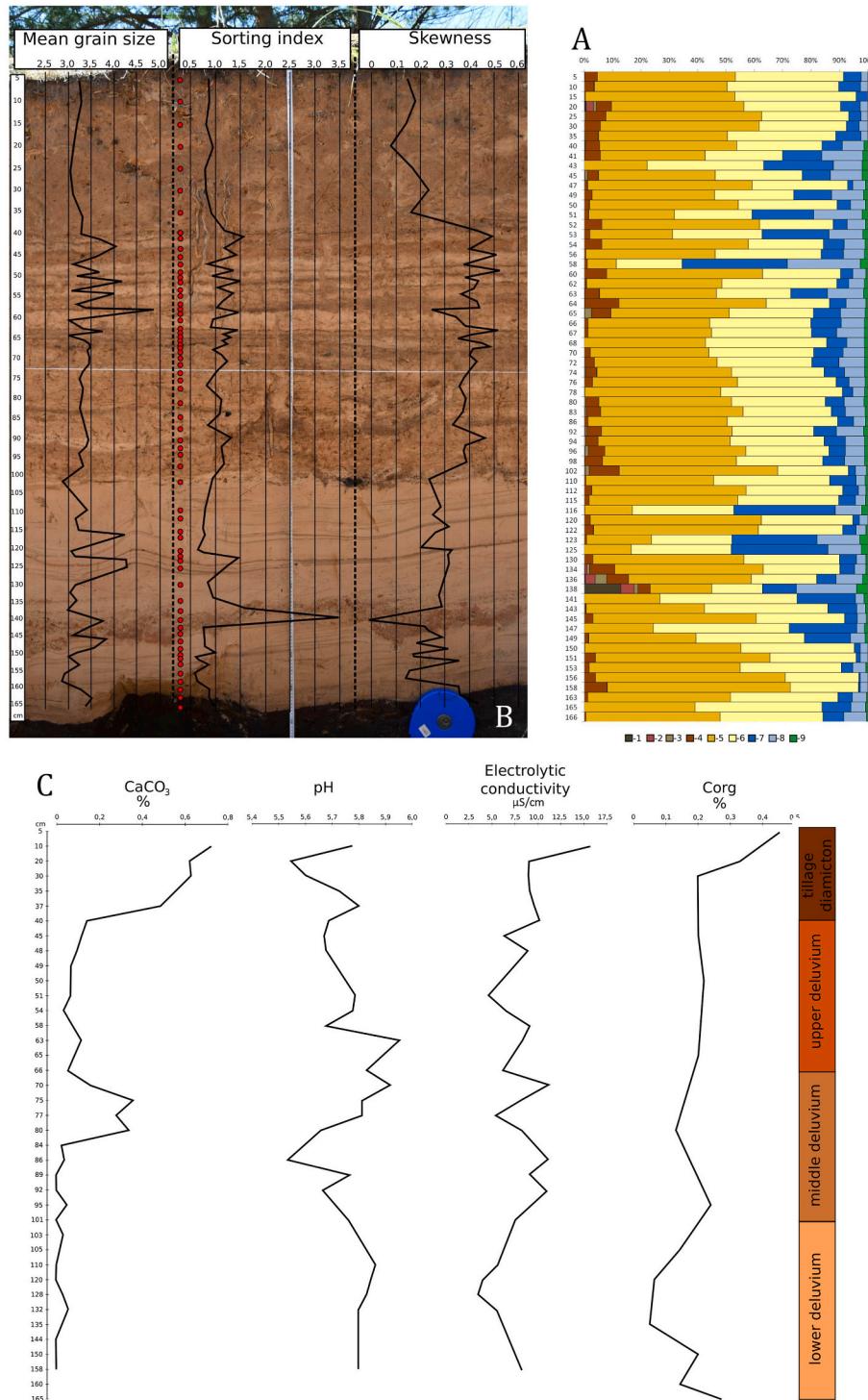


Fig. 4. A. Grain size distribution of slope deposits in the STPII profile: 1 – fine gravel; 2 – very coarse sand; 3 – coarse sand; 4 – medium sand; 5 – fine sand; 6 – very fine sand; 7 – coarse silt; 8 – fine silt; 9 – clay – according to Udden (1914) and Wentworth (1922) after Blott and Pye (2001) modified (see Table 1); B. Textural indicators of slope deposits of the STPII profile (Mz, σ_1 , Sk in phi value); C. Geochemical indicators of slope deposits in the STPII profile, PC1 and PC2 for selected elements (see Table 3).

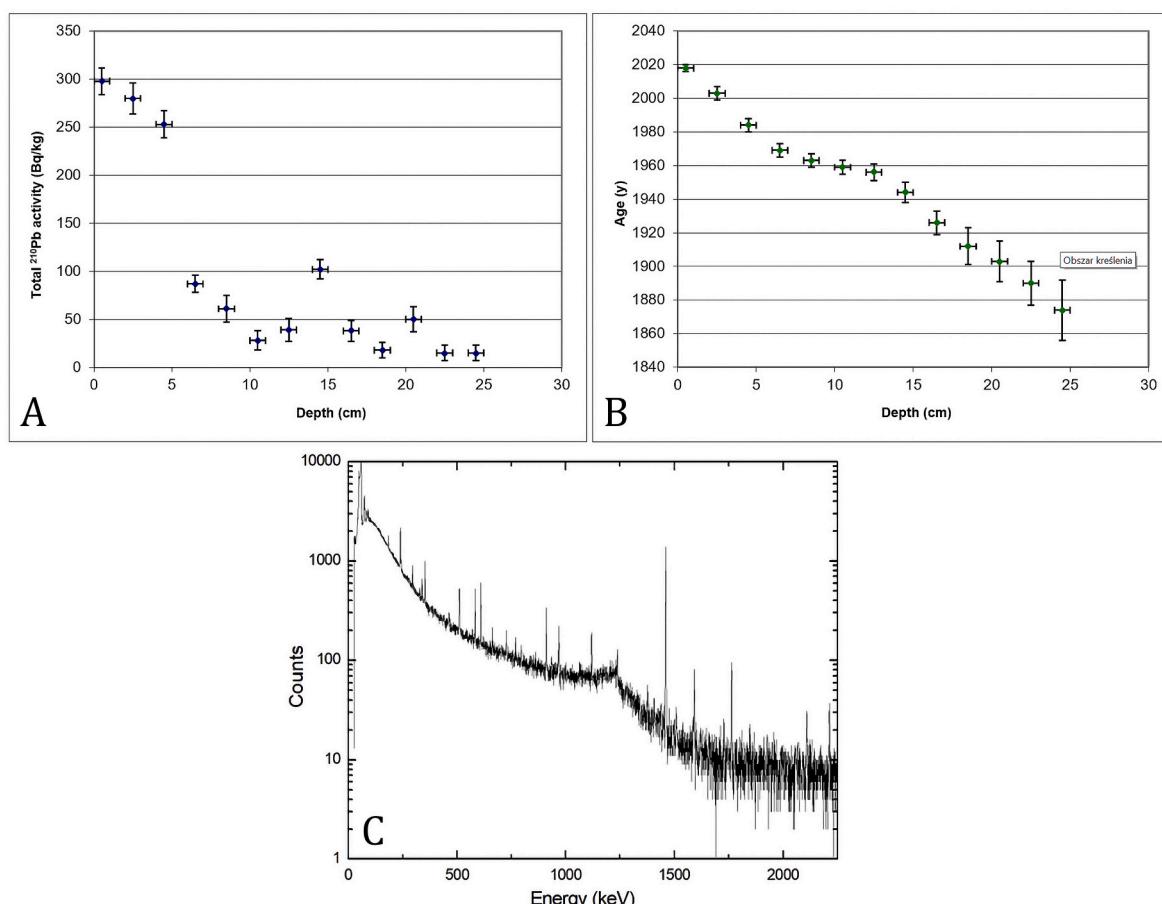


Fig. 5. A. Total ^{210}Pb activity; B. Age-depth model for the upper most part of STPII profile based on measured activities calculated with use of CRS model; C. The gamma-ray spectrum for samples taken from tillage diamictic layer (0–43 cm b.s.l.).

highest positive skewness value is 0.33 and is recorded at a depth of 166 cm b.g.l., at the bottom of the entire profile. While the minimum value is 0.04 cm at a depth of 158 cm. The fluctuations of the kurtosis are visible however higher fluctuations are noted in the lower part of the unit.

The lower deluvium is not essentially carbonated, the maximum value of calcium carbonate is 0.04%. At the bottom of the entire STPII profile, relatively high admixture of organic carbon is recorded (0.28%). These values than drop at a depth of 135 cm to the lowest in the whole profile (0.06%). The pH values increase slightly towards the top of this unit, from 5.8 to 5.86. The average value of the electrolytic conductivity is 5.67 $\mu\text{S}/\text{cm}$ with minimum for the entire profile at depth of 128 cm (Fig. 4C).

In lower deluvium there is a maximum concentration of Ni element depends on depth from 502 to 924 cps. In the same unit, Mn values are the lowest and vary from 615 to 1101 cps with a 2388 cps peak on a depth of 128 cm b.g.l. In addition, we observed a complete lack of Cr element, while strontium occurred occasionally at depths of 110 and 144 cm b.g.l. (Table 3). The most interesting observation is the presence of the Au element on a depth of 110 cm b.g.l. but the results are inconclusive and require measurements using a different spectrometry method (i.e. ICP-MS).

Within the lower deluvium unit, there is a horizon with inserts of **proluvia** at a depth of 140–150 cm and formed by massive sandy gravel (GSm). The layer is strongly bent. The thickness of proluvia changes from a few to several dozen centimetres. Usually, the lower (erosional) and upper boundaries of the proluvia are clearly visible. The total sand fraction is 50.02%, and the silt fraction 33.16%. Fine gravel (12.88%) admixture is not typical for proluvia. It should be emphasized that the clay fraction has a high percentage of 3.94% with a maximum for the

entire STPII profile. Proluvial deposits are characterized by the presence of coarse-grained material, which translates directly into the value of the mean grain size, which is 2.99 phi. These sediments are characterized also by a very poor sorting amounting to 3.48. The skewness value here is the lowest for the entire STPII with negative amounts –0.11.

Middle deluvium (102–66 cm b.g.l.) has massive structure (SFm) or weakly visible horizontal lamination in places. This unit was heavily infested with plant roots, which traces are preserved as round rusty incrustations. Middle deluvium is characterized by a relatively constant grain size distribution, i.e. the average share of the sand fraction is 84.58% (from 72.88 to 93.08%), silt 14.35% (6.35–25.71%), and from 0.52 to 1.44%. An increase in the share of coarser fractions compared to the lower deluvium is also observed, i.e. medium-grained sand (4.15% on average). From a depth of 72 to 66 cm, a decrease in the sand fraction is visible and a simultaneous increase in the silt fraction content, with an almost unchanged clay fraction. The M_z values are from 2.89 to 3.5 phi with a duality, i.e. lower values are recorded at a depth of 98–76 cm b.g.l. The average sorting is 1.06 with clear minima at: 86 ($\sigma_1 = 0.85$), 78 ($\sigma_1 = 0.82$) and 68 cm b.g.l. ($\sigma_1 = 0.94$). The maximum positive skewness value for the middle deluvium is 0.37, and the lowest value 0.14. The duality of this unit is visible in textural features with a border at a depth ca. 85- cm b.g.l.

Also, two geochemical layers were distinguished for the middle deluvium unit, the first is at 101–84 cm, which is essentially characterized by a lack of calcium carbonate, the second at 80–70 cm b.g.l., with significant increase (for these conditions) calcium carbonate content up to 0.37%. At depths from 101 to 80 cm, a relatively low pH values are recorded. They drop to 5.53 in (86 cm). From 77 cm to 70 cm, pH values reach up to 5.92. The duality of the unit is also be noticed in the

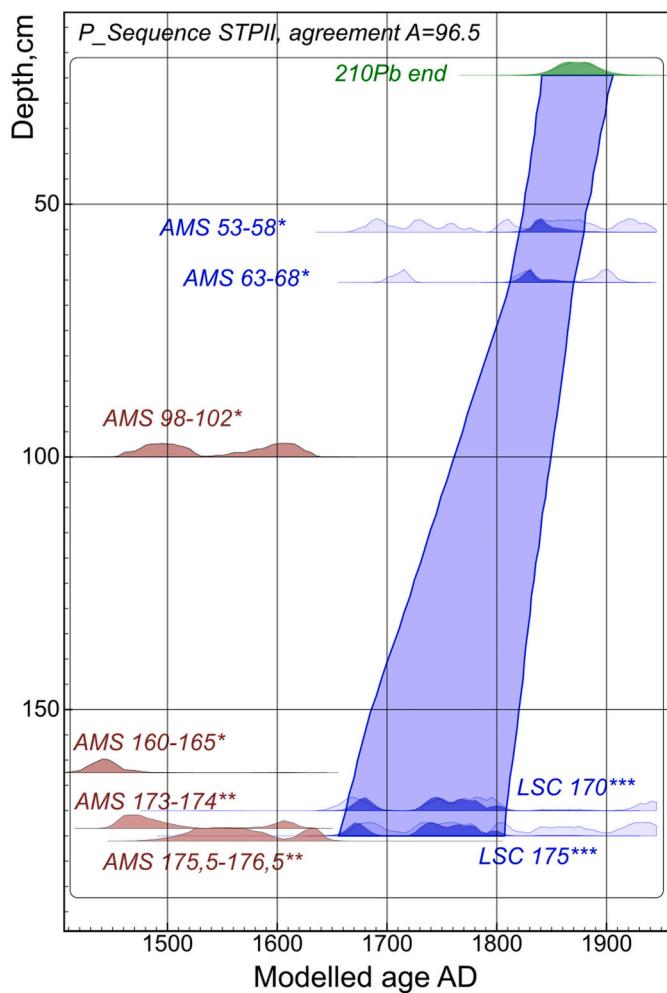


Fig. 6. Probability distributions of calibrated ^{14}C ages and P_Sequence age-depth model (see text for description): blue: ^{14}C ages used in model, green: ^{210}Pb data, brown: ^{14}C AMS dates not incorporated in the model; blue shaded area represents 95.4% probability range of modelled ages. (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the Web version of this article.)

conductivity values. The first is marked from 101 to 80 cm, where the values are similar. The second layer is between 77 and 70 cm b.g.l. with larger fluctuations in conductivity. The organic carbon content resumes to a level of 0.23% at a depth of 95 cm in the middle deluvium unit.

In the middle deluvium Ni element is present in less than half of the samples, and the values are noticeably lower than in lower deluvium (from 269 to 794 cps). We can observe increased Mn element values - from 1019 to 2933 cps, but with an average of 2744 cps. Differently from lower deluvium, strontium is present in all samples from depth 75–101 cm b.g.l. Moreover, middle deluvium has the highest concentration of Cr element. Cr is present in 7 samples from 11 (from 66 to 327 cps).

Within **Upper deluvium** unit (65–40 cm b.g.l.), several layers of light brown and brown material can be distinguished, which lie almost horizontally (rhythmic structure). The laminae' thickness vary from 1 to about 5 cm. Most of the brown/dark brown layers have a lower thickness than the light brown ones. The tops and bottoms of these laminae are sub-horizontally arranged. These deposits were recognized as silty sand with horizontal lamination (SFh). The boundaries between the laminae are wavy and inconsistent in many places. Usually, the tops are eroded, as evidenced by the thicker material. Upper deluvium is characterized by large fluctuations in the percentages of individual fractions. The share of the sand fraction varies from 92.97 to 34.58%, the silt fraction 62.83–6.22%, and the clay 2.6–0.68%. The variation in the proportion

of the dominating fractions (standard deviation) is large, for the sand fraction - 14.71, the silt fraction - 14.21, and the clay fraction only 0.55. The highest variability is for fine-grained sand (standard deviation 11.37), and coarse silt (standard deviation 8.92). The upper deluvium unit is characterized also by a very high variability of all sedimentological indicators. The M_z value is from 4.81 to 3.02 phi and sorting is from 0.82 to 1.57. The range of skewness is from 0.14 to 0.43, with a standard deviation of 0.07. Also visible is the lowering of the skewness towards the bottom of the unit.

In this unit the mean value of calcium carbonate content is 0.09%. There are slight fluctuations in the value of calcium carbonate - two sectors can be separated: the first from 66 to 51 cm b.g.l. with relatively large fluctuations in pH, and the second from 48 to 40 cm, where the pH value is kept essentially constant (5.68). A large variation in the conductivity values at particular depths is visible here. The maximum value is 10.04 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (40 cm - unit top), the minimum is 4.8 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Values for calcium increase from 7127 cps from the bottom to a depth of 49 cm and then quickly drop towards the top of this unit to 5258 cps. At the depth of 49 cm, a distinct peak of Ti is noticeable (up to 20,256 cps). In turn, Rb, Cr and Ni occur only at certain depths.

The **tillage diamicton** (from 40 cm b.g.l.) has a massive structure. The material is largely mixed, ranging in colour from light brown to dark brown, in places rusty and dark grey. According to the lithofacial code proposed by Zieliński and Pisarska-Jamrozy (2012), tillage (or agricultural) diamicton can be treated as sandy diamond with a disturbed structure (DSd). The sand fraction dominates in the tillage diamicton, on average 91.63% (from 88.74 to 95.88%). The silt fraction is on average 8.28% (from 4.12 to 11.26%). It is worth noting the lack of gravel fraction and also clay fraction was not detected. Fine-grained sand predominates in the sand fraction (up to 56.01% at a depth of 30 cm). Very fine-grained sand is up to 42.67% (at a depth of 15 cm). The share of individual fractions slightly changes with depth. In this layer, the values of individual sedimentological indicators are relatively constant. The mean grain size range is from 3.03 to 3.26 phi, sorting is from 0.6 to 0.9 (moderate sorting), skewness is mostly positive but close to 0. At a depth of 20 cm, it drops to -0.01.

From a depth of 65 to 30 cm b.g.l., a constant percentage of organic carbon is recorded (0.2% on average). From a depth of 30 cm–5 cm, a systematic increase in value up to the level of 0.45% (maximum in the profile) is recorded. In this unit, there is a rapid increase in the content of calcium carbonate from 0.14 (top deluvium) to 0.47% (bottom of tillage diamicton). The values increase than to 0.73% at the unit's top. The mean value is 0.61% with the standard deviation - 0.63%. The pH values systematically decrease from the depth of 37 cm–20 cm (from 5.8 to 5.54). In the 10 cm deep, the pH rises to 5.78. Relatively similar values are recorded from the bottom of the unit to the depth of 20 cm (from 8.49 $\mu\text{S}/\text{cm}$ to 9.73 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Only at the top (10 cm), a sharp increase in the conductivity value up to 15.52 $\mu\text{S}/\text{cm}$ can be noticed.

5. Discussion. Natural and anthropogenic conditions of accumulative fan development

5.1. Mid-17th c. – 18th c. AD

The procedure of determining the chronology of the accumulative fan mineral sediments was based mostly on radiocarbon dating, despite a low level of biogenic remains admixture.

Precise dating was possible thanks to the acquisition of plant macrofossils with a short growing season. The obtained results prove that the deluvial sediments forming the studied accumulative fan were accumulated not earlier than in the 2nd half of 17th c. AD. Simultaneously, the results of radiocarbon dating indicate the termination of this accumulation ca. mid-19th c. AD and the results of ^{210}Pb and other radionuclides measurements confirm this conclusion (Fig. 3).

In the lower deluvium unit (168–102 cm b.g.l.; from 1744 ± 43 to 1800 ± 24 AD – Fig. 6), deposits with moderate and moderately well

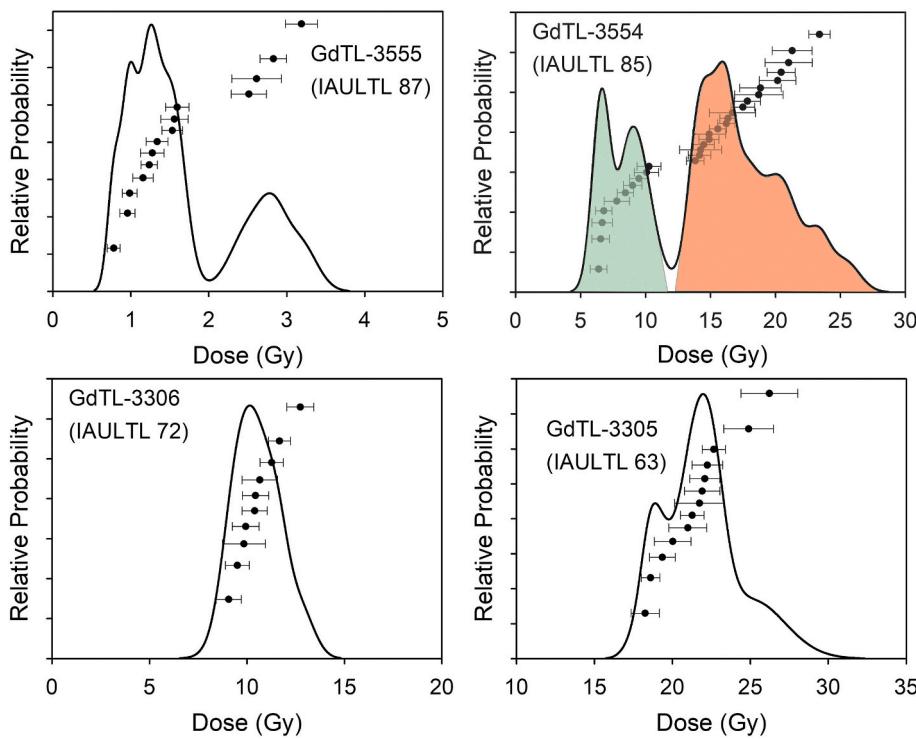


Fig. 7. Distributions of equivalent doses as the relative probability density functions (Berger, 2010)

sorting predominate. This may indicate better conditions for the transport of the material, perhaps on the exposed surface of the glaciofluvial plain. A better sorting of gravel and sand fractions can indicate a longer duration of sediment transport. Lower deluvium have been slightly transformed in relation to the source material (Piech et al., 2018). It is noticeable that towards the fan's top the degree of material sorting deteriorates. It may be caused by shorter transport from smaller areas. The bottom sediments of lower deluvium were washed out from the surface of the glaciofluvial plain, as an effect of erosion of the topsoil layer (humic horizon). It indicates higher organic carbon content in this part of the profile. A large amount of charcoal in bottom of lower deluvium indicates fire, most likely caused by human activity, as an important factor accompanying erosion and accumulation processes, as confirmed by palaeoecological results.

The processes of the accumulation of lower deluvium are very complex. Similar values of textural indexes at particular depths may indicate that the lower deluvium unit could be deposited as a result of process like mudflow in the form of tongues. The accumulation in the form of mudflow tongues took place unevenly and sporadically. Mud tongues were than covered with sediments of slope wash processes. Such accumulation took place when the amount of water decreased (low-intensity rains or snow meltwaters), which was associated with a lower erosion-accumulative force. Prolonged and intense rains or rather snowmelt had to be responsible for deposits' hydration. Simultaneously, a small amount of organic matter in the lower deluvium unit may prove a significant share of spring thaw in the erosion and accumulation processes. The accumulation of the material on the ice or snow covers and secondary deformation of depositional structures after melting were recorded. Additionally, the slop wash cover and tongues could be eroded by rills. Heavy rains resulted in increased linear erosion, caused small cuts within the fan surface with proluvia accumulation. The gravel fraction along with clay balls were accumulated during the intense water flows forming erosional cuts, while the silt and clay fraction accumulated during the decrease in water velocity in the cut. The pH values increase slightly towards the lower deluvium the conductivity values drop to a depth of 128 cm (1780 ± 31 AD), then they increase. A

stable increase in pH, with a simultaneous decrease in conductivity, may suggest that such a situation arose because of intense rains (hydration of sediments) with a pH close to neutral.

Smolska (2005) shows that deluvia formed in the post-glacial area and during the early Holocene (cold periods) are characterized by a lack of admixtures of organic matter, better sorting and the presence of solifluction structures. In this case, the sediments of lower deluvium (dated to the second half of the 17th century AD) could be formed in cold season, mainly during spring thaws on frozen surface. This was confirmed also by the geochemical record, because the first PC plot show stable and negative values (Fig. 4C, Table 3) mainly to the depth 105 cm (1800 ± 24 AD). The intensity of weathering rocks building the level was therefore limited. This situation changes over the depth 103-101 cm (ca. 1803 ± 23 AD), where the two PC has positive loadings with peaks of Ni and Mn. Ni content may be associated with weathering of the area of fan's source material and with chlorite occurrence (Bianchini et al., 2014; Goossens et al., 2015). Very high values of Mn indicate the superiority of the power of the subsurface water due to Mn^{2+} ions and colloidal suspension (Kabata-Pendias, 2011). Sorting of the deposits took place in the conditions of long runoff caused by pouring rainfall (see Smolska, 2005), which would correspond to the increased intensity of rainfall during the Little Ice Age. Moreover, this layer associated with melting waters is characterized by low values of the Rb/St ratio, and corresponds with grain size parameters, especially of mean grain size. This approach is based on different environmental mobility of the two elements and its mobility depending on the weathering (Kalugin et al., 2005).

The bottom part of lower deluvium was OSL dated at approximately 8.0–6.5 ky BP. The reversed chronology (apparent inversion) is also observed. Such results are the effect of quartz non-bleaching during redeposition. Environmental conditions conducive to the formation of such an effect may be related to the redeposition of the material due to washing of a large volume of sediment in an aqueous medium with a large amount of suspension. It should be assumed that the accumulation of a lower deluvium occurred quickly, perhaps during one or more successive extreme events in short periods of time. The research of Piech

et al. (2018) shows that the textural features of this unit do not differ significantly from those of the source (glaciofluvial) material, which proves the short and quick transport of the studied sediments. On the other hand, the structural features of the lower deluvia indicate sediment deposition, at least partially on snow or ice. This may suggest that the process took place during a cool season and was most likely related to the effects of meltwater. A large mass of moving deposits, the rapid pace of transport and deposition and low sun angle during the early spring did not allow for a complete bleaching of quartz grains, causing overestimation of the obtained OSL results compared to radiocarbon age of plant macrofossils from the same sediments' layers. So here we are dealing with luminescence results which reflect the process of unbleaching (or only partial bleaching) of deposits during redeposition, which produced much too old results. The effect of improper bleaching of the sample is not unusual for this type of sediments, too short transport along the slope and the resulting problems for the luminescence method were also discussed by Poręba et al. (2018).

5.2. 19th c. AD

After the accumulation of the lower deluvium, the fan could be stabilized for a short period. A thin layer of alluvial soil was recorded in the distal part of the fan (Piech et al., 2018, *in prep.*). The border between middle deluvium and lower deluvium units is erosive in the STPII outcrop. This is evidenced by coarse-grained sand and single gravels at 102 cm b.g.l. (1803 ± 23 AD) and cut laminae of the lower deluvium. Structural, textural and geochemical features show that the environmental conditions of accumulation of middle deluvium unit differ from those of the lower deluvium. Middle diluvium (102-66 cm b.g.l.; from 1803 ± 23 to 1833 ± 15 AD) is characterized by a change of structural traits (weakly laminated or even massive) and dark brown colour. The dark colour indicates the growth of humic matter and plant macrofossils in the material, confirmed by the results of palaeobotanical and geochemical analyses. In addition, textural and geochemical duality was discovered in the middle deluvium. They demonstrate variable environmental conditions during their depositions. The lower part of the middle deluvium, i.e. from the depth of 102 to 74 cm b.g.l. (from 1803 ± 23 to 1827 ± 17 AD), can be defined as anthropogenic deluvium related to the intense management of the area of the adjoining glaciofluvial plain. This is noticeable by a sudden drop in pH, which indicates that the soil was acidic. An increase in %Corg (95 cm; 1809 ± 21 AD) and %CaCO₃ (80-75 cm; 1823 ± 17 to 1827 ± 17 AD) may be related to the increased fertilization of the glaciofluvial plain or soil washing. Strongly erosion of surface is supported by such indicators as Al, Ti and K and variables of Rb/Sr ratio while very low Fe/Mn ratio (below 40) suggest the highly oxidizing conditions. An occurrence of *Cenococcum geophilum* sclerotia confirms also soil erosion. The abruptly decrease all geochemical elements at the depth 70 cm (1832 ± 16 AD), is best explained by the inhibited recirculation caused intensity mechanical and chemical denudation or acidification of soils. The influence of changes intensity of calcium carbonate and lithophilic elements was also found by Borówka (1994) in NW Poland. The increase in conductivity can be explained by an increase in various types of pollutants and an increase in the content of humic matter washed out from agricultural fields, and fragments of the fan surface could be also used as farmland in that period (which can result in the blurring of original structures). For the middle deluvium deposits, poor sorting can indicate a shorter deposits transport, and that a part of sediments comes from washed glaciofluvial plain. The middle deluvium unit corresponds to the features of agrotechnical deluvium according to Stochlak (1996). As Smolska (2005) indicates, the homogeneity of the sediments in terms of the content of individual fractions and humus content indicates agricultural diamicton, i.e. direct human influence. Intense plowing on the glaciofluvial plain could cause the accumulation of massive series with poor sorting (cf. Smolska, 2005). On the other hand, sediment homogeneity may also result from multiple redeposition of material within the slope

(Teisseyre, 1994).

In the case of the sample from a depth of 112 cm b.g.l. (GdTL-3554), the OSL age differs significantly from the radiocarbon date set. According to the OSL dating methodology, in the bimodal or multimodal distribution, the most probable age of the sample is determined on the basis of the group of results located within the first peak (Moska, 2019). On this basis, it was established that the most probable age of the sediment in the GdTL-3554 sample is around 3.6 ka. This sample came from a thin layer of deluvium with a clear erosional boundary. Consequently, this layer had the highest probability of prolonged exposure to sunlight, at least for some of the material constituting the top of this layer. The dose distribution graph for this sample is characterized by a very wide distribution and shows a characteristic bimodality. Such a distribution suggests that the sampled deposits included grains with a distinctly different bleaching history: grains (Fig. 7 - red part of the graph) were slightly (or not) bleached and grains with longer exposed to the sunlight. This does not change the fact that even at this point, it cannot be stated that the material was adequately bleached, as a result it is still significantly overestimated compared to radiocarbon dating.

A large values of standard deviation for the sand and silt fractions and a very large variation in the values of sedimentological indexes indicate a very changeable dynamics of the accumulation processes of the upper deluvium (65-40 cm b.g.l.; from 1841 ± 14 to 1859 ± 14 AD). The samples with poor sorting predominate here, which proves the short transport of deposits. Such a situation may indicate the origin of this material from the eroding of the slopes and the nearest area of the glaciofluvial plain. At the same time, the middle fragments of gullies could be filled. Additionally, samples with a predominance of fine grains prevail. The individual layers of the upper deluvium are a remnant of successive erosion and accumulation events, where one event consists of: first the erosion of the tops of the older layers took place, then the thicker material accumulated (higher transport energy, light colour of the material), then, a rapid loss of the transport energy resulted in deposition of finer material with organic. A similar situation was described by Twardy (2008). With the reduced transport energy, only the finest grains and humic matter could be deposited - hence the increase of the M_z value and the darker colour of the material. In the upper deluvium, diffuse surface-flow was dominant, which in turn may indicate a reduced power of heavy rains as the main factor initiating runoff processes. Clearly higher mean value of the Rb/Sr ratio (above 0.3), which are typical of deposits accumulated in winter seasons (Alexandrin et al., 2018). Such deluvium stratification may also indicate the relative stability of the environmental condition, and the activity of man and agriculture maybe even on the fan surface. This can be confirmed by the relatively stable content of calcium carbonate and organic carbon. The deposits are slightly acidic, and the different value of conductivity results from the amount of the finest grains and the content of humic matters. Such feature of deluvial deposits, as poor sorting, has already been described (Twardy, 2000, 2008; Sinkiewicz, 1998; Smolska, 2005; Kittel, 2014). The rhythmic structure of the upper deluvium can by also an evidence of partly overbank deposition (Szmańda, 2018).

The sample with the estimated OSL age closest to the modelled chronology is at a depth of 47 cm b.g.l. and indicates the accumulation of sediment in the Middle Ages or early Modern Period. It should be assumed that in the case of the OSL sample the quartz grains were also not fully bleached. This interpretation is supported by the measurement results as well, which indicate a large dispersion of individual aliquots. Most likely, the sample contained both fully bleached grains and partially bleached grains, and possibly those that were not exposed for light during transport and after forming the layer within the alluvial fan. The results of Piech et al. (2018) shows, that a dominating type of slope transport was saltation and also but with a minor role – suspension. Saltation was responsible mostly for a deposition of grains with diameter 44–297 µm, while suspension - grains below 44 µm. In the C-M diagram after Passegå and Byramjee (1969), the sediments of lower deluvium are placed mostly within Class V and also within Class VI/VII, or within

segments P-Q and Q-R, which demonstrates that they were transported by grained suspension and saltation (cf. Szmańda, 2007, 2010, 2011). That depositional environment did not allow for a full bleaching of quartz grains.

The tillage diamicton (from 40 cm b.g.l. between 1859 ± 14 and 1870 ± 16 AD) was created as a result of mixing the top of upper deluvium as a result of agrotechnical activities (ploughing). In this layer, there are quite clearly visible traces of ploughing - about 20 cm below ground level. Most likely, the ploughing was not very intense. Human activity is indicated also by a very fast increase in calcium carbonate, especially in the upper part of the STPII profile, and a rapid decrease in the pH value. Such a case shows unnatural action. The increase in conductivity, pH and C_{org} at a depth of 10 cm b.g.l. indicates greater activity of external factors, including the influence of rainfall. The present-day humic horizon is about 5 cm thick. Such a thickness could have formed as a result of the cessation of agricultural activities about 30 years ago. The description of the layer corresponds to the characteristics of agricultural (tillage) diamicton according to Sinkiewicz (1998) or Twardy (2008).

5.3. Serteya results in relation to East European Plain modern slope wash processes

The conducted study shows that the lower deluvium of the accumulative fan could be deposited during one or several consecutive extreme events in short periods of time. They took place during the cool season, most likely in the early spring in the 2nd half of 17th c. AD. Later, after the period of stabilization of the fan surface (Piech et al., *in prep.*), the phase of successive accumulation of the middle and upper part of the deluvium began, which demonstrate traits of agrotechnical deluvium. The completion of the accumulation of the studied fan deposits and therefore the development of the erosive cut's system took place until the mid-19th c. AD. According to Litvin et al. (2003) Serteya region is located in a zone dominated by meltwater and rainfall erosion with cultivation and stock-raising with highly selective land use. In the area of the East European Plain, the main factor causing headward erosion of ravines is the surface runoff formed during the snow thawing (Butakov et al., 2000). This area is in the middle of the erosion-potential of cultivated land. There are from 2 to 25 gullies per 100 km² in this area (Litvin et al., 2003).

The slope processes in the Serteya region were undoubtedly related to the increasing human impact resulted in deforestation and the development of agriculture, which is documented by the results of palaeoecological studies (Piech et al., *in prep.*). Increasing deforestation of the area in the Modern Period has been documented for Serteya region by Tarasov et al. (2019) and Łuców et al. (2020). In the 70s of the 18th c. AD, a very large decrease in the share of spruce was recorded, which was the result of forest exploitation (Łuców et al., 2020). A significant improvement of economic conditions of Velizh town and its surroundings in 17th c. AD was an effect of active political and military work of city prefect A. Gonsevsky in the years 1597–1645 AD. Later, N.S. Mavrodi estate in Selezni village experienced dynamic development in 19th c. AD (until 1917 AD). This resulted in the actively developing of agriculture, cattle-breeding and catching crafts in the area adjoining the Serteya R. valley from the west (Eremeev and Dzyuba, 2010).

Our results are in line with the reconstructions elaborated for Central Russian territories. Golosov et al. (2017) describe the intense soil erosion in the East European Plain from the 17th c. AD to the present day, initiated by increased agricultural activity, which could cause development of slope covers and gully erosion. In that area, more intense human activity took place from the 16th and 17th centuries AD (Belyaev et al., 2004). In the Moscow region, an intense erosion of the slopes as a result of human activity has been documented by Sidorchuk and Golosov (2003) for the years 1696–1796 AD. For the Moscow region, the force of erosion gradually decreased in the years 1887–1980 AD, as the area of arable land was reduced. As noted by Golosov and Belyaev

(2011), most of the gullies currently found in forests were created during the periods of crop expansion. The most intense aggradation of riverbeds in the Oka River basin took place from the end of the 19th c. to the beginning of the 20th c. AD. It was caused by the inflow of material from the slope erosion to the bottoms of small lower-order rivers (Golosov, 2006). In the East European Plain, most gullies were created in the last 300–400 years because of intense agriculture and deforestation (Litvin et al., 2003).

An increase of the cultivation area took place in Russian territories in the 18th c. AD. In the 2nd half of the 18th c. AD, the upland of Moscow area was completely occupied by arable land (Panin et al., 1999). At the beginning of the 19th c. AD, in the Central European Lowlands (southern fragment), the agricultural area reached its maximum (Golosov et al., 2017). The numerous charcoals found in slope sediments suggest that forest fires had an impact on slope destabilization. Such fires between 1200 and 600 years ago have been documented for Moscow region (Belyaev et al., 2004).

6. Conclusions

The use of three independent dating methods on the inorganic sediments allowed to refine the chronology of the studied accumulative fan and to determine an age of its formation on the period of about 200 years between the mid-17th and mid-19th centuries AD. Radiocarbon dating of organic deposits and wooden remains occurring directly under deluvial sediments turned out to be of key importance to determine the beginning of slope processes. Moreover, the results of lead dating became the basis for stating the termination of these processes before the mid-19th century AD. Structural analysis results and the OSL dating interpretation made possible to formulate a hypothesis about the accumulation of the lower deluvia unit as a result of one or several successive events that took place in the cool season, most likely during the thaw period.

At the same time, our study allows to formulate several methodological conclusions:

- 1/effective dating of deluvial sediments is possible mostly with the use of the radiocarbon method, the results of lead dating have also provided significant data;
- 2/for precise age estimation, it is necessary to carry out a wide dataset as base for chronological models;
- 3/the effective use of the optically stimulated luminescence (OSL) method in elaboration of chronology of deluvial sediments' deposition will require creation of new laboratory methods of preparation the quartz grains and feldspars from the geological core;
- 4/the sediments selection for OSL dating should be preceded by grain size distribution and palaeoecological analyses;
- 5/during the slope-wash processes, a significant part of the quartz grains or feldspars are only partially bleached or had no contact with solar radiation;
- 6/precise OSL dating of sediments requires determination of sediments' humidity changes over the years and seasons;
- 7/the lead dating of inorganic sediments, due to the high proportion of insoluble fractions, creates severe problems in the preparation process and may have a negative impact on the final results of dating;
- 8/deforestation is manifested in deluvial sediments by the presence of charcoal, therefore palaeoecological analysis should also be subject to inorganic sediments.

Author contributions

Artur Ginter: Conceptualization, Methodology, Investigation, Resources, Writing - Original Draft, Visualization, Funding acquisition; Wiktor Piech: Conceptualization, Investigation, Writing - Original Draft, Visualization; Marek Krapiec, Piotr Moska, Wojciech Toloczko, Daniel Okupny: Formal analysis, Investigation, Writing - Review & Editing;

Jarosław Sikorski: Methodology, Investigation, Visualization; Anna Hrynowiecka, Katarzyna Cywa, Agnieszka Mroczkowska: Formal analysis, Investigation; Renata Stachowicz-Rybka: Investigation, Writing - Original Draft; Natalia Piotrowska: Methodology, Formal analysis, Writing - Review & Editing, Visualization; Andrey Mazurkevich: Writing - Review & Editing, Supervision, Project administration, Funding acquisition; Piotr Kittel: Conceptualization, Resources, Writing - Original Draft, Project administration, Funding acquisition.

Data availability

The raw data supporting the conclusions of the paper are available by the authors, without undue reservation.

Declaration of competing interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

The geochronometrical research was financed by a grant from the National Science Centre, Poland No. nr 2019/03/X/HS3/02019. The palaeoecological study was supported by a grant from the National Science Centre, Poland No. 2017/25/B/HS3/00274. The project was a part of an activity of Northwest Archaeological Expedition of the State Hermitage Museum.

References

- Abramov, L.S., 1972. Opisaniya Prirody Nashey Strany: Razvitiye Fiziko-Geograficheskikh Kharakteristik. Mysl, Moskva.
- Atiken, M.J., 1998. An Introduction to Optical Dating. Oxford University Press, Oxford.
- Alexandrin, M.Y., Darin, A.V., Kalugin, I.A., Dolgova, E.A., Grachev, A.M., Solomina, O.N., 2018. Annual sedimentary record from Lake Donguz-Orun (Central Caucasus) constrained by high resolution SR-XRF analysis and its potential for climate reconstructions. *Front. Earth Sci.* 6, 158.
- Belyaev, Y.R., Panin, A.V., Belyaev, V.R., 2004. Climate-induced and local-scale erosion and sedimentation features in small catchments: Holocene history of two small Valley in Central Russia. *Sediment. Tran. Fluvial Syst. (Proceedings of a symposium held in Moscow. August 2004)* 288, 3–12. IAHS Publ.
- Belyaev, V.R., Golosov, V.N., Ivanova, N.N., Markelov, M.V., Tishkina, E.V., 2005. Human-accelerated Soil Redistribution within an Intensively Cultivated Dry Valley Catchment in Southern European Russia. *Sediment Budgets 1 (Proceedings of Symposium S1 Held during the Seventh IAHS Scientific Assembly at Foz Do Iguaçu, Brazil, April 2005)*, vol. 291. IAHS Publ, pp. 11–20.
- Bengtsson, L., Enell, M., 1986. Chemical analysis. In: Berglund, B.E. (Ed.), *Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology*. John Wiley and Sons Ltd, Chichester, pp. 423–451.
- Benkova, V.E., Schweingruber, F.H., 2004. Anatomy of Russian Woods. Haupt Verlag, Wien.
- Berger, G.W., 2010. An alternate form of probability-distribution plot for De values. *Ancient TL* 28, 11–22, 1.
- Berggren, G., 1969. Atlas of seeds and small fruits of Northwest-European plant species with morphological descriptions. Part 2 Cyperaceae. *Swed. Natl. Sci. Res. Coun. Stock.* 1–68.
- Bianchini, G., Cremonini, S., Di Giuseppe, D., Vianello, G., Antisari, L.V., 2014. Multiproxy investigation of a Holocene sedimentary sequence near Ferrara (Italy): clues on the physiographic evolution of the eastern Padanian Plain. *J. Soils Sediments* 14, 230–242.
- Blott, S., Pye, K., 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surf. Process. Landforms* 26, 1237–1248.
- Borówka, R.K., 1994. Denudation processes during the Holocene conditioned by natural and man-made factors. *Roczn. Akad. Rolniczej* 266, 27–37.
- Brooks, S.J., Langdon, P.G., Heiri, O., 2007. The identification and use of Palaearctic Chironomidae larvae in palaeoecology. *Quat. Res. Assoc. Tech. Guide* (10), i–vi.
- Bronk Ramsey, C., 2008. Deposition models for chronological records. *Quat. Sci. Rev.* 27 (1–2), 42–60.
- Bronk Ramsey, C., Lee, S., 2013. Recent and planned developments of the program OxCal. *Radiocarbon* 55, 720–730. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16215.
- Bronk Ramsey, C., 2009. Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon* 51 (1), 337–360.
- Butakov, G.P., Zorina, E.F., Nikol'skaya, I.I., Rysin, I.I., Serebrennikova, I.A., Yusupova, V.V., 2000. Formirovanie antropogenno obuslovnennogo nailka na poimakh rek Russkoi ravniny. *Erozionnye i ruslovye processy* 3, 52–62.
- Cappers, R.T.J., Bekker, R.M., Jans, J.E.A., 2006. Digital Seed Atlas of the Netherlands. Barkhuis/Groningen University Library, Groningen.
- Cherkinsky, A., Culp, R.A., Dvoracek, D.K., Noakes, J.E., 2010. Status of the AMS facility at the university of Georgia. *Nucl. Instrum. Methods Phys. Res. B* 268 (7–8), 867–870.
- De Vleeschouwer, F., Sikorski, J., Fagel, N., 2010. Development of lead-210 measurement in peat using polonium extraction. A procedural comparison. *Geochronometria* 36, 1–8.
- Dotterweich, M., Schmitt, A., Schmidtchen, G., Bork, H.R., 2003. Quantifying historical gully erosion in northern Bavaria. *Catena* 50, 135–150.
- Dotterweich, M., 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: deciphering the long-term interaction between humans and the environment. *Geomorphology* 101, 192–208.
- Dotterweich, M., Rodzik, J., Zgrobick, 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* 9, 50–62.
- Dreibrodt, S., Lomax, J., Nelle, O., Lubos, C., Fischer, P., Mitusov, A., Reiss, S., Radtke, U., Nadeau, M., Grootes, P.M., Bork, H.-R., 2010. Are mid-latitude slopes sensitive to climatic oscillations? Implications from an Early Holocene sequence of slope deposits and buried soils from eastern Germany. *Geomorphology* 122, 351–369.
- Dreibrodt, S., Bork, H.R., 2021. Soil erosion and sedimentation in central Europe from the neolithic to the industrial revolution – the German and polish records. Reference module in earth systems and environmental Sciences. Treatise Geomorphol. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818234-5.00061-4>.
- Eakins, J.D., 1983. The 210Pb technique for dating sediments, and some applications. In: *Radioisotopes in Sediment Studies*. Vienna, Meeting on Radioisotopes in Sediment Studies International Atomic Energy Agency, pp. 31–47.
- Eremeev, I.I., Dzyuba, O.F., 2010. Ocherki istoricheskoy geografii lesnoy chasti puti iz varyag v greki: arkheologicheskiye i paleogeograficheskiye issledovaniya mezhdu Zapadnoy Dvinoy i Ozerom Il'men. In: *Trudy Instituta Istorii Material'noj Kul'tury*, vol. 33. Nestor-Istoriya, Saint Petersburg.
- Flynn, W., 1968. The determination of low levels of polonium-210 in environmental materials. *Anal. Chem. Acta* 43, 221–227.
- Folk, R.L., Ward, W., 1957. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Petrol.* 27, 3–26.
- Frey, D.G., 1986. Cladocera Analysis. John Wiley & Sons Ltd.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M., 1999. Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinminum Rock Shelter, Northern 12 Australia. Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41, 1835–1857.
- Golosov, V., 2002. Soil erosion and small river aggradation in Russia. In: *Proceedings of 12th ISCO Conference, May 26–31, 2002*. Tsinghua University Press, Beijing, pp. 154–159.
- Golosov, V., 2006. Influence of Different Factors on the Sediment Yield of the Oka Basin Rivers (Central Russia). *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems (Proceedings of a Symposium Held in Dundee, UK, July 2006)*, vol. 306. IAHS Publ., pp. 28–36.
- Golosov, V., Belyaev, V., 2011. The Volga River Basin Report. UNESCO International Sediment Initiative. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow (Russia), pp. 1–144. Case study to: Sediment issues and sediment management in large river basins. UNESCO Office in Beijing & IRTCES. International Sediment Initiative Technical Documents in Hydrology.
- Golosov, V., Ivanova, N., Kurbanova, S., 2017. Influence of agricultural development and climate changes on the drainage valley density of the southern half of the Russian Plain. *Int. J. Sediment Res.* 32 (1), 60–72.
- Goossens, D., Mees, F., Ranst, E.V., Tack, P., Vincze, L., Poessens, J., 2015. Rock fragment with dark coatings in slope deposits of the Famenne region, southern Belgium. *Belg. J. Geogr.* 4 <https://doi.org/10.4000/belgeo.17625>.
- Guerin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29, 5–8.
- Henkner, J., Ahlrichs, J., Downey, S., Fuchs, M., James, B., Junge, A., Knopf, T., Scholten, T., Kühn, P., 2018. Archaeopedological analysis of colluvial deposits in favourable and unfavourable areas: reconstruction of land use dynamics in SW Germany. *R. Soc. Open Sci.* 5 (5) <https://doi.org/10.1098/rsos.171624>.
- Houben, P., Schmidt, M., Mauz, B., Stobbe, A., Lang, A., 2012. Asynchronous Holocene colluvial and alluvial aggradation: a matter of hydrosedimentary connectivity. *Holocene* 23 (4), 544–555.
- Kabata-Pendias, A., 2011. Trace Elements in Soils and Plants, fourth ed. CRC Press, Boca Raton, p. 505.
- Kadereit, A., Dekner, U., Hansen, L., Pare, C., Wagner, G.A., 2006. Geoarchaeological studies of man–environment interaction at the Glauberg, Wetterau, Germany. *Z. Geomorphol. NF Suppl.* 142, 109–133.
- Kadereit, A., Kühn, P., Wagner, G.A., 2010. Holocene relief and soil changes in loess-covered areas of south-western Germany: the pedosedimentary archives of Breiten-Bauerbach (Kraichgau). *Quat. Int.* 222, 96–119.
- Kalugin, I., Selegei, V., Goldberd, E., Seret, G., 2005. Rhythmic fine-grained sediment deposition in Lake Teletskoye, Altai, Siberia, in relation to regional climate change. *Quat. Int.* 136, 5–13.
- Kittel, P., 2014. Slope deposits as an indicator of anthropopressure in the light of research in Central Poland. *Quat. Int.* 324, 34–55.
- Kittel, P., 2015. The prehistoric human impact on slope development at the archaeological site in Smołsk (Kuyavian Lakeland). *Bulletin of Geography. Phys. Geogr. Ser.* 8, 107–122.
- Kittel, P., 2016. Badania geoarcheologiczne pokrywy stokowej na stanowisku archeologicznym Szynkielew 11, gm. Pabianice/Geoarchaeological research on the archeological Szynkielew 11, gm. Pabianice

- slope cover at Szynkielew site No. 11, com. Pabianice, *Acta Universitatis Lodzienis. Folia Geograph. Phys.* 15, 7–17.
- Kittel, P., Mazurkevich, A., Dolbunova, E., Kazakov, E., Mroczkowska, A., Pawłowskaia, E., Piech, W., Płociennik, M., Sikora, J., Teltevskaia, Y., Wieckowska-Lüth, M., 2018. Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia. *Acta Geogr. Lodz.* 107, 191–213.
- Kittel, P., Mazurkevich, A., Alexandrovskiy, A., Dolbunova, E., Krupski, M., Szmańska, J., Stachowicz-Rybka, R., Cywa, K., Mroczkowska, A., Okupny, D., 2020. Lacustrine, fluvial and slope deposits in the wetland shore area in Serteya, Western Russia. *Acta Geogr. Lodz.* 110, 103–124.
- Kittel, P., Mazurkevich, A., Wieckowska-Lüth, M., Pawłowski, D., Dolbunova, E., Płociennik, M., Gauthier, E., Krapiec, M., Maigrot, Y., Danger, M., Mroczkowska, A., Okupny, D., Szmańska, J., Thiebaud, E., Słowiński, M., 2021. On the border between land and water: the environmental conditions of the Neolithic occupation from 4.3 until 1.6 ka BC at Serteya, Western Russia. *Geoarchaeology Int. J.* 36, 173–202.
- Kleber, A., Terhorst, B., 2013. Mid-latitude slope deposit (cover beds). *Dev. Sedimentol.* 66, 1–302.
- Kondracki, J., 1992. Fizycznogeograficzna regionalizacja Republik Litewskiej i Białoruskiej w układzie dziesiętnym. *Przegląd Geogr.* 64 (3–4), 341–346.
- Krapiec, M., Rakowski, A., Huels, M., Wiktorski, D., Hamann, C., 2018. A new graphitization system for radiocarbon dating with AMS in the dendrochronological laboratory at AGH-UST Kraków. *Radiocarbon* 60 (4), 1091–1100.
- Krishnaswami, S., Lal, D., Martin, J.M., Meybeck, M., 1971. Geochronology of lake sediments. *Planet Sci. Lett.* 11, 407–414.
- Kul'kova, M.A., Mazurkevich, A.N., Dolukhanov, P.M., 2001. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina-Lovat area of North-western Russia. *Geochronometria* 20, 87–94.
- Kul'kova, M.A., Mazurkevich, A., Gerasimov, D., 2015. Stone Age archaeological sites and environmental changes during the Holocene in the NW region of Russia. In: Harff, J., Bailey, G., Lüth, F. (Eds.), *Geology and Archaeology: Submerged Landscapes of the Continental Shelf*. Geological Society, London, pp. 27–50.
- Lang, A., Hönscheidt, S., 1999. Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. *Catena* 38 (2), 89–107.
- Leopold, M., Völkel, J., 2007. Colluvium: definition, differentiation, and possible suitability for reconstructing Holocene climate data. *Quat. Int.* 162–163, 133–150.
- Liu, J., Carroll, J.L., Lerche, I., 1991. A technique for disentangling temporal source and sediment variations from radioactive isotope measurements with depth. *Nucl. Geophys.* 5, 31–45.
- Litvin, L.F., Zorina, YeF., Sidorchuk, A.Yu., Chernov, A.V., Golosov, V.N., 2003. Erosion and sedimentation on the Russian Plain, part 1: contemporary processes. *Hydro. Process.* 17, 3335–3346.
- Liritzis, I., Singhvi, A.K., Feathers, J.K., Wagner, G.A., Kadereit, A., Zacharias, N., Li, S.-H., 2013. Luminescence Dating in Geomorphological and Geoarchaeological Research in Europe: Application Examples, pp. 45–59. https://doi.org/10.1007/978-3-319-00170-8_6.
- Łuców, D., Lamentowicz, M., Obremska, M., Arkhipova, M., Kittel, P., Łokas, E., Mazurkevich, A., Mróz, T., Tjallingii, R., Słowiński, M., 2020. Disturbance and resilience of a Sphagnum peatland in western Russia (Western Dvina Lakeland) during the last 300 years: a multiproxy, high-resolution study. *Holocene* 30 (11), 1552–1566.
- Majewski, M., 2014. Human impact on Subatlantic slopewash processes and landform development at Lake Jasień (northern Poland). *Quat. Int.* 324, 56–66.
- Mazurkevich, A.N., Korotkevich, B.N., Dolukhanov, P.M., Shukurov, A.M., Arslanov, KhA., Savel'eva, L.A., Dzinoridze, E.N., Kul'kova, M.A., Zaitseva, G.I., 2009a. Climate, subsistence and human movements in the western Dvina – lovat river basins. *Quat. Int.* 203 (1–2), 52–66.
- Mazurkevich, A., Dolbunova, E., 2015. The oldest pottery in hunter-gatherer communities models of Neolithisation of Eastern Europe. *Documenta Praehistorica XLII*, 13–66.
- Mazurkevich, A., Hook, D., Fassbinder, J., 2009b. Magnetometry and susceptibility prospection on neolithic-early iron age sites at sertey, north-western Russia. *ArcheoSciences Rev. d'archéométrie* 33, 81–85 supplement.
- Mazurkevich, A., Kittel, P., Maigrot, Y., Dolbunova, E., Mroczkowska, A., Wieckowska-Lüth, M., Piech, W., 2020. Natural and anthropogenic impact on formation of archaeological layers in the lake shore area: case study from the Serteya II site, Western Russia. *Acta Geogr. Lodz.* 110, 81–102.
- McCafferty, W.P., Lugo-Ortiz, C.R., 1997. *Ephemeroptera. Nomina Insecta Nearctica. A Checklist of Insects of North Am.* 4, 89–117.
- Miller, B.A., Juilleret, J., 2020. The colluvium and alluvium problem: historical review and current state of definitions. *Earth Sci. Rev.* 209, 103316. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103316>.
- Mirosław-Grabowska, J., Nińska, M., Sienkiewicz, E., 2009. Evolution of the palaeolake at Ruszkówek (central Poland) during the Eemian Interglacial based on isotope, cladoceran and diatom data. *J. Paleolimnol.* 42, 467. <https://doi.org/10.1007/s10933-008-9297-0>.
- Moska, P., 2019. Luminescence dating of Quaternary sediments – some practical aspects. *Stud. Quat.* 36, 161–169.
- Morellón, M., Valero-Garcés, B., González-Sampériz, P., Vegas-Vilarriba, T., Rubio, E., Riera-Devall, M., Delgado-Huertas, A., Mata, P., Romero, Ó., Engstrom, D.R., López-Vicente, M., Navas, A., Soto, J., 2011. Climate changes and human activities recorded in the sediments of lake estanya (NE Spain) during the medieval warm period and Little ice age. *J. Paleolimnol.* 46 (3), 423–452.
- Moska, P., Bluszcz, A., Poręba, G., Tudyka, K., Adamiec, G., Szymak, A., Przybyła, A., 2021. Luminescence dating procedures at Gliwice luminescence dating laboratory. *Geochronometria*. <https://doi.org/10.2478/geochr-2021-0001>.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* 32, 57–73.
- Panin, A.V., Karevskaya, L.A., Markelov, M.V., 1999. Evolution of Yazvitsy stream valley (middle Protva basin) in the second half of the Holocene (in Russian with English summary). *Vestn. MGU. Ser. 5*, 63–72. Geography 2.
- Panin, A.V., Fuzeina, J.N., Belyaev, V.R., 2009. Long-term development of Holocene and pleistocene gullies in the protva River basin, Central Russia. *Geomorphology* 1008 (1–2), 71–91.
- Panin, A., Fuzeina, Y., Karevskaya, I., Sheremetkaya, E., 2011. Mid-Holocene gullyling indicating extreme hydroclimatic events in the Centre of the Russian Plain. *Geogr. Pol.* 84 (1), 95–115.
- Passega, R., Byramjee, R., 1969. Grain size image of clastic deposits. *Sedimentology* 13, 830–847.
- Pawełczyk, F., Chróst, L., Magiera, T., Michałski, A., Sikorski, J., Tudyka, K., Zająć, E., 2017. Radiocarbon and lead-210 age-depth model and trace elements concentration in the Wolbrom fen (S Poland). *Geochronometria* 44 (1), 40–48.
- Pawełczyk, F., Bloom, K., Jucha, W., Michałski, A., Okupny, D., Sikorski, J., Tomkowiak, J., Zająć, E., Fagel, N., 2019. Reconstruction of atmospheric lead and heavy metal pollution in the Otrębowski Brzegi peatland (S Poland). *Geol. Q.* 63 (3), 568–585.
- Piech, W., 2021. Sedimentological features and depositional conditions of accumulative fans in the lower Serteya River valley, western Russia. *Acta Geogr. Lodz.* 111, 159–188. <https://doi.org/10.26485/AGL/2021/11/11>.
- Piech, W., Kittel, P., Mazurkevich, A., Pavłowskaia, E., Kazakov, E., Teltevskaia, Y., Blaszczyk, K., Kotrys, B., 2018. Cechy sedymentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (Zachodnia Rosja). *Acta Geogr. Lodz.* 107, 215–238.
- Piech, W., Kittel, P., Mazurkevich, A., Kazakov, E., 2020. Morphological characteristics of the erosion cuts system (gullies system) in the Serteya River Valley, Western Russia. In: Mlynarczyk, A. (Ed.), *Środowisko Przyrodnicze Jako Obszar Badań Boguckiego Wydawnictwo Naukowe Poznań*, pp. 183–198.
- Piech, W., Hrynowiecka, A., Stachowicz-Rybka, R., Cywa, K., Mroczkowska, A., Słowiński, M., Okupny, D., Krapiec, M., Ginter, A., Mazurkevich, A., Kittel, P. (in prep.) Natural and Anthropogenic Factors of the Intense Slope Processes in Eastern Europe in Modern Period; Case Study in Serteya River Valley.
- Płociennik, M., Mroczkowska, A., Pawłowski, D., Kruk, A., Wieckowska-Lüth, M., Kurzawska, A., Rzodkiewicz, M., Okupny, D., Szmańska, J., Mazurkevich, A., Dolbunova, E., Luoto, T.P., Kotrys, B., Nazarova, L., Syrykh, L., Krapiec, M., Kittel, P., 2022. Summer temperature drives the lake ecosystem during the late weichselian and Holocene in eastern Europe: a case study from western Russia. *Catena* (in press).
- Poręba, G., Śniadek, Z., Moska, P., Mroczek, P., 2018. Deposits of Neolithic water soil erosion in the loess region of the Małopolska Upland (S Poland) – a case study of the settlement micro-region in Bronowice. *Quat. Int.* 502, 45–59.
- Prescott, J.R., Stephan, L.G., 1982. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescence dating. Latitude, altitude and depth dependencies. *TLS II*, 1, 16–25.
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R., Friedrich, M., Grootes, P., Guilderson, T., Hajdas, I., Heaton, T., Hogg, A., Hughen, K., Kromer, B., Manning, S., Muscheler, R., Palmer, J., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R., Richards, D., Scott, E., Southon, J., Turney, C., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capello, M., Fahrni, S., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig, F., Sakamoto, M., Sookdeo, A., Talamo, S., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon* 62.
- Scott, A.C., 2010. Charcoal recognition, taphonomy and uses in palaeoenvironmental analysis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 291, 11–39.
- Scott, A.C., Glasspool, I.J., 2007. Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. *Int. J. Coal Geol.* 70, 53–66.
- Schweingruber, F.H., 1978. Mikroskopische Holzanatomie. Zürcher AG, Zug.
- Sidoruk, A.Y., Golosov, V.N., 2003. Erosion and sedimentation on the Russian Plain, II: the history of erosion and sedimentation during the period of intensive agriculture. *Hydro. Process.* 17, 3347–3358.
- Sidoruk, A., Litvin, L., Golosov, V., Chernysh, A., 2006. European Russia and Belarus. In: Boardman, J., Poosen, J. (Eds.), *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, pp. 73–93.
- Sikorski, J., 2019. A new method for constructing Pb-210 chronology of young peat profiles sampled with low frequency. *Geochronometria* 46, 1–14.
- Sikorski, J., Bluszcz, A., 2003. Testing applicability of 210Pb method to date sediments of human-made lake Kozłowa Góra. *Geochronometria* 22, 63–66.
- Sikorski, J., Bluszcz, A., 2008. Application of α and γ spectrometry in the 210Pb method to model sedimentation in artificial retention reservoir. *Geochronometria* 31, 65–75.
- Sinkiewicz, M., 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski połnocnej. Wydanie UMK, Toruń.
- Smolska, E., 2003. Cechy deluwiów na przykładzie osadów stokowych pagórka w okolicy Łopuchowa na Pojezierzu Suwalskim. *Pr. Stud. Geogr.* 33, 45–57.
- Smolska, E., 2005. Znaczenie Spłukiwania W Modelowania Stoków Młodoglacjalnych (Na Przykładzie Pojezierza Suwalskiego). Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa.
- Smolska, E., 2007. Development of gullies sediment fans in last-glacial areas on the example of the Suwałki Lakeland (NE Poland). *Catena* 71, 122–131.
- Stochlak, J., 1996. Osady Deluwalne Nieodłączny Efekt Procesu Spłukiwania I Propozycja Ich Podziału. Ogólnopolskie Sympozjum Naukowe. Ochrona Agroekosystemów Zagrożonych Erozją, vol. 2. Prace Naukowe.
- Starkey, L., 1987. Man as cause of sedimentological changes in the Holocene. *Striae* 26, 5–12.

- Szeroczyńska, K., Sarmaja-Korjonen, K., 2007. Atlas of Subfossil Cladocera from Central and Northern Europe. Friends of the Lower Vistula Society.
- Szmańda, J.B., 2007. Porównanie interpretacji warunków transportu osadów na diagramie C/M i analizy krzywych kumulacyjnych aluwów pozakorytowych Wisły w Toruniu. In: Smolska, E., Giriat, E. (Eds.), Rekonstrukcja Dynamiki Procesów Geomorfologicznych – Formy Rzeźby I Osady, Wydział Geografii I Studiów Regionalnych Uniwersytetu Warszawskiego, pp. 367–376. Warszawa.
- Szmańda, J.B., 2010. Litodynamiczna interpretacja środowiska fluwiального na podstawie wskaźników uziarnienia – przegląd wybranych metod. Landf. Anal. 12, 109–126.
- Szmańda, J.B., 2011. Zapis warunków depozycji w uziarnieniu aluwów pozakorytowych. Landf. Anal. 18.
- Szmańda, J.B., 2018. Main determinants of the grain size distribution of overbank deposits in Poland – an overview of literature on models of sedimentation. Geol. Q. 62 (4), 873–880.
- Szwarczewski, P., Rogoź-Matyszczak, A., Zbucki, Ł., 2020. Morphological and geochemical record of historical erosion on the example of small alluvial and deluvialfans accumulated on the Bug River terraces in the Neple area (Podlasie Lowland, eastern Poland). Baltica 3, 1–10.
- Tarasov, P.E., Saveljeva, L.A., Long, T., Leipe, C., 2019. Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia. Quat. Int. 516, 21–41.
- Teisseyre, A., 1991. The deluvial (slopewash) system: a proposal. Bulletin of the polish Academy of Sciences. Earth Sci. 39, 381–388.
- Teisseyre, A.K., 1994. Spływ stokowy i współczesne osady deluwialne w lessowym rejonie Henrykowa na Dolnym Śląsku. Pr. Geologiczno-Mineralogiczne 53.
- Twardy, J., 2000. Deluwnia neoholoceńskie – przykłady z Wyżyny Łódzkiej. Acta Geogr. Łódz. 78, 135–173.
- Twardy, J., 2008. Transformacja Rzeźby Centralnej Części Polski Środkowej W Warunkach Antropopresji. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Twardy, J., 2011. Influences of man and climate changes on relief and geological structure transformation in Central Poland since the Neolithic. Geogr. Pol. 84, 163–178.
- Udden, J.A., 1914. Mechanical composition of clastic sediments. Bull. Geol. Soc. Am. 25, 655–744.
- Velichkevich, F.Yu, Zastawniak, E., 2006. Atlas of the Pleistocene Vascular Plant Macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 1 – Pteridophytes and Monocotyledons. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Velichkevich, F.Yu, Zastawniak, E., 2008. Atlas of the Pleistocene Vascular Plant Macrofossils of Central and Eastern Europe. Part 2 – Herbaceous Dicotyledons. W. Szafer Institute of Botany, Polish Academy of Sciences, Kraków.
- Vleeschouwer, F.D., Piotrowska, N., Sikorski, J., Pawlyta, J., Cheburkin, A., Le Roux, G., Lamentowicz, M., Fagel, N., Mauquoy, D., 2009. Holocene 19 (4), 625–637.
- Wachniew, P., 1990. Datowanie Młodych Osadów Jeziornych Metodą Pb-210. Praca Dyplomowa Magisterska. (210Pb Method Dating Young Lake Sediments. Akademia Górnictwo-Hutnicza, Kraków. Master thesis).
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. J. Geol. 30, 377–392.
- Wieckowska-Lüth, M., Gauthier, E., Thiebaut, E., Słowiński, M., Krapiec, M., Dolbunova, E., Mazurkevich, A., Maigrot, Y., Danger, M., Kittel, P., 2021. The palaeoenvironment and settlement history of a lakeshore setting: an interdisciplinary study from the multi-layered archaeological site of Serteya II, Western Russia. J. Archaeol. Sci.: Reports 40 (B), 103219.
- Whitlock, C., Larsen, C., 2002. Charcoal as a fire proxy. In: Smol, J.P., Birks, H.J.B., Last, W.M., Bradley, R.S., Alverson, K. (Eds.), Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Developments in Paleoenvironmental Research, 3. Springer, Dordrecht, pp. 75–97.
- Zolitschka, B., Behre, K.-E., Schneider, J., 2003. Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives – examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. Quat. Sci. Rev. 22, 81–100.
- Zglobicki, W., Rodzik, J., Superson, J., Dotterweich, M., Schmitt, A., 2014. Phases of gully erosion in the lublin upland and roztocze region. Ann. Univ. Mariae Curie-Sklodowska Sect. B 69 (1), 149–162.
- Zieliński, T., Pisarska-Jamroży, M., 2012. Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? Przegląd Geol. 60 (7), 387–397.

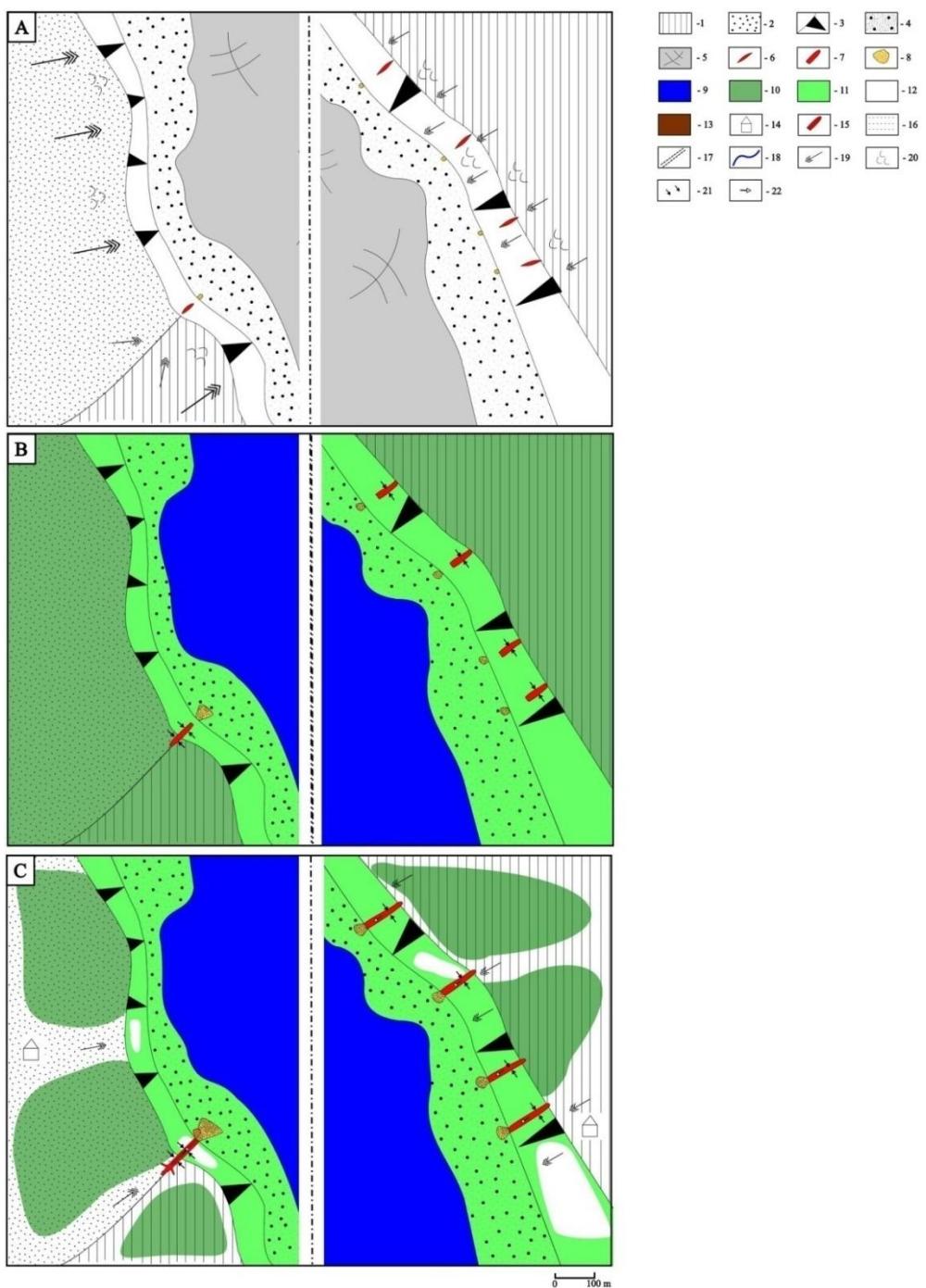
6. Etapy rozwoju rozcięć erozyjnych i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Serteki na tle środkowo- i wschodnioeuropejskim

Pierwsze rozcięcia erozyjne (parowy C, D, E, F, G – Piech 2021, Rys. 2; Rys. 11) na zboczach WSBP zaczęły być formowane niedługo po ustąpieniu ostatniego lądolodu, tj. zlodowacenia wałdajskiego (zlodowacenie wiśły). Przemawia za tym złożenie osadów stożków akumulacyjnych bezpośrednio na osadach kemów i teras kemowych (Rys. 13A). Obecnie rozcięcia przybierają formę niewielkich dolin denudacyjnych o bardzo łagodnych zboczach – z czasem dno form zostało wypełnione przez osady deluwialne. Pośrednio wskazuje to na intensywne procesy stokowe zachodzące poprzecznie w obrębie form oraz na znaczny wiek rozcięć. Osady wypełniające najstarsze doliny denudacyjne nie były przedmiotem szczegółowych badań sedymentologicznych.

Erozja zboczy rynny subglacialnej została zainicjowana silnym skoncentrowanym spływem powierzchniowym związanym z wytapianiem brył martwego lodu oraz ewentualnym tajaniem wieloletniej zmarzliny. Stopniowo, kiedy prędkość wytapiania brył lodu zmalała, a wzrosło tempo wytapiania lodu gruntowego, na zboczach zaczęła dominować erozja rozproszona oraz soliflukcja. Zaznaczyło się to w depozycji osadów deluwialnych o niewielkiej średnicy ziaren (5-6 phi) i słabym wysortowaniu (2-2,5). Warto również zauważyć, że charakterystyczne dla tych osadów krzywe częstości uziarnienia są bardziej wypłaszczone i jednocześnie multimodalne. Sugeruje to, że osady mogły być wielokrotnie redeponowane lub/i siła procesów erozyjno-akumulacyjnych była niewielka i jednocześnie długotrwała. W osadach starszych stożków widoczna jest różnorodność obserwowanych systemów zależności średniej średnicy ziaren i wysortowania, co również potwierdza wielokrotną transformację (Piech 2021 – tam dalsza literatura).

Rozwój szaty roślinnej i zmiana stosunków wodnych we wczesnym holocenie (udokumentowane do ok. 8400 ka BP) spowodowały zahamowanie procesów erozyjnych (Rys. 13B). Ponomarenko i in. (2020) wskazują, że okres 10000-4700 BP w Europie Wschodniej odznaczał się znikomą intensywnością procesów erozyjno-akumulacyjnych.

Procesy pogłębiania parów miały miejsce na Nizinie Wschodnioeuropejskiej w okresach: 6200-5900, 5500- 5200, 4600- 4300 i 3600- 3000 cal. lat BP (Panin i in. 2011). Z kolei Ponomarenko i in. (2020) zaznacza, że w regionie Środkowej Wołgi wzmożony cykl depozycyjny miał miejsce 4700- 4500 lat p.n.e. Natomiast na zboczach doliny rzeki Serteki około 4150 r. p.n.e. powstały niewielkiej miąższości osady stokowe, które były efektem splukiwania rozproszonego (Kittel i in. 2020). W tym okresie najprawdopodobniej miała miejsce najsilniejsza depozycja materiału w obrębie stożka C (Rys. 13C).



Rys. 13. Etapy formowania parowów i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Serteki

od ok. 11 tys. do ok. 2 tys. lat temu

A: ok. 11 tys. – 10 tys. lat; B: 10 tys. – 4,7 tys.; C: 4,7 tys. – 2 tys.

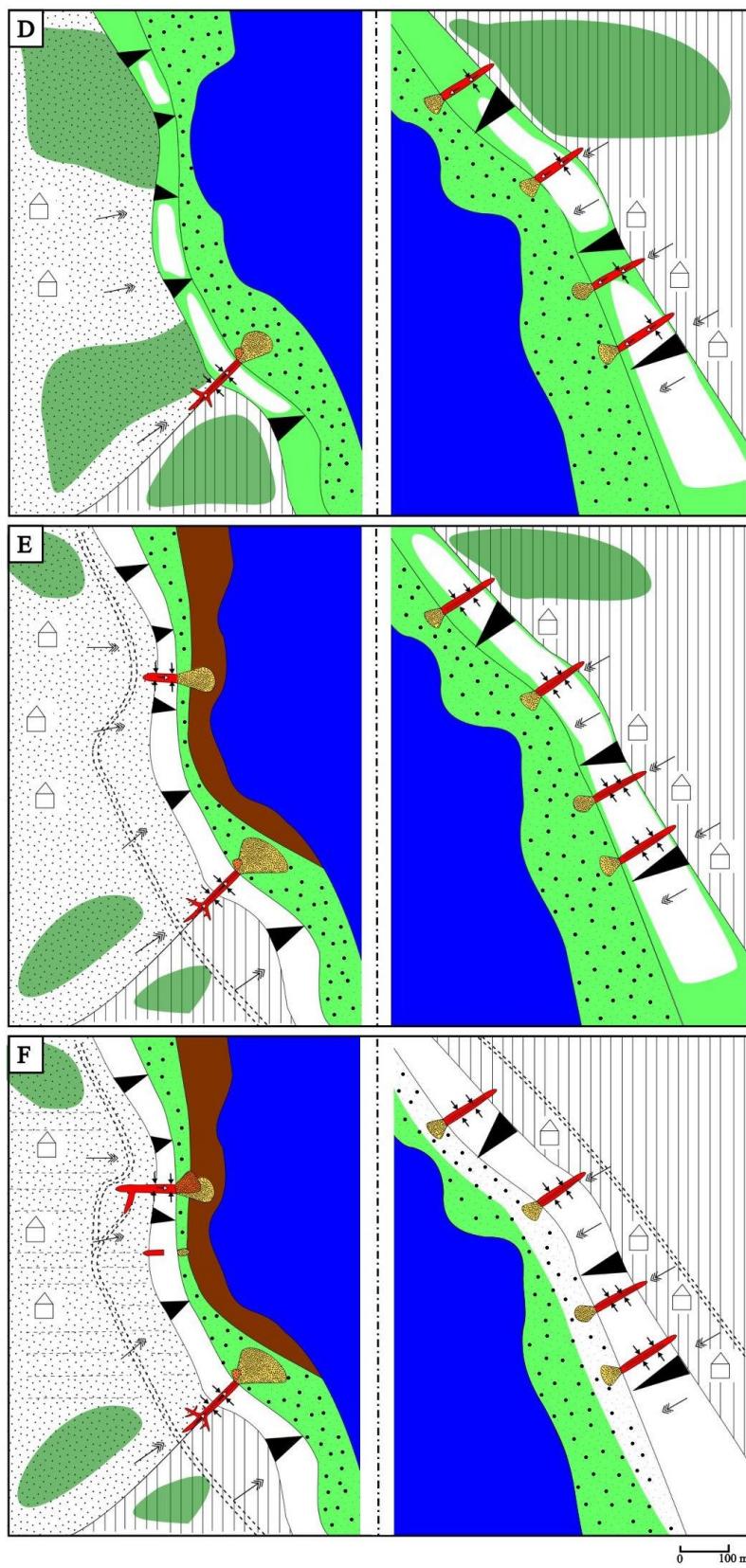
Legenda:

- 1 – wysoczyzna morenowa; 2 – równina wodnolodowcowa; 3 – zbocza doliny; 4 – kemy i terasy kemowe;
- 5 – bryły martwego lodu; 6 – inicjalne rozcięcia erozyjne; 7 – parowy; 8 – stożki akumulacyjne; 9 – jezioro;
- 10 – tereny zalesione; 11 – łąki z pojedynczymi drzewami; 12 – brak pokrywy roślinnej/tereny rolne;
- 13 – równiny biogeniczne; 14 – potencjalne osady; 15 – rozcięcia den parowów; 16 – układ redlin;
- 17 – drogi; 18 – koryta rzeczne; 19 – spływ rozproszony; 20 – spełzywanie;
- 21 – procesy poprzeczne w obrębie parowów; 22 – procesy podłużne w obrębie parowów

Parów C zaczął wcinać się coraz głębiej i szybciej w równinę wodnolodowcową (wcześniej erodował wysoczyznę morenową). Forma ta jest częścią końcową rozległego bardzo słabo czytelnego w rzeźbie równoleżnikowego obniżenia, które kieruje się na wschód. W kolejnej fazie powstał stożek akumulacyjny STA, który datowany jest na około 3700 lat p.n.e. W dolinie rzeki Sertejki procesy denudacyjne o małej sile mogły trwać nawet do 2500 r. p.n.e. (Kittel i in. 2020, 2021). Warto tutaj przypomnieć, że około 4000-3000 lat p.n.e. w okolicach WSBP pojawiały się grupy ludności neolitycznej o tradycjach stepowych (Mazurkevich i in. 2020), której działalność mogła przyczynić się do częściowego odlesienia zboczy (Kittel i in. 2021; Wieckowska-Lüth i in. 2021). Analiza wartości skośności i wysortowania osadów budujących młodsze (pływtsze) warstwy badanych stożków (C, D, E, F, G) wskazuje na wystąpienie w ciągu kilku tysięcy lat, co najmniej kilku faz erozji. Wyniki badań Kittela i in. (2020, 2021), Mroczkowskiej i in. (2021), a także Piecha i in. (w druku) wskazały, że poziom lustra wody w jeziorze w obrębie WSBP był zmienny na przestrzeni wieków, zatem zmieniały się stosunki wodne, aktywność procesów stokowych, jak również baza erozyjna formowanych wówczas rozcięć erozyjnych.

Następny okres intensyfikacji procesów stokowych nastąpił między 1850 a 1600 r. p.n.e. (Rys. 14D), co było spowodowane wzmożoną działalnością człowieka (Kittel i in. 2021). W spągu części organicznej rdzenia STPII_{bio} (datowanej na 1600- 1560 lat p.n.e.), który był zlokalizowany w bezpośrednim sąsiedztwie zboczy, udokumentowano fazę ich erozji. Uwidoczniała się ona w wynikach analizy LOI dużą domieszką materii nieorganicznej. Faza ta jest trójdzielna. Początek i schyłek fazy odznaczają się tym, że osad organiczny jest silnie zapiaszczony, a średnia średnica ziaren frakcji mineralnej oscyluje wokół 4 phi, z kolei w części środkowej udokumentowano mniejszy udział piasku. Występują tutaj drobniejsze ziarna o średniej średnicy około 5 phi (Piech i in. w druku).

W regionie Środkowej Wołgi kolejne cykle depozycyjne zaznaczyły się w okresie od I wieku p.n.e. do III w. n.e., dalej w III-VII w. n.e., VIII-XII w. n.e. (Ponomarenko i in. 2020). Fazy erozyjno-akumulacyjne były spowodowane działalnością dawnych społeczności (kultura dniepro-dźwińska, kultura Tuszemla, okres rozwoju księstw staroruskich). Koreluje to z fazą denudacyjną przypadającą na okres 1800-1500 lat BP, kiedy notowana jest wyraźna faza intensyfikacji procesów erozyjnych w Europie Środkowo-Wschodniej (Belyaev i in. 2005, Twardy 2008; Panin i in. 2009, 2011; Zglobicki i in. 2014; Kittel i in. 2020).



Rys. 14. Etapy formowania parów i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Sertejki
od ok. 2 tys. p.n.e. do 1840 r. n.e.

D: 2 tys. p.n.e. – ok. 1450 r. n.e.; E: ok. 1450 r. – ok. 1800 r.; F: ok. 1800 r. – ok. 1840 r.

Legenda jak na Rys. 13

Należy zauważać, że parowy D, E, F i G, mimo znacznego wieku, są formami „prostymi” i o małej rozciągłości. Autor sugeruje, że na przestrzeni ostatnich kilku tysięcy lat parowy po wschodniej stronie doliny Serteki tylko nieznacznie wcięły się w obszar wysoczyzny morenowej, osiągając niższe poziomy glin zwałowych, które hamowały dalszą denudację zboczy. Erozja zachodziła jedynie na zboczach parów (pierwotnie debrzy lub wąwozów), doprowadzając właśnie do zapełnienia ich den. Z kolei parów C rozwinał się do skomplikowanego systemu rozcieńc. Taka sytuacja mogła się wydarzyć, ponieważ po zachodniej stronie doliny rzeki Serteki występują słabo skonsolidowane piaski wodnolodowcowe (Piech i in. 2020; Piech 2021).

Na podstawie wyników analizy palinologicznej, makroszczątków roślinnych i analiz paleozoologicznych wykonanych dla profilu STPI_{bio} wyróżniono cztery fazy rozwoju lokalnej roślinności (Piech i in. w druku). Trwanie poszczególnych faz koreluje ze zmianami w aktywności Słońca. Faza I trwająca od 1200 do 1282 AD przypada na schyłek aktywności Słońca w trakcie Średniowiecznego Optimum Klimatycznego. W tym czasie w dolinie rzeki Serteki zarejestrowano okresowo wysoki poziom stojącej wody. Faza II (1282-1335 AD) zazębia się z Minimum Wolfa, kiedy dokumentowano niższe średnie temperatury na Ziemi. Podczas tej fazy następowała eutrofizacja jeziora oraz jednocześnie podniesienie się poziomu wody. Faza III (1337-1434 AD) przypada na wzrost aktywności Słońca. W tym czasie brzegi jeziora w dolinie rzeki Serteki przekształciły się w torfowisko. Faza IV (1454-1500 AD) koreluje z Minimum Spörera, które powiązano z mniejszą aktywnością Słońca, możlimi zimami i niższymi średnimi temperaturami na Ziemi. W tym czasie badane jezioro przekształciło się w płytkie jezioro eutroficzne, a także nastąpiła silna deforestacja.

Kolejne dwie fazy erozyjne zachodzące na zboczach doliny rzeki Serteki przebiegały od około 1500 do około 1630 AD (Rys. 14E). Udokumentowano je w stropie osadów biogenicznych rdzenia STPII_{org}, a także w STPI_{org}. Wiąże się to z wyraźnym wpływem działalności człowieka oraz zmianą warunków klimatycznych na bardziej wilgotne. Materiał organiczny jest tutaj zapiaszczyony, dodatkowo średnia średnica ziaren spada, a wskaźnik wydajności erozji wyraźnie rośnie (Piech i in. w druku). Wspomniane fazy erozyjne związane są przede wszystkim z intensywnym spłukiwaniem rozproszonym, które zachodziło na zboczach i wysoczyźnie porośniętych przez las mieszany (*Picea – Pinus – Tilia mordata – Quercus*) wraz z bogatym runem paprociowym (Ginter i in. 2023; Piech i in. w druku). Okresy wzmożonej erozji na Wyżynie Środkoworusyjskiej według Belyaev'a i in. (2005) można ulokować na okres od 430 ± 100 do 220 ± 100 lat conv. BP. W deponowanychówczas osadach został udokumentowany udział pyłku roślin uprawnych, co wskazuje na

intensyfikację rolnictwa. W tym okresie wzrosła intensywność oraz liczba nawalnych opadów (Jones i Mann 2004; Lamb 2005). Intensywne przekształcenia rzeźby terenu następowały wówczas w niemal całej Europie Środkowo-Wschodniej (Litvin i in. 2003; Smolska 2005; Golosov 2006; Twardy 2008; Zglobicki i in. 2014; Ginter i in. 2023; Piech i in. w druku).

Początek formowania stożka akumulacyjnego A miał miejsce w 2 poł. XVII w. Doszło wówczas do intensyfikacji dwóch wskazanych powyżej czynników, tj. antropogenicznego i klimatycznego. Obszar zboczy doliny rzeki Serteki i przyległej wysoczyzny został wylesiony, a część ziem została przekształcona w pola uprawne, co potwierdzają wyniki badań paleobotanicznych (Piech i in. w druku).

W zaledwie 115 lat parów A wykształcił dość skomplikowany system rozcięć (Ginter i in. 2023). W tej fazie doszło do odmłodzenia parowu C, a na zboczach tej formy powstały niewielkich rozmiarów parowy zawieszone (długość 5-7 m, głębokość do 1,5 m), oraz być może miało miejsce odmłodzenie parowów D, E, F i G, gdzie w ich dnie powstały nowe rozcięcia o szerokości do 1 m i głębokości do 40 cm.

W pierwszej fazie formowania stożka akumulacyjnego u wylotu parowu A (2 poł. XVII-XVIII wiek) złożone zostały deluvia dolne (Rys. 14E). Miało to miejsce w trakcie Minimum Maundera (1645-1715 AD), czyli w okresie najmniejszej aktywności Słońca w trakcie MEL. W górnych partiach zboczy doszło do intensyfikacji erozji linijnej, zaś w dolnych partiach do spłukiwania rozproszonego (por. Twardy 2008; Zglobicki i in. 2014). Depozycja deluwiów dolnych mogła być efektem znacznego odlesienia obszaru, co było powiązane ze wspomnianą wcześniej decyzją Króla Augusta II Mocnego, który zezwolił na eksploatację zasobów drzewnych w okolicach Wielisz w 1714 roku.

Materiał budujący serię deluwiów dolnych pochodził z intensywnej erozji odsłoniętej powierzchni rozcinanej krawędzi równiny wodnolodowcowej. W osadach stwierdzono także obecność węgli drzewnych, które wskazują na występowanie pożarów będących skutkiem działalności człowieka (wypalanie lasów). Potwierdzają to wyniki badań Mroczkowskiej i in. (2021), gdzie w torfowisku kotłowym Serteya odnotowano dużą liczbę mikrowęgli w osadach datowanych na okres 1770-1820 lat AD. Osad stokowy akumulowany był w postaci spływów w formie silnie uwodnionych jezorów, a także mógł być częściowo wynikiem akumulacji naśnieżnej. Na akumulację osadów deluwialnych w okresie zimowym/zimowo-wiosennym wskazują również zakonserwowane w obrębie dolnych deluwiów duże (około 10 cm średnicy) fragmenty gleby (poziom humusowy wraz z materiałem podścielającym), które transportowane były w formie przemarzniętych brył osadu. Dzięki dużej wilgotności akumulowanego materiału najprawdopodobniej doszło do

zakonserwowania śladów poruszania się zwierząt (koń, wół), a także, być może, śladów człowieka (Fot. 4). Drobniejszy materiał porozcinany jest miejscami przez żlobki wypełnione proluwiami, co wskazuje na intensywny spływ linijny, spowodowany nawalnymi deszczami lub/i intensywnymi roztopami.

Niewykluczone, że wypływy wód podziemnych zlokalizowane u podnóża zboczy tworzyły nisze źródłiskowe, które mogły być miejscem początkowym dla rozwoju parowów (Piech i in. 2020). Należy również brać pod uwagę możliwość rozwoju systemu dróg łączących wysoczyzny i dna dolin, ew. brzegi zanikających zbiorników jeziornych. Przemawiają za tym udokumentowane w deluwiach dolnych ślady deptania przez ludzi i zwierzęta (bydło i konie?) (Piech i in. 2020).



Fot. 4. Potencjalne ślady zwierząt i ślady ludzkich stóp w obrębie deluwiów dolnych stożka akumulacyjnego A (fot. P. Kittel, 2018)

Ponadto osady deluwiów dolnych zazębiają się z osadami pozakorytowymi w dystalnej części stożka akumulacyjnego, co dowodzi intensyfikacji wezbrań w okresie ich formowania (Piech i in. 2018, w druku; Ginter i in. 2023).

Mała Epoka Lodowcowa wymieniana jest jako jeden z głównych okresów intensyfikacji erozji w Europie. Pokrywy stokowe w Wielkopolsce (stanowisko Dzwonowo) mogły tworzyć

się od połowy XIV w., co związane jest ze zmianą warunków na bardziej wilgotne podczas MEL (Hildebrandt-Radke 2017). W pierwszej połowie XIV wieku na obszarze Niemiec udokumentowano silne okresy przekształceń krajobrazu, co związane było z nasileniem pogodowych zjawisk ekstremalnych oraz bardziej wilgotnymi warunkami klimatycznymi (Dreibrodt i in. 2010; Dotterweich 2008). Na Wyżynie Lubelskiej udokumentowano z kolei kilka faz erozyjnych, które przypadały na okres MEL (Dotterweich i in. 2012; Zgłobicki i in. 2014). Natomiast faza erozyjna w parowach na obszarze Niziny Wschodnioeuropejskiej miała miejsce między XIV a XVI wiekiem (Belyaev et al. 2005; Panin et al. 2009, 2011). W podobnym czasie (XV-XVI w.) nastąpił szybki przyrost stożków akumulacyjnych na Pojezierzu Suwalskim (Smolska 2005, 2008, 2011). Akumulacja tych osadów następowała w wyniku intensyfikacji czynników klimatycznego i antropogenicznego. We wschodniej Polsce rozwój parowów przypadał na XIV-XVI wiek (Szwarczewski i in. 2020). Dotterweich i in. (2012) wskazują, że ekstremalne opady deszczu, które miały miejsce od połowy XVI do połowy XVII wieku doprowadziły do intensyfikacji erozji wąwozowej. Z kolei Zgłobicki i in. (2014) udokumentowali, że niektóre parowy zaczęły być tworzone (lub pogłębiane) w 2 poł. XVII wieku, czyli w tym samym czasie, co badany szczegółowo parów A. Podobna sytuacja intensyfikacji erozji w obrębie zboczy i parowów podczas MEL nastąpiła w Polsce Środkowej (Twardy 2008). Słabsza faza erozyjna na tym obszarze nastąpiła także około 2 poł. XVIII wieku (Twardy 2008).

Na ziemiach polskich od XVII do XVIII wieku miała miejsce intensyfikacja erozji gleb i spływu powierzchniowego, co było rezultatem wprowadzenia do uprawy roślin okopowych (Hildebrandt-Radke 2013 – tam dalsza literatura). W regionie śródkowej Obry od połowy XVIII wieku czynnikiem modelowania zboczy była za to zmiany zagospodarowania terenu związane z postępującą rewolucją przemysłową (Hildebrandt-Radke 2013).

Po depozycji deluwiów dolnych nastąpiła krótka przerwa w intensywności procesów erozyjno-akumulacyjnych świadczy o tym cienka warstwa gleby aluwialnej, która została zarejestrowana w części dystalnej stożka A. Później, od 1803 ± 23 do 1827 ± 17 AD, deponowane były deluvia śródksowe w obrębie największego stożka akumulacyjnego (Ginter i in. 2023). Ich akumulacja przypada na Minimum Daltona (1790-1830 AD). Z tą fazą erozyjno-akumulacyjną prawdopodobnie można powiązać także powstanie parowu B (Rys. 14F). Porównując wartości wskaźników sedimentologicznych dla stożka akumulacyjnego B i deluwiów śródksowych stożka A zauważać można podobne zakresy wartości. Zintensyfikowanie tych procesów wiązało się ze wzmożoną aktywnością rolniczą na obszarze wysoczyzny. Wskazuje na to wzrost wartości poszczególnych wskaźników

geochemicznych (Ginter i in. 2023; Piech i in. w druku). W tym czasie mogło także dojść do celowego antropogenicznego zasypania górnego fragmentu parowu A (odnogi równoleżnikowej) (por. Piech i in. 2020). Z przeprowadzonej wcześniej analizy map historycznych wynika, że w tym okresie dochodziło do wielokrotnych fluktuacji poziomu dawnego jeziora. Parów A coraz głębiej wcinał się w wysoczyznę, przez co uszkadzał lokalną drogę i niszczył pola uprawne. Konsekwencją tego było przyspieszenie erozji odnogi południkowej, która w początkowej fazie rozwoju mogła być wąwozem drogowym (Piech i in. 2020).

W Niemczech na okres od połowy XVIII wieku do początku XIX wieku przypada intensywna faza erozji zboczy. Wiązane jest to z pojawiением się ekstremalnych opadów atmosferycznych (Dotterweich 2008, 2012). Z kolei na Wysoczyźnie Lubelskiej i na Roztoczu odnotowano fazę erozyjną parów przypadającą na połowę XIX wieku, która trwała do końca XX wieku, co wiązało się z intensywną działalnością agrotechniczną (Dotterweich i in. 2012; Zgłobicki i in. 2014). Jak wskazuje Hildebrandt-Radke i Makarowicz (2014), powszechna orka zachodząca wówczas na wysoczyznach doprowadzała do tworzenia na większą skalę pokryw stokowych.

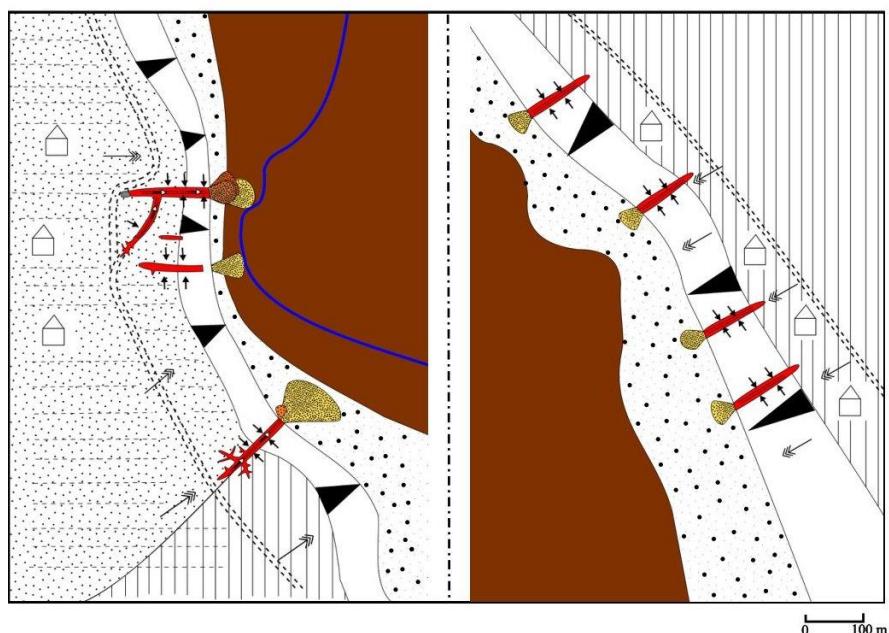
Kolejną fazą rozwoju największego stożka akumulacyjnego była depozycja deluwiów górnych (od 1841 ± 14 do 1859 ± 14 AD wg Gintera i in. 2023) (Rys. 15). Okres akumulacji deluwiów górnych pokrywa się z okresem maksymalnego zasięgu lodowców górskich w Alpach w okresie MEL (1850-1860 r. n.e.) (Holzhaiser 1982; Zasadni 2007), zatem z fazą pessimum MEL. Deluwia te odznaczają się subhoryzontalnym warstwowaniem, które powstało wskutek intensywnego spłukiwania rozproszonego. W tym czasie miała miejsce przede wszystkim erozja zboczy parowu, w mniejszym stopniu dochodziło do erozji wstępnej tych form. Poszczególne warstwy cechują się bardzo dużymi wahaniem i wskaźników sedimentologicznych, wskazujących na zmienną siłę procesów erozyjno-akumulacyjnych (Piech i in. 2018, w druku; Ginter i in. 2023).

Następnym etapem kształtowania stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Sertejki jest wykształcenie diamiktonu rolnego (od 1859 ± 14 do 1870 ± 16 AD wg Gintera i in. 2023). Seria ta powstała wskutek przekształcenia stropowej części deluwiów górnych w wyniku bezpośrednich niezbyt intensywnych działań rolniczych. W profilach geologicznych zlokalizowanych w strefie centralnej i dystalnej stożka A, widoczne są ślady działalności płyga. Diamikton rolny udokumentowany został w stropowych częściach wszystkich badanych stożków akumulacyjnych. Wskazuje to na coraz intensywniejsze „schodzenie” rolnictwa, w tym uprawy roli, w obszar dnia doliny. Z kolei pośrednio dowodzi to potrzeby

zwiększenia areału rolniczego i produkcji żywności w dobie wprowadzania reformy rolnej na obszarze imperium rosyjskiego.

Zintensyfikowanie aktywności rolniczej jest pokłosiem wspomnianej reformy rolnej z 1861 r. Rewolucja przemysłowa nie dotarła na tereny Europy Wschodniej do 1850 roku (Kaplan i in. 2009). Wspomniane powyżej aspekty mogą być potwierdzone przez analizę map historycznych. Wynika z niej, że powierzchnia areałów rolnych bardzo szybko powiększała się od co najmniej drugiej połowy XVIII wieku.

Na mapie z 1871 roku widoczne jest, że najbliższy obszar doliny Sertejki jest odlesiony i najprawdopodobniej stanowi użytki rolne. Niestety na mapach archiwalnych, ze względu na ich dużą generalizację, niewidoczne jest pojawienie się kolejnych rozciągów erozyjnych.



Rys. 15. Etapy formowania parowów i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Sertejki od ok. 1840 r. do ok. 1900 r. Legenda jak na Rys. 13

W okresie formowania deluwiów górnych doszło także do powstania niewielkiego rozcięcia udokumentowanego między parowem A i B (Piech i in. 2018, 2020). Na powierzchni diamiktonu rolnego w ciągu 30 lat wykształcił się poziom próchniczny o grubości 5 cm. Do końca XX wieku na obszarze stożków akumulacyjnych mogło dochodzić do wypasu zwierząt. Ponadto łagodne spadki tych form mogły umożliwić ludziom i zwierzętom dotarcie do koryta Sertejki. W latach 90-tych XX wieku doszło do upadku kołchozów, przez co powierzchnia pól uprawnych zmalała i rozpoczęła się quasi-naturalna sukcesja roślinności. Analiza map historycznych wskazuje, że powierzchnia pól po 1990 r.

zaczęła się zmniejszać, a obszar wszystkich badanych parów i ich stożków został porośnięty przez rzadki las. Wskazuje to, że powierzchnia stożków została wyłączona z użytkowania rolniczego/pasterskiego.

Obecnie (lata 2016-2018) na pozbawionych częściowo roślinności zboczach parów A, B i C notuje się niewielkie spłukiwanie rozproszone. Przejawia się to przez smugi jasnobrązowego pyłu i piasku drobnoziarnistego. Z kolei w dnie parów dochodzi do sporadycznego spływu wód o niewielkim natężeniu. Ma to miejsce w trakcie wiosennych roztopów i gwałtownych deszczy. W dnie parowu A zlokalizowane jest rozcięcie o głębokości 10-15 cm i szerokości 15-30 cm. W dnie rozcięcia notowany jest materiał gruboziarnisty. Natomiast na zboczach parów D, E, F i G nie zachodzą już procesy erozyjne, gdyż zbocza porośnięte są przez gęste trawy.

7. Wnioski

Wykonanie kilkuset odwiertów geologicznych, a także szczegółowe badania w obrębie kilku odkrywek oraz liczne analizy laboratoryjne umożliwiły przeprowadzenie wieloaspektowych studiów, co pozwoliło na określenie uwarunkowań geologicznych, geomorfologicznych i topograficznych obszaru badań sprzyjających formowaniu rozcięć erozyjnych i towarzyszących im stożków akumulacyjnych. Podczas tych prac przeprowadzono szereg analiz sedimentologicznych, paleobotanicznych i geochemicznych, których wyniki były niezwykle istotne przy wydzielaniu poszczególnych unitów osadów stokowych oraz rekonstrukcji faz rozwoju paleogeograficznego badanych form, a także dla określenia charakterystyki budujących je osadów. Analizy sedimentologiczne umożliwiły również określenie czynników hydrodynamicznych i litodynamicznych odpowiedzialnych za przebieg procesów. Zaś wyniki analiz paleoekologicznych oraz geochronometrycznych pozwoliły na osadzenie zrekonstruowanych procesów we właściwym kontekście paleośrodowiskowym.

W toku przeprowadzonych badań udowodniono, że na zboczach doliny rzeki Sertejki, a pierwotnie WSBP, już od schyłku ostatniego zlodowacenia aż po czasy obecne, zachodziły w kilku etapach procesy erozyjno-akumulacyjne, które doprowadziły do powstania szeregu systemów rozcięć erozyjnych o różnych cechach morfologicznych i różnym wypełnieniu. Inicjacja procesów erozyjnych miała miejsce tuż po ustąpieniu ostatniego lądolodu i objęła głównie wschodnie zbocze współczesnej doliny. Następnie formy te przekształcane były w późniejszych fazach erozyjno-akumulacyjnych, co uwidocznioło się w zmiennych wskaźnikach sedimentologicznych. Najstarszy udokumentowany parów po zachodniej stronie doliny powstał w okresie 4700- 4150 lat p.n.e. Z kolei około 3700 roku p.n.e. przy ujściu tej formy uformowany został boczny stożek akumulacyjny STA. Kolejna faza modelowania badanych form przypada na lata 1850-1600 p.n.e. Natomiast od I wieku n.e. notowana jest coraz silniejsza antropopresja, która powodowała pośrednio stopniowy wzrost wydajności procesów erozyjno-akumulacyjnych, wyraźnie widoczny dopiero u schyłku średniowiecza. Było to zapewne efektem rozwoju działalności rolniczej w mikroregionie sertejskim (Tarasov i in. 2019; Wieckowska-Lüth i in. 2021, Kittel i in. 2022).

Badania osadów biogenicznych dowodzą, że poziom wody dawnego jeziora, na obrzeżach którego rozwijały się badane formy, wielokrotnie ulegał wahaniom. Prowadziło to do okresowego zatorfienia strefy brzegowej, a następnie zatapiania torfowisk. We wskaźnikach geochemicznych oraz w wynikach analizy palinologicznej zaznaczyły się zmiany środowiskowe w okresach Średniowiecznego Optimum Klimatycznego, a także Małej

Epoki Lodowej. Wyniki badań wykazały, że za powstanie największego systemu rozcięć erozyjnych i największego stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki odpowiadało wylesienie obszaru wysoczyzny przez człowieka oraz jednocześnie zintensyfikowanie zmian warunków klimatycznych (niższe temperatury oraz wzrost intensywności i częstotliwości opadów). Najbardziej rozległy system rozcięć erozyjnych formowany był od 2 poł. XVII wieku. Jednocześnie udokumentowano w tym okresie moment zmiany systemu jeziornego na system fluwialny, co widoczne jest także w innych stanowiskach w Europie Wschodniej. Udokumentowano zazębianie się deluwiów z aluwiami pozakorytowymi, co dowodzi włączania osadów deluwialnych w osady fluwialne, co z kolei świadczy, tym że wody rzeczne erodowały dystalną część stożka akumulacyjnego A (por. Piech i in. 2018).

W osadach budujących największy stożek akumulacyjny w dolinie Sertejki udokumentowano cztery serie osadów stokowych o różnych cechach sedimentologicznych, geochemicznych i paleoekologicznych. Wskazuje to na tworzenie się poszczególnych warstw w odmiennych warunkach środowiskowych i sugeruje dużą dynamikę zmian na przestrzeni zaledwie około 300 lat. Warto również wspomnieć, że w okresie 1800-1830 r. AD w bliskim sąsiedztwie największego systemu parów powstał mniejszy parów B, a po 1860 r. niewielkich rozmiarów rozcięcie erozyjne. Koniec rozwoju parów i towarzyszących im stożków akumulacyjnych następuje w końcu XIX w. Na XIX w. przypada zatem szczególne wzmożenie procesów denudacyjnych na badanym obszarze, co było efektem rosnącej intensywności działalności rolniczej. W późniejszym okresie doszło do sukcesji roślinności, która stabilizowała zbocza form. Obecnie na terenie badań notowane są procesy spłukiwania rozproszonego jedynie o niewielkiej sile.

Dzięki przeprowadzonym analizom i otrzymanym wynikom badań multi-proxy udało się osiągnąć cel niniejszej pracy dotyczący rekonstrukcji warunków środowiskowych sprzed intensyfikacji procesów erozyjno-akumulacyjnych, bazując na wynikach badań osadów biogenicznych podścielających największy stożek akumulacyjny w dolinie rzeki Sertejki. W ten sposób uzyskano bardzo dużą bazę danych paleoekologicznych, geochemicznych i geochronometrycznych wskazujących na dużą dynamikę środowiska w okresie formowania badanych form. Wyniki tych badań umożliwiły również zrealizowanie kolejnego celu dotyczącego określenia początków erozji, a także rekonstrukcji etapów i tempa rozwoju największego systemu rozcięć erozyjnych. Jednakże nie udało się tego dokonać dla pozostałych stożków akumulacyjnych z powodu braku odpowiedniego materiału do datowań. Jednocześnie w pełni udało się potwierdzić, że rozwój największego systemu rozcięć przypadał na wydarzenie Bonda nr 0, z którym korelowany jest okres Małej Epoki Lodowej,

a także udało się potwierdzić, że zmiany środowiskowe zachodzące w tym przedziale czasu miały wpływ na procesy erozyjno-akumulacyjne. Poszczególne unity w największym stożku akumulacyjnym A powstawały w okresach poszczególnych minimów aktywności słonecznej mających miejsce podczas MEL.

Ponadto wyniki badań wykazały bardzo duży wpływ człowieka na rozwój największego systemu rozcięć erozyjnych, tj. postępujące: silna deforestacja, zanieczyszczenie środowiska pierwiastkami ciężkimi, rozwój rolnictwa, próby zasypywania górnych fragmentów parowów, czy prowadzenie działań agrotechnicznych na stożkach akumulacyjnych. Kolejnym zrealizowanym celem była rekonstrukcja warunków prowadzących do ostatecznego zastąpienia systemu limnicznego systemem fluwialnym. Udało się udokumentować i przeanalizować zazębające się osady pozakorytowe i osady deluwialne datowane na 2 poł. XVII wieku do ok. 1974 r.

Ponadto przeprowadzone badania pozwoliły na:

- kompleksowe rozpoznanie cech sedymentologicznych, geochemicznych (w tym analizy pierwiastkowe XRF) osadów deluwialnych. Szczegółowe analizy sedymentologiczne pozwoliły na wskazanie charakterystycznych cech osadów budujących nowożytnie stożki akumulacyjne i stożki z wczesnego holocenu. Potencjalnie, na podstawie tych cech można próbować określić szacunkowy wiek podobnych morfologicznie form, dla których nie zastosowano analiz geochronologicznych. Jednocześnie praca rozszerza koncepcję zaproponowaną przez Twardego (2008) dotyczącą cech piasków deluwialnych i deluwialnych pyłów piaszczystych

- potwierdzenie, że zmiany warunków klimatycznych zachodzące w trakcie Małej Epoki Lodowej prowadziły do intensyfikacji procesów erozyjno-akumulacyjnych na dużą skalę (procesy drastycznie modelujące zbocza dolin)

- potwierdzenie, że osady deluwialne są bardzo dobrym geoarchiwum naturalnych i antropogenicznych zmian środowiskowych, zachodzących w ostatnich kilkuset latach na obszarze Europy Wschodniej

- zastosowanie i korelacja różnych metod geochronometrycznych (LSC, AMS, OSL, ^{210}Pb), które umożliwiły szczegółowe określenie wieku akumulacji osadów deluwialnych. Jednocześnie zwrócono uwagę na problemy, które mogą wystąpić przy datowaniu tego typu osadów metodą OSL. Dzięki zaproponowanym rozwiązaniom poszerzony został warsztat metodyczny stosowania datowań OSL dla osadów deluwialnych.

Niniejsza praca rozszerza stan wiedzy i uzupełnia występujące w niej luki dotyczące wpływu zmian klimatycznych zachodzących podczas Małej Epoki Lodowej w europejskiej

części Rosji, na rozwój rozcięć erozyjnych. Jednocześnie otrzymane wyniki, zastosowana metodyka i podejście badawcze mogą zostać zaimplementowane w badaniach nad różnymi formami terenu datowanymi na MEL w różnych częściach Europy i świata.

8. Wkład Autora w artykuły włączone do rozprawy

- **Piech W.** 2021. Sedimentological features and depositional conditions of accumulative fans in the lower Serteyka River valley, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia*, 111, 159-188. (70 pkt)

Autor	Udział	Wkład
Wiktor Piech	100%	Opracowanie koncepcji i założeń pracy, prace terenowe: wykonanie odwiertów geologicznych, dokumentacji fotograficznej, pobór próbek; analizy laboratoryjne: analiza sedimentologiczna; analizy statystyczne; prace kameralne: interpretacja wyników, przygotowanie manuskryptu, opracowanie rycin i tabel

- **Piech W.**, Kittel P., Mazurkevich A., Kazakov E., 2020. Morphological characteristics of the erosion cuts system (gullies system) in the Serteyka River Valley, Western Russia. In: Mlynarczyk (Ed.) *Środowisko przyrodnicze jako obszar badań*. Bogucki Wydawnictwo Naukowe Poznań; 183-198. (20 pkt)

Autor	Udział	Wkład
Wiktor Piech	80%	Udział w opracowaniu koncepcji i założeń pracy, prace terenowe: wykonanie wszystkich odwiertów geologicznych, odkrywek geologicznych, pobór próbek; analizy statystyczne; prace kameralne: interpretacja wyników, przygotowanie draftu manuskryptu, opracowanie rycin (Rys. 2, 3, 4), poprawienie manuskryptu i przygotowanie odpowiedzi na recenzje
Piotr Kittel	10%	Udział w opracowaniu koncepcji i założeń pracy; udział w interpretacji wyników i w przygotowaniu manuskryptu
Andrey Mazurkevich	3%	Udział w interpretacji wyników i w przygotowaniu manuskryptu
Eduard Kazakov	7%	wykonanie badań wysokościowych; prace kameralne: wykonanie analiz NMT

- **Piech W.**, Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Mroczkowska A., Słowiński M., Okupny D., Krąpiec M., Ginter A., Mazurkevich A., Kittel P., w druku. Natural and anthropogenic factors of the intense slope processes in Eastern Europe in Modern Period; case study in Serteyka River valley. *The Holocene* (140 pkt)

Autor	Udział	Wkład
Wiktor Piech	25%	Udział w opracowaniu koncepcji i założeń pracy, prace terenowe: wykonanie odkrywki geologicznej, pobór próbek; analizy laboratoryjne: analiza sedimentologiczna (metodą laserową i sitową dla osadów mineralnych), udział w wykonaniu analiz geochemicznych (dla osadów mineralnych: %CaCO ₃ , odczyn, przewodność elektrolityczna, analizy pierwiastków chemicznych z użyciem XRF – przy współudziale dr A. Gintera; dla osadów biogenicznych: %CaCO ₃ , odczyn, przewodność elektrolityczna); analizy statystyczne; prace kameralne: interpretacja wyników, przygotowanie draftu manuskryptu, opracowanie części rycin i tabel (Rys. 1B, D, E, 9, 10, w załączniku Rys. 2, 3; Tab. 1), poprawienie manuskryptu i przygotowanie odpowiedzi na recenzje
Anna Hrynowiecka	20%	Prace laboratoryjne: analiza palinologiczna; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Renata Stachowicz-Rybka	20%	Prace laboratoryjne: analiza makroszczątków roślinnych; wyodrębnienie próbek do datowań AMS; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Katarzyna Cywa	8%	Prace laboratoryjne: analiza antrakologiczne; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Agnieszka Mroczkowska	5%	Prace laboratoryjne: analizy Chironomidae i Cladocera; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Michał	3%	Prace kameralne: udział w interpretacji wyników

Słowiński		oraz w przygotowaniu manuskryptu
Daniel Okupny	5%	Prace laboratoryjne: udział w wykonaniu analiz geochemicznych; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu
Marek Krąpiec	3%	Prace laboratoryjne: datowanie radiowęglowe; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu
Artur Ginter	2%	Prace kameralne: udział w przygotowaniu manuskryptu
Andrey Mazurkevich	1%	Prace kameralne: udział w przygotowaniu manuskryptu
Piotr Kittel	8%	Udział w opracowanie koncepcji i założeń pracy; prace terenowe: pobór próbek, dokumentacja fotograficzna; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel

- **Piech W.**, Kittel P., Mazurkevich A., Pavlovskaia E., Kazakov E., Teltevskaya Y., Błaszczyk K., Kotrys B., 2018. Cechy sedymentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (Zachodnia Rosja). *Acta Geographica Lodziensia* 107; 215-238. (70 pkt)

Autor	Udzia	Wkład
Wiktor Piech	60%	Udział w opracowaniu koncepcji i założeń pracy, prace terenowe: wykonanie wszystkich odwiertów geologicznych, a także odkrywek geologicznych, dokumentacji fotograficznej, pobór próbek; analizy laboratoryjne: analiza sedymentologiczne (metodą laserową i sitową), analiza zawartości węglanu wapnia; analizy statystyczne; prace kameralne: interpretacja wyników, przygotowanie draftu manuskryptu, opracowanie części rycin i tabel (Rys. 3, 4, 5, 6, 7; 8, 9, 10, 11; 12, 13, 14, 15; Fot. 1, 2 ; Tab. 1, 2), poprawienie manuskryptu i przygotowanie odpowiedzi na recenzje
Piotr Kittel	15%	Udział w opracowaniu koncepcji i założeń pracy, prace terenowe:

		dokumentacja fotograficzna, pobór próbek; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Andrey Mazurkevich	5%	Udział w opracowanie koncepcji i założień pracy; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu
Elena Pavlovskaya	5%	Prace terenowe: przeprowadzenie analiz z wykorzystaniem georadaru
Eduard Kazakov	5%	Prace terenowe: wykonanie badań wysokościowych; prace kameralne: wykonanie analiz NMT
Yulia Teltevskaya	4%	Prace terenowe: wykonanie badań wysokościowych; prace kameralne: opracowanie danych wysokościowych
Krzysztof Błaszczyk	2%	Prace terenowe: udział w wykonywaniu odkrywek geologicznych
Bartosz Kotrys	4%	Prace terenowe: udział w wykonywaniu odkrywek geologicznych

- Ginter, A., **Piech W.**, Krąpiec M., Moska. P., Sikorski J., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Piotrowska N., Mroczkowska A., Tołoczko W., Okupny D., Mazurkevich A., Kittel P., 2023. Intense and quick land relief transformation in the Little Ice Age: the age of accumulative fan deposits in Serteyka River Valley (Western Russia), *Quaternary International* 644-645; 160-177. (100 pkt)

Autor	Udział	Wkład
Artur Ginter	30%	Udział w opracowanie koncepcji i założień pracy, prace terenowe: pobór próbek, dokumentacja fotograficzna; prace laboratoryjne: analizy geochronologiczne (datowanie OSL); prace kameralne: analizy statystyczne, udział w interpretacji wyników, przygotowanie draftu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel, poprawienie manuskryptu i przygotowanie odpowiedzi na recenzje
Wiktor Piech	15%	Udział w opracowaniu koncepcji i założień pracy, prace terenowe: wykonanie odkrywki geologicznej, pobór próbek; analizy laboratoryjne: analiza sedimentologiczne (metodą laserową i sitową), analiza zawartości węglanu wapnia, analiza XRF,

		analiza pH, węgla organicznego, przewodności elektrolitycznej; analizy statystyczne; prace kameralne: interpretacja wyników, przygotowanie manuskryptu, opracowanie części rycin i tabel (Rys. 1C, 4; Tab. 1, 3); poprawienie manuskryptu
Marek Krąpiec	5%	Prace laboratoryjne: datowanie radiowęglowe; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Piotr Moska	4%	Prace laboratoryjne: datowanie radiowęglowe; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Jarosław Sikorski	5%	Prace laboratoryjne: datowanie ołowiowe; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Anna Hrynowiecka	5%	Prace laboratoryjne: analiza palinologiczna; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Renata Stachowicz-Rybka	5%	Prace laboratoryjne: analiza makroszczątków roślinnych; wyodrębnienie próbek do datowań AMS; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Katarzyna Cywa	5%	Prace laboratoryjne: analiza antrakologiczne; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Natalia Piotrowska	5%	prace kameralne: analizy statystyczne, udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Agnieszka Mroczkowska	3%	Prace laboratoryjne: analizy Chironomidae i Cladocera: prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel
Wojciech Tołoczko	2%	Prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu
Daniel Okupny	3%	Prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu

Andrey Mazurkevich	2%	Prace kameralne: udział w przygotowaniu manuskryptu
Piotr Kittel	10%	Udział w opracowanie koncepcji i założeń pracy; prace terenowe: pobór próbek, dokumentacja fotograficzna; prace kameralne: udział w interpretacji wyników oraz w przygotowaniu manuskryptu, udział w opracowaniu części rycin i tabel

9. Finansowanie badań naukowych:

W ramach współpracy z Północno-zachodnią Ekspedycją Archeologiczną Państwowego Muzeum Ermitaż w Sankt Petersburgu, kierowaną przez A. Mazurkevicha, przeprowadzono prace terenowe w ramach trzech polskich ekspedycji naukowych w latach 2017-2019. Analizy specjalistyczne były dofinansowane w ramach projektu Narodowego Centrum Nauki (NCN) „Środowiskowe warunki funkcjonowania osady palafitowej Serteya II na Wyżynie Smoleńskiej w kontekście globalnych i lokalnych zmian klimatycznych około 4200 lat temu” (numer grantu: 2017/25/B/HS3/00274).

Przeprowadzenie części analiz specjalistycznych było dofinansowane w ramach: dotacji celowej Wydziału Nauk Geograficznych UŁ w roku 2018 – projekt pt. „Analiza składu pierwiastkowego osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki w Zachodniej Rosji z wykorzystaniem spektroskopii fluorescencji rentgenowskiej (XRF)” (kod projektu: B1811700001971.02; kod MPK: 2172121000), dotacji celowej WNG UŁ w 2019 r. – projekt pt. „Określenie wieku osadów mineralnych stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (Zachodnia Rosja) z wykorzystaniem datowań OSL” (kod projektu: B1911700002107.02; kod MPK: 2172121000) oraz projektu NCN MINIATURA 3 w 2019 roku pt. „Wstępne rozpoznanie problematyki datowania stanowisk archeologicznych z użyciem metody luminescencyjnej na podstawie analiz osadów deluwialnych z doliny rzeki Sertejki, okręg smoleński, Rosja” (grant nr: 2019/03/X/HS3/02019).

10. Bibliografia

- Abramov L.S., 1972. Opisaniya prirody Nasher strany: Razvitiye fiziko-geograficheskikh kharakteristik. Mysl'. Moskva.
- Belyaev V.R., Eremenko E.A., Panin A.V., Belyaev Y.R., 2005. Stages of Late Holocene gully development in the Central Russian Plain. International Journal of Sediment Research 20(3): 224–232.
- Bengtsson L., Enell M., 1986. Chemical analysis. In: Berglund, B.E. (Ed.), Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology. John Wiley and Sons Ltd., Chichester, pp. 423–451.
- Blott S., Pye K., 2001. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. Earth Surface Processes and Landform 26: 1237–1248.
- Bogdanova S.V., Gorbatschev R., Garetsky R.G., 2016. EUROPE/East European Craton, Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier.
- Bohn U., Gollub G., Hettwer C., Neuhäuslová Z. Raus T., Schlüter H., Weber H., 2004. Karte der natürlichen Vegetation Europas. Maßstab / scale 1:2500000. Bundesamt für Naturschutz Federal Agency for Nature Conservation, Bonn, Germany.
- Bol'shoy Entsiklopedicheskiy slovar, 2002. ISBN 5-85270-160-2.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., Demenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I. & Bonani G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science 278 (5341): 1257–1266.
- Danilovich I., Zhuravlev S., Kurochkina L., Groisman P., 2019. The Past and Future Estimates of Climate and Streamflow Changes in the Western Dvina River Basin. Front. Earth Sci. 7, 204.
- Dotterweich M., 2008. The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of Central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment – A review. Geomorphology 101: 192–208.
- Dotterweich M., Dreibrodt S., 2011. Past Land Use and Soil Erosion Processes in Central Europe. PAGES News 19 (2): 49–51.
- 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.

- Dreibrodt S., Lomax J., Nelle O., Lubos C., Fischer P., Mitusov A., Reiss S., Radtke U., Nadeau M., Grootes P.M., Bork H.-R., 2010. Are mid-latitude slopes sensitive to climatic oscillations? Implications from an Early Holocene sequence of slope deposits and buried soils from eastern Germany. *Geomorphology* 122: 351–369.
- Fieldtrip guide, 2012. Geoarchaeological issues of the Upper Dnieper – Western Dvina river region (Western Russia). *Geomorphic Processes and Geoarchaeology. From Landscape Archaeology to Archaeotourism*. In: International conference August 20-24, 2012 Moscow-Smolensk. “Universum”: 1-105.
- Folk R.L., Ward W., 1957. Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3–26
- Ginter A., Piech W., Krąpiec M., Moska P., Sikorski J., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Piotrowska N., Mroczkowska A., Tołoczko W., Okupny D., Mazurkevich A., Kittel P., 2023. Intense and quick land relief transformation in the Little Ice Age: the age of accumulative fan deposits in Serteyka River Valley (Western Russia). *Quaternary International* 644–645: 160–177.
- Golosov V., 2006. Influence of Different Factors on the Sediment Yield of the Oka Basin Rivers (Central Russia). *Sediment Dynamics and the Hydromorphology of Fluvial Systems (Proceedings of a Symposium Held in Dundee, UK, July 2006)*, vol. 306. IAHS Publ.: 28–36.
- Golosov V., Belyaev V., 2017. The Volga River Basin Report. UNESCO International Sediment Initiative. Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography: 1-144.
- Gorlach A., Kalm V., Hang T., 2015. Thickness distribution of quaternary deposits in the formerly glaciated part of the East European plain. *Journal of Maps* 11 (4): 625–635.
- Heiri O., Lotter A.F., Lemcke G., 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology* 25: 101–110.
- Hildebrandt-Radke I., 2013. Pradziejowa i wczesnohistoryczna antropopresja i jej zapis w środowisku przyrodniczym na przykładzie regionu środkowej Obry (Wielkopolska). *Studia i Prace Geografii i Geologii* 30: 1–160.
- Hildebrandt-Radke I., Makarowicz P., 2014. Naturalne i antropogeniczne przekształcenia środowiska geograficznego na stanowisku archeologicznym kultury mogiłowej w Szczepidle 17 (Kotlina Kolska). *Landform Analysis* 26: 21–37.

- Hildebrandt-Radke I., 2017. Rekonstrukcja środowiska przyrodniczego na podstawie analiz litologicznych i geochemicznych. W: M. Krzepkowski, M. Moeglich, P. Wroniecki (red.) Dzwonowo. Średniowieczne zaginione miasto. Tom I. Środowisko naturalne, zarys dziejów, badania nieinwazyjne. Muzeum Regionalne w Wągrowcu, Wągrowiec: 32–46.
- Holzhauser H., 1982. Neuzeitliche Gletscherschwankungen. *Geographica Helvetica* 35, 115–126.
- Imanishi Y., Bando A., Komatani S., Wada S-I., Tsuji K., 2010. Experimental Parameters for XRF Analysis of Soils. *Advances in X-ray Analysis* 53: 248–255.
- Jaworski J. 2018. Późnoglacialny i holoceński rozwój dolinek erozyjno-denudacyjnych na wybranych przykładach zboczy dolin i rynien w krajobrazie młodoglacialnym Polski Północnej. Wyd. Nauk. UMK, Toruń.
- Jones P.D., Mann M.E., 2004. Climate over past millennia. *Reviews of Geophysics*, 42(2): 1–42.
- Kalicki T., Alexandrovskiy A.L., Kittel P., Krupa J., Mazurkevich A., Pawłowski D., Płociennik M., Stachowicz-Rybka R., 2015. From Lake Basins to River Valley, Late Vistulian and Holocene evolution of last glaciation area: Serteya Basin (Western Russia). Gradualism vs Catastrophism in Landscape Evolution. International conference. Barnaul, Russia, July 2-4, 2015: 159–161.
- Kaplan J.O., Krumhardt K.M., Zimmermann M., 2009. The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. *Quaternary Science Reviews* 28: 3016–3034.
- Khrustaleva I., 2016. The earliest dwellings of the stone age in Smolensk and Pskov regions of Russia. *Samara Journal of Science* 5.4: 77–85.
- Kittel P., 2014. Slope deposits as an indicator of anthropopressure in the light of research in Central Poland. *Quaternary International* 324: 34-55.
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kalicki T., Kulkova M., Pawłowski D., Płociennik M., Stachowicz-Rybka R., Zaitseva G., 2016. Evolution of Lake Bains in the Serteya region (Western Russia) in the context of neolit hic settlement's development. Paleolimnology of Northern Eurasia Experience, Methodology, Current Status. Proceedings of the International Conference. Yakutsk 22 – 27 August 2016: 13–16.
- Kittel P., Mazurkevich A., Dolbunova E., Kazakov E., Mroczkowska A., Pavlovskaya E., Piech W., Płociennik M., Sikora J., Teltevskaya Y., Wieckowska-Lüth M., 2018. Palaeoenvironmental reconstructions for the Neolithic pile-dwelling Serteya II site case study, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 107: 191–213.

- Kittel P., Mazurkevich A., Alexandrovskiy A., Dolbunova E., Krupski M., Szmańda J., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Mroczkowska A., Okupny D., 2020. Lacustrine, fluvial and slope deposits in the wetland shore area in Serteya, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 110: 103–124.
- Kittel P., Mazurkevich A., Wieckowska-Lüth M., Pawłowski D., Dolbunova E., Płociennik M., Gauthier E., Krąpiec M., Maigrot Y., Danger M., Mroczkowska A., Okupny D., Szmańda J., Thiebaut E., Słowiński M., 2021. On the border between land and water: The environmental conditions of the Neolithic occupation from 4.3 until 1.6 ka BC at Serteya, Western Russia. *Geoarchaeology* 36(2): 173–202.
- Kittel P., Mazurkevich A., Gauthier E., Kazakov E., Kublitskiy Y., Rzodkiewicz M., Mroczkowska A., Okupny D., Szmańda J., Dolbunova E., 2022. A deep history within a small wetland: 13 000 years of human-environment relations on the East European Plain. *Antiquity* 97 (391): 1–8.
- Kleber A., Terhorst B., 2013. Mid-latitude slope deposit (cover beds). *Developments in Sedimentology* 66, 1–302.
- Kondracki J., 1995. Fizycznogeograficzna regionalizacja republik Litewskiej i Białoruskiej w układzie dziesiętnym. *Przegląd Geograficzny* 64(3-4): 341–346.
- Kulkova M.A., Mazurkevich A.N., Dolukhanov P.M., 2001. Chronology and palaeoclimate of prehistoric sites in Western Dvina-Lovat' area of North-Western Russia. *Geochronometria* 20: 87–94.
- Kulkova M., Mazurkevich A., Gerasimov D., 2015. Stone Age archaeological sites and environmental changes during the Holocene in the NW region of Russia. *Geological Society London Special Publications* 411(1): 1–24.
- Kurlovich D.M., 2008. Basement-cover relationships in the Poltosc area of the Poltosc-Kurzeme degormation zone: implications from GIS-modeles of correlation. *Acta Geographica Silesiana* 4: 25–35.
- Lak G.T.S. 1976. Diatomovaya flora morskikh i ozernykh nadmorennnykh otlozheniy v kotlovine Ladozhskogo ozyera : monografiya / Institut geologii Karel'skogo filiala ANSSSR. — Petrozavodsk: Kareliya (Trudy Instituta geologii, Vyp. 34): 1–64.
- Lamb H.H., 2005. Climate, history and the modern world. Second edition. Routledge, London and New York: 1–410.

- Litvin L.F., Zorina Ye.F., Sidorchuk A.Yu., Chernov A.V., Golosov V.N., 2003. Erosion and sedimentation on the Russian Plain, part 1: contemporary processes. *Hydrol. Process.* 17, 3335–3346.
- Łuców D., Lamentowicz M., Obremska M., Arkhipova M., Kittel P., Łokas E., Mazurkevich A., Mróz T., Tjallingii R., Słowiński M. 2020. Disturbance and resilience of a Sphagnum peatland in western Russia (Western Dvina Lakeland) during the last 300 years: a multiproxy, high-resolution study. *The Holocene* 30(11): 15521–566.
- Majewski M., 2017. Cechy uziarnienia deluwiów na tle osadów źródłowych na przykładzie zagłębień bezodpływowych w rejonie Łupawska (Pojezierze Zachodniopomorskie). *Acta Geographica Lodziensia* 106: 221–223.
- Małachowski D., Szponar A., Spiridonowa E., 1993. Stanowisko osadów środkowowałeckich w Karelii i jego znaczenie paleogeograficzne. *Annales Societatis Geologorum Poloniare* 63: 153–166.
- Mazurkevich A.N., Korotkevich B.N., Dolukhanov P.M., Shukurov A.M, Arslanov Kh.A., Savel'eva L.A., Dzinoridze E.N., Kulkova M.A., Zaitseva G.I., 2009a. Climate, subsistence and human movements in the Western Dvina – Lovat River Basins. *Quaternary International* 203 (1-2): 52–66.
- Mazurkevich A., Hookk D., Fassbinder J., 2009b. Magnetometry and susceptibility prospection on neolithic-early Iron Age sites at Serteya, North-Western Russia. *ArcheoSciences Reeuued'arheometrie*, supplement 33: 81–85.
- Mazurkevich A., Dolbunova E., Maigrot Y., Hookk D., 2010. The results of underwater excavations AT Serteya II, and research into pile-dwellings in Northwest Russia. *Archaeologia Baltica* 14: 47–64.
- Mazurkevich A., Kulkova M., Savel'eva L., 2012. Geoarchaeology of the Serteya Microregion, Upper Dvina Basin. *Geoarchaeological issues of the Upper Dnieper – Western Dvina river region (Western Russia): fieldtrip guide.*, “Universum”. Moscow-Smolensk: 49–104.
- Mazurkevich A., Dolbunova E., Kittel P., Fassbinder J. W. E., Maigrot Y., Mroczkowska A., Płociennik M., Sikora J., Słowiński M., Sablin M., Shirokov I., 2017. Multidisciplinary research on the Neolithic pile-dwelling Serteya II site (Western Russia) and the landscape reconstruction. W: A. Marciniak-Kajzer, A. Andrzejewski, A. Golański, S. Rzepecki, M. Wąs (red.) *Nie tylko krzemienie – Not Orly flints*. Instytut Archeologii

Uniwersytetu Łódzkiego, Łódzka Fundacja Badań Naukowych, Stowarzyszenie Naukowe Archeologów Polskich Oddział w Łodzi, Łódź: 103–128.

- Mazurkevich A., Kittel P., Maigrot Y., Dolbunova E., Mroczkowska A., Wieckowska-Lüth M., Piech W., 2020. Natural and antropogenic impact on the formation of archaeological layers in a Lake shore area: case study from the Serteya II site, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 110: 81–102.
- Miettinen A., 2002. Relative Sea Level Changes in the Eastern Part of the Gulf of Finland during the Last 8000 Years. *Finnish Academy of Science and Letters Annales Academiae Scientiarum Fenniae. Geologica-Geographica* 162: 1–102.
- Mroczkowska A., Kittel P., Marcisz K., Dolbunova E., Gauthier E., Lamentowicz M., Mazurkevich A., Obremska M., Płociennik M., Kramkowski M., Łuców D., Kublitskiy Y., Słowiński M., 2021. Small peatland with a big story: 600-year paleoecological and historical data from a kettle-hole peatland in Western Russia. *The Holocene* 31(11–12): 1761–1776.
- Myślińska E., 2010. Laboratoryjne badania gruntów i gleb. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego. Warszawa.
- Nesje A., Dahl S.O., 2003. The „Little Ice Age” – only temperature? *The Holocene* 13(1): 139–145.
- Panin A.V., Fuzeina J.N., Belyaev V.R., 2009. Long-term development of Holocene and Pleistocene gullies in the Protva River basin, Central Russia. *Geomorphology* 1008(1–2): 71–91.
- Panin A., Fuzeina Y., Karevskaya I., Sheremetskaya E. 2011. Mid-Holocene gullying indicating extreme hydroclimatic events in the Centre of the Russian Pain. *Geographica Polonica* 84(1): 95–115.
- Piech W., 2021. Sedimentological features and depositional conditions of accumulative fans in the lower Serteya River Valley, Western Russia. *Acta Geographica Lodziensia* 111: 159–188.
- Piech W., Kittel P., Mazurkevich A., Pavlovskaja E., Kazakov E., Teltevskaya Y., Błaszczyk K., Kotrys B., 2018. Cechy sedymentologiczne i warunki depozycji osadów stożka akumulacyjnego w dolinie rzeki Sertejki (Zachodnia Rosja). *Acta Geographica Lodziensia* 107: 215–238.
- Piech W., Kittel P., Mazurkevich A., Kazakov E., 2020. Morphological characteristics of the erosion cuts system (gullies system) in the Serteya River Valley, Western Russia. W:

- A. Młynarczyk (red.) Środowisko przyrodnicze jako obszar badań. Bogucki Wydawnictwo Naukowe, Poznań: 183–198.
- Piech W., Hrynowiecka A., Stachowicz-Rybka R., Cywa K., Mroczkowska A., Słowiński M., Okupny D., Krąpiec M., Ginter A., Mazurkevich A., Kittel P., (w druku). Natural and anthropogenic factors of the intense slope processes in Eastern Europe in Modern Period; case study in Serteyka River valley. *The Holocene*.
 - Pinneker E.V., 1983. General hydrogeology. Cambridge University Press.
 - Płociennik M., Mroczkowska A., Pawłowski D., Pawłowski D., Wieckowska-Lüth M., Kurzawska A., Rzodkiewicz M., Okupny D., Szmańda J., Mazurkevich A., Dolbunova E., Luoto T.P., Kotrys B., Nazarova L., Syrykh L., Krąpiec M., Kittel P., 2022. Summer temperature drives the lake ecosystem during the Late Weichselian and Holocene in Eastern Europe: A case study from East European Plain. *Catena* 214: 106206.
 - Ponomarenko E.V., Ershova E.G., Stashenkov D.A., Ponomarenko D.S., Kochkina A.F., 2020. Tracing land use history using a combination of soil charcoal and soil pollen analysis: An example from colluvial deposits of the Middle Volga region. *Journal of Archaeological Science: Reports* 31, 102269: 1–12.
 - Shmidt E.A., 1992. Plemena verkhov'yev Dnepra do obrazovaniya Drevnerusskogo gosudarstva. Dnepro-dvinskiye ple mena (VIII v. do n.e. – III v. n. e.). Prometey 207.
 - Shmidt E.A., 2003. Verhneye podneprov'ye i podvin'ye v III-VII vv. n. e. Tushemlinskaya kul'tura. Rossiiskaia arkheologiiia Smolensk 4: 53–65.
 - Sidorchuk A., Litvin L., Golosov V., Chernysh A., 2006. European Russia and Belarus. W: J. Boardman, J. Poesen (red.) Soil Erosion in Europe. John Wiley & Sons: 73–93.
 - Sinkiewicz M., 1989. Zmiany rzeźby terenu Pojezierza Kujawskiego pod wpływem procesów stokowych. Towarzystwo Naukowe w Toruniu, Toruń.
 - 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 glacjale i holocenie. Oficyna Wydawnicza "Turpress", Toruń: 281–290.
 - Sinkiewicz M., 1998. Rozwój denudacji antropogenicznej w środkowej części Polski Północnej. Wyd. UMK, Toruń: 1–104.

- Smolska E., 2005. Znaczenie spłukiwania w modelowaniu zboczy młodoglacjalnych (na przykładzie Pojezierza Suwalskiego). Wydział Geografii i Studiów Regionalnych UW, Warszawa: 1–146.
- Smolska E., 2008. Badania sedimentologiczne współczesnych osadów deluwialnych i ich znaczenie w ocenie dynamiki procesów erozji gleby na przykładzie Pojezierza Suwalskiego. Przegląd Naukowy Inżynieria i Kształtowanie Środowiska 17(2): 202–212.
- Smolska E., 2011. Fan sediments as indicator of gully erosion stages on the example of the Suwałki Lakeland (NE Poland). Landform Analysis 17: 173–177.
- Szwarczewski P., Rogóż-Matyszczak A., Zbucki Ł., 2020. Morphological and geochemical record of historical erosion on the example of small alluvial and deluvial fans accumulated on the Bug River terraces in the Neple area (Podlasie Lowland, eastern Poland). Baltica 33: 1–10.
- Tarasov P.E., Savelieva L.A., Long T., Leipe C., 2019. Postglacial vegetation and climate history and traces of early human impact and agriculture in the present-day cool mixed forest zone of European Russia. Quaternary International 516: 21–41.
- Terskii P., Kuleshov A., Chalov S., Terskaia A., Belyakova P., Karthe D., Pluntke T., 2019. Assessment of water balance for Russian subcatchment of western Dvina river using SWAT model. Frontiers in Earth Science 7.
- Tobolski K., 1998. Stan poznania historii lasów, jezior i torfowisk Borów Tucholskich. W: J. Banaszak, K. Tobolski (red.) Park Narodowy Bory Tucholskie. Wyższa Szkoła Pedagogiczna w Bydgoszczy, Bydgoszcz: 19–48.
- Tretyakov P.N., 1996. Finno-ugry, balty i slavyane na Dnepre i Volge. Nauka, Moscow 276.
- Twardy J., 1995. Dynamika denudacji holocenej strefie krawędziowej Wyżyny Łódzkiej. Acta Geographica Lodziensia 89: 1–213.
- Twardy J., 2000. Deluwia neoholocene – przykłady z Wyżyny Łódzkiej. Acta Geographica Lodziensia 78: 135–173.
- Twardy J., 2003. Cechy sedimentologiczne neoholoceskich 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. Wydawnictwo Uniwersytetu Łódzkiego, Łódź.
- Twardy J., Forysiak J., Kittel P., 2014. Evolution of vegetation, relief and geology in Central Poland under anthropopressure. W: E. Kobojeck, T. Marszał (red.) Origin of relief

- of Central Poland and its anthropogenic transformation in Łódź University geographical research. Wyd. UŁ, Łódź: 57–94.
- Udden J.A., 1914. Mechanical Composition of Clastic Sediments. Geological Society of America Bulletin 25: 655–744.
 - Wentworth C.K., 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. Journal of Geology 30(5): 377–392.
 - Wicik B., 1993. Badania laboratoryjne w opracowaniach fizycznogeograficznych. W: A. Richling (red.) Metody szczegółowych badań geografii fizycznej. PWN, Warszawa: 28–36.
 - Wieckowska-Lüth M., Thiebaut E., Gauthier E., Słowiński M., Krąpiec M., Dolbunova E., Mazurkevich A., Maigrot Y., Danger M., Kittel P., 2021. Palaeoenvironment and settlement history of a lakeshore setting: an interdisciplinary study from the Multi-layered archaeological site of Serteya II, Western Russia. Journal of Archaeological Science: Reports 40: 103219.
 - Woszczyk M., Szczepaniak M., 2008. Reevaluation of the Scheibler method and its usefulness in the analysis of carbonate content in lake sediments. W: E. Bajkiewicz-Grabowska, D. Borowiak (red.) Anthropogenic and natural transformations of lakes, vol. 2, Department of Limnology, University of Gdańsk, Polish Limnological Society, Gdańsk: 223–226.
 - Yeremeyev I.I., 2003. Rannesrednevekovyye pamyatniki u Velizhskikh porogov na Zapadnoy Dvine (k probleme rekonstruktsii marshrutov puti «iz varyag v greki»), W: A. N. Mazurkovich (red.), Drevnosti Podvin'ya: istoricheskiy aspekt. SPb. Izdatel'stvo Gosudarstvennogo Ermitazha: 258–270.
 - Zasadni J., 2007. The Little Ice Age in the Alps: Its record in glacial deposits and rock Glacier formation. Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica 41: 117–137.
 - Zektser I., Everett L., 2004, Groundwater resources of the World and their use. Paris: UNESCO IHP-VI Series on Groundwater 6.
 - Zgłobicki W., Rodzik J., Superson J., Dotterwiech M., Schmitt A., 2014. Phases of gully erosion in the Lublin Upland and Roztocze region. Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Sectio B 69 (1): 149–162.
 - www.pogodaiklimat.ru (dostęp dnia 18.01.2023, godz. 19:00).
 - <https://pl.climate-data.org/azja/rosja/obwod-smolenski/vielith-19386/#climate-table>
 - <https://www.globalforestwatch.org/> (dostęp dnia 03.01.2024)

11. Spis rysunków, fotografii i tabel

Rys. 1. Obszar badań na tle maksymalnego zasięgu zlodowacenia Valdai (Gorlach i in. 2015)

Rys. 2. Obszar badań na tle zasięgu lądolodu Valdai (zlodowacenie wiśły) (Małachowski i in. 1993)

Rys. 3. Obszar badań na tle podziału Platformy Wschodnioeuropejskiej (Bogdanova i in. 2016)

Rys. 4. Obszar badań na tle połocko-kurzemskiej strefy deformacji (PKDZ) (Kurlovich 2008)

Rys. 5. Geomorfologia dolnego odcinka doliny rzeki Sertejki (Mazurkevich i in. 2017 – zmienione)

Rys. 6. Rzeka Sertejka na tle hydrografii fragmentu Wysoczyzny Smoleńskiej i Pojezierza Zachodniodźwińskiego

Rys. 7. Historyczne mapy obszaru doliny rzeki Sertejki od 1799 do 1829 r.

Rys. 8. Historyczne mapy przedstawiające dolinę rzeki Sertejki w okresie od 1832 do 1902 r.

Rys. 9. Historyczne mapy przedstawiające dolinę rzeki Sertejki od 1935 do 1989 r.

Rys. 10. Mapy topograficzne z 1990 r. i 2001 r. przedstawiające dolinę rzeki Sertejki

Ryc. 11. Lokalizacja profili badawczych oraz rozcięć erozyjnych na zboczach WSBP

Rys. 12. Lokalizacja profili georadarowych na obszarze stożka akumulacyjnego A i B.

Ortofotomapa wykonana przez E. Kazakova, profile wykonane przez E. Pavlovskaią

Rys. 13. Etapy formowania parowów i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Sertejki od ok. 11 tys. do ok. 2 tys. lat temu

Rys. 14. Etapy formowania parowów i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Sertejki od ok. 2 tys. p.n.e. do 1840 r. n.e.

Rys. 15. Etapy formowania parowów i stożków akumulacyjnych w dolinie rzeki Sertejki od ok. 1840 r. do ok. 1900 r.

Fot. 1. Zdjęcia przedstawiające roślinność występującą wokół największego systemu parowów (parów A)

Fot. 2. Odkrywka geologiczna zlokalizowana w strefie centralnej stożka akumulacyjnego A wraz z rdzeniem osadów biogenicznych STPI_{II,bio} (fot. P. Kittel 2018)

Fot. 3. Odkrywka geologiczna zlokalizowana w strefie dystalnej stożka akumulacyjnego A wraz z rdzeniem osadów biogenicznych STPI_{bio} (fot. P. Kittel 2018)

Fot. 4. Potencjalne ślady zwierząt i ślady ludzkich stóp w obrębie deluwiów dolnych stożka akumulacyjnego A

Tab. 1. Liczba przebadanych próbek dla rdzenia STP I

Tab. 2. Liczba przebadanych próbek dla rdzenia STP II