Landform Analysis, Vol. 21: 31–49 (2012)

Współczesne procesy morfogenetyczne w górnej części zlewni Buchtarmy (Wysoki Ałtaj, Kazachstan)

Modern geomorphic processes in the upper part of the Bukhtarma River basin (the High Altai Mts., Kazakhstan)

Zdzisław Jary, Marek Kasprzak, Bartosz Korabiewski, Piotr Owczarek, Kacper Jancewicz, Barbara Schutty

Instytut Geografii i Rozwoju Regionalnego, Uniwersytet Wrocławski, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław piotr.owczarek@uni.wroc.pl

Zarys treści: Górna część zlewni Buchtarmy znajduje się w obrębie najwyższych partii Wysokiego Ałtaju. Buchtarma, prawy dopływ Irtyszu, charakteryzuje się reżimem glacjalnym kształtowanym głównie przez liczne lodowce masywu Biełuchy (4506 m n.p.m.). W ciągu ostatnich stu lat obserwuje się wyraźne ocieplenie tej części Azji Centralnej, co wpływa m.in. na szybkie tempo recesji lodowców. Celem prowadzonych badań jest przedstawienie współczesnej dynamiki wybranych procesów rzeźbotwórczych zachodzacych w górnej cześci zlewni Buchtarmy. W trakcie prac terenowych wykonano kartowanie geomorfologiczne oraz pobrano materiał w celu wykonania laboratoryjnych analiz sedymentologicznych i dendrochronologicznych. Do badań szczegółowych wyznaczono dwa obszary: dolinę Buchtarmy pomiędzy miejscowościami Berel a Dżambuł oraz górny odcinek doliny Białej Bereli. Dna dolin oraz przyległe zbocza pokrywają poligenetyczne osady pylasto-piaszczyste. Ich występowanie związane jest z plejstoceńskimi zmianami klimatycznymi na obszarze Wschodniego Kazachstanu, które przejawiały się wzmożoną działalnością synchronicznie przebiegających procesów eolicznych i stokowych. Pylasta pokrywa stanowi tutaj stropową część plejstoceńskiej sekwencji glacigenicznej. Poniżej powszechnie występują osady fluwioglacjalne. Są one w wielu miejscach porozcinane przez młode formy erozyjne, powstałe w rezultacie kolektywizacji rolnictwa w drugiej połowie XX w. Współczesne procesy morfogenetyczne w najwyższej części Ałtaju są generowane głównie przez intensywne topnienie lodowców. Analiza dendrochronologiczna i geomorfologiczna form glacjalnych i fluwioglacjalnych w masywie Biełuchy potwierdza bardzo szybką deglacjację tego obszaru w ciągu ostatnich stu lat. Świadczą o tym świeże moreny czołowe oraz liczne, włożone terasy fluwioglacjalne. Materiał mineralny transportowany przez rzeki glacjalne w postaci zawiesiny jest akumulowany w górnych odcinkach dolin, a następnie może podlegać deflacji i depozycji eolicznej. Rezultaty rekonesansowych badań w Ałtaju Wysokim wskazuja na duże zróżnicowanie procesów rzeźbotwórczych i form. Wynikaja one z krótkiego czasu reakcji na zmiany wysokogórskich geosystemów Azji Centralnej na współczesne zmiany klimatyczne, potęgowane lokalnie ingerencją człowieka.

Słowa kluczowe: Kazachstan, Ałtaj Wysoki, Buchtarma, lodowce, terasy fluwioglacjalne, pokrywy pylaste

Abstract: The upper part of the Bukhtarma River basin is located in the High Altai Mountains. The river, right tributary of the Irtysh River, has glacial regime shaped mainly by the glaciers of the Belukha massif (4506 m a.s.l.). Scientific research show that the glaciers in the Altai Mountains are melting rapidly. This process is connected with significant climate warming, which is observed over this part of the Central Asia. The aim of the research is to present contemporary dynamics of selected geomorphic processes in the upper part of the Bukhtarma catchment. Two research areas were selected for detailed study: 1) the Bukhtarma River valley between Dzambul and Berel villages, and 2) the upper part of the White Berel River catchment. Geomorphological mapping and mineral and plant samples collection were carried out during field research. Laboratory works included sedimentological and dendrochronological analysis. Common occurrence of silty covers on these areas is connected with Pleistocene climate changes. These features are related to Aeolian and fluvial activity in high mountain environment. In the vicinity of villages the young gully forms are also observed. The present development of erosion processes is linked to collectivization during the Soviet Union time. The dendrochronological and geomorphological analysis of glacial

and fluvioglacial land forms confirmed rapid glaciers retreat in the Belukha massif. Mineral sediment transported in suspension in the glacial rivers is deposited in the upper parts of the valleys. This fluvial silty material can be winnowed, transported and redeposited in the lower parts of the main Altai Mountains valleys.

Key words: Kazakhstan, High Altai Mountains, Bukhtarma River, glaciers, fluvioglacial terraces, silty covers

Wstęp

Ałtaj z kulminacja Biełuchy (4506 m n.p.m.) jest obszarem źródliskowym dwóch wielkich rzek syberyjskich: Obu i Irtyszu. Gęsta sieć ich dopływów, często niosących wody z topniejących lodowców, rozcina promieniście masyw, tworząc głębokie U-kształtne doliny. W ich dnach zaznaczają się liczne, wysokie terasy fluwioglacjalne, w znacznej części pokryte osadami pyłowymi o zróżnicowanej genezie. Świadczą one o intensywnym przeobrażaniu rzeźby Ałtaju zarówno w plejstocenie, jak i współcześnie (Arkhipov 1984, Chlachula 2001, 2010, Rudoy 2002, Herget 2005). Wysoki Ałtaj, leżący w granicach Rosji, Mongolii, Chin i Kazachstanu, należy uznać za teren stosunkowo dobrze poznany w porównaniu z innymi masywami górskimi Azji Centralnej. Powstałe prace dotyczą głównie plejstoceńskich i współczesnych zmian klimatu i zasięgu lodowców (Chlachula 2001, 2003, 2010, Aizen i in. 2005, 2006, Surazakov i in. 2007) oraz zagadnień archeologicznych, zwiazanych z odkryciami kultury scytyjskiej (pazyryckiej) (Bourgeois, Gheyle 2007, Bourgeois i in. 2007). Ten jeden z największych w Azji Centralnej masywów górskich, położony pomiędzy chłodnym regionem syberyjskiej tajgi na północy a strefą pustyń i półpustyń wnętrza kontynentu, jest bardzo wrażliwym obszarem szybko reagującym na współczesne zmiany klimatyczne. Ocenia się, że w okresie 1951-2000 średnia temperatura lata w północnej części Ałtaju (2600 m n.p.m.) wzrosła o 1,05°C (Bourgeois i in. 2007, Surazakov i in. 2007). Wpływa to na szybkie cofanie się lodowców występujących w najwyższej części masywu, osiągające tempo 9-20 m rok-1. W ciągu ostatnich 100 lat powierzchnia lodowców Wysokiego Ałtaju zmniejszyła się o 27% (Bourgeois, Gheyle 2007, Surazakov i in. 2007). Wzrost temperatury wpływa nie tylko na dynamikę przebiegu procesów rzeźbotwórczych, ale również na przeobrażenia szaty roślinnej (Artyomov 1993, Blyakharchuk i in. 2004). Wyrazem tych szybkich przemian jest m.in. podnoszenie się górnej granicy lasu. Pomimo śladów bytności Scytów na tym terenie, o którym świadczą liczne kurhany w dnach dolin, wpływ człowieka na zmianę rzeźby był niewielki. Dopiero kolektywizacja rolnictwa w czasach sowieckich przyczyniła się do degradacji płaskich den dolin i ich zboczy. Ingerencja ta ograniczała się jednak do niewielkich obszarów wokół dużych miejscowości położonych wzdłuż większych rzek, m.in. Buchtarmy. Mimo słabej, ograniczonej dostępności i barier administracyjnych, góry Ałtaj mogą być doskonałym obiektem badań geomorfologicznych. Celem pracy jest przedstawienie dynamiki przebiegu wybranych procesów rzeźbotwórczych zachodzących współcześnie w górnej części zlewni Buchtarmy w Ałtaju Wysokim. W tekście zaprezentowano potencjalne wątki badawcze, jakie warto w przyszłości rozwinąć.

Obszar badań

Góry Ałtaj rozciągają się na długości około 2000 km. Dzielą się na trzy główne części: silnie rozczłonkowany Ałtaj Wysoki (w dawnych opracowaniach określany jako Sowiecki), Ałtaj Mongolski oraz Ałtaj Gobijski. Ałtaj Wysoki na północnym wschodzie styka się z Kuźnieckim Ałatau i Sajanem Zachodnim, natomiast w kierunku zachodnim przechodzi w pagórkowate i stepowe Pogórze Kazachskie. Jedynie na północy i północnym zachodzie ta cześć Ałtaju wyraźnie odcina się od równin Niżu Zachodniosyberyjskiego. Fragment Ałtaju Wysokiego z najwyższym szczytem Biełucha (4506 m n.p.m.), wchodzącym w skład Biełek Katuńskich znajduje się w granicach Kazachstanu (Grzbietu Katuńskiego - Susłow 1961). Obserwacje terenowe prowadzono w górnej części zlewni Buchtarmy, będącej prawym dopływem Irtyszu. Buchtarma (kazach. Buktyrma) o długości 336 km i powierzchni zlewni 12 660 km² jest w swoim górnym biegu typową rzeką górską o reżimie lodowcowym z maksimum przepływu przypadajacym na lato. Wyznaczono dwa obszary badań szczegółowych: dolinę Buchtarmy pomiędzy miejscowościami Dżambuł i Berel oraz górny odcinek doliny Białej Bereli (ryc. 1).

Dolina rzeki Buchtarmy między wsiami Berel na północy i Dżambuł na południu wykazuje znaczne urozmaicenie, zarówno pod względem morfologii terenu, jak i wykształcenia utworów pokrywowych. Podłoże budują skały krystaliczne, w przewadze granitoidy. W północnej części badanego odcinka doliny, Buchtarma przechwytuje wody Białej Bereli i zmienia kierunek z równoleżnikowego w przybliżeniu na południkowy (ryc. 2). W tym miejscu dno doliny ulega znacznemu poszerzeniu, mniej więcej od 400–800 m do około 2200 m. Miejsce to, o łącznej długości 12 km, znane jest pod nazwą Carskiej Doliny, Doliny Carów lub Doliny Królów (Bourgeois i in. 2007). Kilka metrów ponad współczesnym wcięciem koryta, po jego prawej stronie, wznosi się rozległe plateau o wyrównanej powierzchni. Poniżej Carskiej Doliny i ograniczajacego ten odcinek rzeki przełomu wykształciła się kotlina o szerokości około 3,5 km, gdzie po przeciwnych stronach Buchtarmy ulokowały się wsie Dżambuł i Uryl. Koryto Buchtarmy ma w tym miejscu postać szerokiej, swobodnie migrującej roztoki. Ponad korytem wznosi się pierwsza wysoka terasa (ok. 7-10 m, ryc. 3). Wyżej zaznacza się powierzchnia terasy, 35-45 m, zbudowana w górnej części z dobrze obtoczonych głazów. Na północny wschód od wsi Dżambuł i Uryl góruje masyw o falistej, wyraźnie zrównanej powierzchni (ok. 400 m n.p.rz.). Od zachodu ogranicza go dolina Buchtarmy, a od północy i południowego wschodu inne obniżenia dolinne. W jego wierzchołkowych partiach znaleźć można materiał morenowy, świadczący o genezie glacjalnej. Na południowy wschód od kotliny Dżambułu przebiega prostolinijna krawędź morfologiczna zwartego masywu górskiego z kulminacjami o wysokościach 2700–2900 m n.p.m. i więcej. Masyw rozcinają zawieszone doliny, których wyloty znajdują się na poziomie 800–900 m ponad współczesnym, prostopadłym do nich dnem doliny Buchtarmy. Powierzchnie stokowe urozmaicone są współczesnymi rynnami spływów gruzowo-błotnych. Na północ i zachód od Dżambułu stoki pokrywają osady o zróżnicowanej genezie: zwietrzelinowej, fluwioglacjalnej i eolicznej. Pokrywa ta jest w wielu miejscach erozyjnie rozcięta do głębokości miejscami przekraczającej 10 m, a dna powstałych rynien lokalnie sięgają litej skały (ryc. 4).

Drugi odcinek badawczy obejmował górną część doliny Białej Bereli, która w całości znajduje się w



Ryc. 1. Górna część zlewni Buchtarmy z lokalizacją obszarów badań szczegółowych: 1 – dolina Buchtarmy pomiędzy miejscowościami Dżambuł i Berel; 2 – górny odcinek zlewni Białej Bereli

Fig. 1. The upper part of the Bukhtarma catchment with detailed research areas: 1 – the Bukhtarma valley between the villages Dzambul and Berel, 2 – the upper part of the White Berel catchment

Zdzisław Jary, Marek Kasprzak, Bartosz Korabiewski, Piotr Owczarek, Kacper Jancewicz, Barbara Schutty



Ryc. 2. Dolina Buchtarmy między wsiami Berel a Dżambuł i Uryl z lokalizacją stanowisk badawczych: • lokalizacja profili pyłowych; a – rozcięcia erozyjne omawiane w tekście





Ryc. 3. Podcięcie brzegowe Buchtarmy **Fig. 3.** Erosion undercut of the Bukhtarma River bank



Ryc. 4. Zespół młodych rozcięć erozyjnych na zachód od Dżambułu **Fig. 4.** A group of young gullies located west of the Dzhambul village



Ryc. 5. Górna część zlewni Białej Bereli; a – dolina Nad Łagrem (wg Jancewicz, Krupski 2012, zmienione) **Fig. 5.** The upper part of the White Berel catchment; a – valley "Nad Lagrem" (after Jancewicz, Krupski 2012, modified)

najwyższej części Ałtaju Wysokiego – Katuńskich Biełkach (ryc. 5). Badaniami objęto koryto rzeki oraz niewielką dolinę zawieszoną rozcinającą lewe zbocze doliny Białej Bereli, nazywaną w tej pracy "Nad Łagrem". Analizowany obszar ma typową rzeźbę wysokogórską z licznymi formami glacjalnymi i peryglacjalnymi. Biała Berel jest rzeką lodowcową wypływającą z bramy lodowcowej Wielkiego Lodowca Berelskiego na wysokości około 2060 m n.p.m. (ryc. 6). W swym górnym odcinku, poniżej rozcięcia wału morenowego, płynie szeroką U-kształtną doliną o generalnym przebiegu NE–SW. Szerokość dna doliny na odcinku badawczym sięga 400 m. Występują tam liczne zwężenia związane przede wszystkim z wchodzącymi w obręb doliny rozległymi stożkami aluwialnymi bocznych dopływów. W morfologii górnej części doliny widoczne są liczne wały moren bocznych i czołowych. Największy z nich, o wysokości około 100 m, wyznacza dawny zasięg Wielkiego Lodowca Berelskiego (ryc. 6), osiągnięty najprawdopodobniej w czasie małej epoki lodowcowej. Rzeka ma typowy układ roztokowy związany z bardzo dużą dostawą materiału glacjalnego i zwietrzelinowego oraz zmiennym przepływem. Przymiotnik "Biała" w nazwie rzeki pochodzi od charakterystycznego zabarwienia jej wód niosących duże ilości zawiesiny mineralnej – mleka lodowcowego. Typową cechą rzeźby analizowanego obszaru badań są liczne doliny zawie-



Ryc. 6. Południowe stoki masywu Biełuchy. Widoczny wał morenowy Wielkiego Lodowca Berelskiego rozcięty wodami Białej Bereli. Lodowce pokrywa miąższa warstwa osadów morenowych

Fig. 6. The southern slopes of the Belukha massif. The moraine of the Great Berel Glacier cuted by the White Berel river. Glaciers are covered by thick supraglacial sediments

szone znajdujące się na wysokości 200–250 m nad dnem doliny Białej Bereli. Największa z nich rozcina lewe zbocze doliny i jest odwadniana przez rzekę Wielki Kokkol. Powyżej 2200–2300 m n.p.m. występują liczne cyrki lodowcowe częściowo wypełnione wodami jezior. W górnych fragmentach dolin zawieszonych spotyka się niewielkie lodowce często o charakterze szczątkowym. Z masywu Biełuchy spływają duże lodowce o długości dochodzącej do kilku kilometrów (Wielki i Mały Lodowiec Berelski, Lodowce Katuńskie). Ich powierzchnia pokryta jest materiałem morenowym o miąższości dochodzącej do 15 m. Jest to cecha typowa dla lodowców obszarów górskich Azji Centralnej i świadczy o ich gwałtownym wytapianiu (Aizen i in. 2006).

Metody badań

Prace terenowe były prowadzone w czasie ekspedycji naukowej Uniwersytetu Wrocławskiego latem 2010 r. W ich tracie wykonano kartowanie geomorfologiczne, pobrano próbki osadów mineralnych z różnych środowisk depozycyjnych oraz przeprowadzono badania dendrochronologiczne. Kartowanie geomorfologiczne wykonano przy użyciu narzędzi pomiarowych: nawigacji GPS, dalmierza laserowego oraz taśm mierniczych. Dodatkowo sporządzono dokumentację fotograficzną form rzeźby na obszarach badań szczegółowych.

Cechy litologiczne pokryw pylasto-piaszczystych badano w odsłonięciach naturalnych i sztucznych. W kilku przypadkach wykonano płytkie szurfy o głębokości do 2 m. W dolinach Białej Bereli i Buchtarmy pobrano próbki drobnofrakcyjnego osadu rzecznego, deponowanego w korycie rzeki i na łachach śródkorytowych. Pobrano także próbkę wody z Białej Bereli, w której stwierdzono duże ilości zawiesiny mineralnej – mleka lodowcowego. Opisano również cechy morfometryczne młodych rozcięć erozyjnych występujących w okolicach wsi Dżambuł i Uryl oraz rozpoznano litologię rozciętych pokryw osadowych.

Próbki osadów poddano wstępnej preparatyce, a następnie oznaczono w Laboratorium Gruntoznawczym Instytutu Geografii i Rozwoju Regionalnego Uniwersytetu Wrocławskiego. Analiza obejmowała m.in. badanie składu granulometrycznego metodą dyfraktometrii laserowej na aparacie Mastersizer 2000 (Malvern). Frakcje grubsze (pow. 1,0 mm), obecne w nielicznych próbkach, oznaczono metodą sitową. Wyniki posłużyły do obliczenia podstawowych parametrów statystycznych i wykreślenia histogramów. Wykonano również oznaczenie zawartości węglanu wapnia metodą Scheiblera.

W trakcie prac terenowych pobrano fragmenty konarów i pędów krzewów rosnących powyżej górnej granicy lasu. Zebrano 31 próbek dwóch gatunków: wierzby popielatej (Salix glauca) oraz okrągłolistnej brzozy karłowatej (Betula rotundifolia). Te niskie, do około 1,5 m, krzewy są głównym gatunkiem rosnącym w obrębie tundry alpejskiej tej części Ałtaju (Artyomov 1993). Średnica pobranych pędów nie przekraczała 3 cm, dlatego nie było możliwości wykonania standardowych analiz dendrochronologicznych. Prace laboratoryjne polegały na sporządzemiu preparatów mikroskopowych przy użyciu mikrotomu saneczkowego GSL1. Następnie wykonano zdjecia mikroskopowe i poddano je analizie przy użyciu oprogramowania OSM 3.65 oraz PAST 4. Polegała ona głównie na pomiarach przyrostów rocznych. Przeprowadzano je w kilku promieniach, aby wyeliminować błędy wynikające m.in. z licznie występujących przyrostów rocznych. Maksymalna liczba przyrostów wskazywała na realny wiek krzewu.

Wyniki

Geneza i właściwości pokryw pylastych

W dnie doliny Buchtarmy i na jej zboczach powszechnie występują poligenetyczne pokrywy pylasto-piaszczyste (ryc. 7). W miejscach, gdzie dno doliny znacznie zwiększa swoją szerokość, doszło do powstania płaskich, piaszczysto-żwirowych form akumulacji rzecznej, przykrytych następnie różnej miąższości osadem pylastym (ryc. 8). Z uwagi na swoją dostępność, dna dolin były arteriami, wzdłuż których odbywała się kolonizacja obszarów górskich, a płaski charakter powierzchni oraz sprzyjające warunki glebowo-roślinne stwarzały dogodne okoliczności dla rozwoju różnych form gospodarki rolnej. Tereny te stały się również miejscem pochówku dla przywódców koczowniczych plemion od wieków zamieszkujących te okolice.

Na wysokości miejscowości Berel dolina Buchtarmy tworzy szerokie i płaskie dno o kotlinowatym charakterze. Buchtarma płynie w tym miejscu wzdłuż wschodniego zbocza doliny, prawobrzeżną zaś część zajmuje stosunkowo płaskie plateau łagodnie opadające w kierunku koryta. Brak tu typowej morfologii fluwialnej z rozbudowanym systemem stopni terasowych, można jednak wyróżnić dwa poziomy morfologiczne o kilkumetrowej różnicy wysokości oddzielone niewyraźną, łagodną krawędzią. Szerokość całej formy w części środkowej sięga 2 km, a długość dochodzi do 9 km. Charakterystyczne, płaskie plateau oddzielone jest od strony zbocza wyraźnym załomem. Od południa i północy formę tę ograniczają zwężenia doliny o charakterze przełomowym. Na powierzchni plateau występują liczne kurhany – miejsca pochówku wodzów koczowniczych plemion, od kilku lat będące obiektem badań archeologicznych (Bourgeois i in. 2007). Ze względu na ich dużą liczbę, ten odcinek doliny Białej Bereli znany jest pod nazwą Doliny Carów. Region ten uważany jest obecnie za kolebkę Scytów – koczowniczego plemienia wywodzącego się z Azji Centralnej i Ałtaju.

Wcześniejsze badania pylastych osadów pokrywowych Doliny Carów sugerują ich limniczną genezę. Wstępne rozpoznanie geomorfologiczne i litologiczne wskazuje jednak na eoliczną genezę tej pokrywy. W miejscu prowadzonych prac archeologicznych, w pobliżu stanowiska oznaczonego jako Kurhan 16, na wysokości 1116 m n.p.m., wykonano profil litologiczny osadów budujących tę formę (ryc. 9). Analiza składu granulometrycznego wykazała bardzo jednorodny charakter materiału aż do głębokości ponad 2 m. Prawie wszystkie otrzymane histogramy uziarnienia odznaczają się bardzo podobnym, jednomodalnym rozkładem świadczącym o dobrym wysortowania. Zawartość frakcji pylastej (Wentworth 1922) we wszystkich analizowanych próbkach była bardzo wysoka i mieściła się w przedziale 66-77%. Dodatkowo niewielka ilość iłów (8-12%) i piasków (14-19%, głównie bardzo drobnego), oraz zupełny brak frakcji żwirowej przemawia za eoliczną genezą materiału.

Analizowany profil wykazuje niewielką zmienność litologiczną, którą można prześledzić na zestawionych histogramach (ryc. 9). Na tej podstawie można dokonać szczegółowych wydzieleń kompleksów litologicznych. Stropową część profilu charakteryzuje wyraźnie jednomodalny i dość symetryczny rozkład uziarnienia. W kierunku spągu obserwuje się nieznacznie rosnącą asymetrię spowodowaną wzrostem zawartości frakcji drobniejszych. Klasa modalna pozostaje bez zmian. Przeciętna wielkość ziarna (Mz wg Folk, Ward 1957), informująca o dynamice środowiska sedymentacyjnego, mieści się w przedziale 5,10-5,77 (w skali phi), co w klasyfikacji Wentwortha (1922) odpowiada frakcji pyłu średniego i jest wynikiem typowym dla lessów. Odchylenie standardowe (σ_1 wg Folka, Warda 1957), wyrażające stopień wysortowania, mieści się w granicach 1,54-1,81, co również jest wartością typową dla lessów. Generalnie wartość ta jest większa w partii spągowej niż w powierzchniowej. Ostatnim analizowanym parametrem jest skośność rozkładów uziarnienia (Sk₁ wg Folka, Warda 1957), która informuje o zróżnicowaniu dynamiki środowiska sedymentacyjnego. W badanym profilu wszystkie uzyskane wartości tego parametru były dodatnie i mieściły się w przedziale 0,11-0,31. Dowodzi to nieznacznego wzbogacenia materiału we frakcje drobniejsze, co może być wskaźnikiem zmniejszenia dynamiki środowiska - spadku prędkości. Największe wzbogacenie obserwuje się w partii środkowej profilu, co widać na histogramie w postaci formowania się drugiej modalnej w obrębie



Ryc. 7. Odsłonięcie osadów pylastych na zboczach doliny Buchtarmy na północ od Urylu **Fig. 7.** Silty sediments exposure on the slopes of Bukhtarma River north of Uril



Ryc. 8. Żwirowa terasa Buchtarmy przykryta pokrywą pylasto-piaszczystą w okolicach wsi Dżambuł **Fig. 8**. Gravel terrace of the Bukhtarma covered by silty-sandy sediments near the Dzhambul village



Ryc. 9. Profil osadów na stanowisku archeologicznym w okolicy wsi Berel (Kurchan 16) – litologia i wybrane histogramy uziarnienia (na profilu oznaczono miejsca poboru próbek)

Fig. 9. Sediment section on archaeological site (Kurhan 16) near the Berel village – lithology and grain size distribution of the selected samples (sample locations are marked on the profile)

frakcji pyłu drobnego. Również i te wyniki są charakterystyczne dla eolicznych osadów lessowych. Analiza zawartości $CaCO_3$ wykazała wysoką zawartość węglanów (7–10%) w spągowej partii profilu. W stropowej części profilu, objętej współczesnymi procesami glebowymi, nie stwierdzono obecności węglanów.

Cechy litologiczne badanych osadów wskazują na eoliczną genezę osadów pokrywowych Doliny Carów, jednak nie dostarczają jednoznacznych dowodów. Eoliczną genezę tej pokrywy wydaje się potwierdzać sposób jej zalegania: pokrywy pyłowe leżą na płaskiej półce terasowej i przyległych stokach.

Kolejne stanowisko, oznaczone jako Uryl N, zlokalizowano w centralnej części zwężenia doliny (ryc. 2). Jest ono jednocześnie usytuowane około 50 m niżej w stosunku do plateau i leży na wysokości około 1067 m n.p.m. Z racji warunków morfologicznych, wynikających z redukcji typowych form fluwialnych w zwężeniu doliny, osady pylaste odsłaniają się tu na zboczach doliny i mniejszych formach ostańcowych. Na stanowisku Uryl N opisane zostało 2–3-metrowej wysokości odsłonięcie utworów pylastych (ryc. 10). Pobrane próbki poddane analizie granulometrycznej wykazują nieco odmienne cechy niż opisane na stanowisku Kurhan 16. Statystycznie materiał w dalszym ciagu ma charakter pylasty. Rozkłady uziarnienia w większości są jednomodalne, jednak przewaga materiału pylastego nad pozostałymi frakcjami nie jest już tak dominująca, jak w przypadku osadów z plateau w Berel i mieści się w granicach 55-66%. Równie mała jak poprzednio jest zawartość frakcji ilastej (7-13%), widoczny jest natomiast wzrost zawartości frakcji piaszczystej (17–34%). Stwierdzono ponadto śladowe ilości okruchów we frakcji żwirowej. Jest to prawdopodobnie wynik bezpośredniego sąsiedztwa zboczy doliny, a w efekcie wzbogacenia o materiał miejscowy z bliskiego transportu. Nie bez znaczenia pozostają warunki morfologiczne, w jakich znajduje się stanowisko. Zwężenie doliny uniemożliwia tworzenie szerokich półek terasowych, a odległość od koryta jest niewielka i nie ulega dużym zmianom. Badania makroskopowe wykazały występowanie niejednorodności litologicznych, podkreślonych zmianami barwy. W pylastym profilu zaobserwowano przewarstwienia materiału drobniejszego (K71), miejscami wzbogaconego domieszką frakcji piaszczystych z okruchami drobnych żwirów (K73). Potwierdziły to badania laboratoryjne. Histogramy uzyskane w ich wyniku wykazują, że 3 z 5 próbek mają bardzo zbliżony, jednomodalny rozkład, z klasą dominanty w obszarze frakcji pyłu gru-



Ryc. 10. Profil osadów w okolicy wsi Uryl (stanowisko Uryl N) – litologia i wybrane histogramy uziarnienia (na profilu oznaczono miejsca poboru próbek

Fig. 10. Sediments section near the Uril village – lithology and grain size distribution of the selected samples (sample locations are marked on the profile)

bego, gdy tymczasem dwie pozostałe, pobrane z przewarstwień, wykazują przebieg bimodalny. Parametry statystyczne odznaczają się większym zróżnicowaniem niż w przypadku stanowiska Kurhan 16, lecz mniejsze niż w F III-P1. Przeciętna wielkość ziarna (Mz) w całym profilu waha się od 4,98 do 5,87, czyli wskazuje na pył gruby i średni, co jest typowe dla lessów. Stopień wysortowania (σ_1) mieści się w przedziale 1,85-2,02 i jest to również wartość charakterystyczna dla osadów lessowych. Kolejny z parametrów – skośność (Sk₁), przybiera wartości zróżnicowane, choć wszystkie bliskie zeru. Spągowa próbka (K73) jako jedyna uzyskała wynik ujemny -0,06, podczas gdy leżąca kilkadziesiąt centymetrów wyżej (K72) ma najwyższą wartość dodatnia 0,26. Brak w opisywanym profilu prostej zależności pomiędzy głębokością a badanymi parametrami wskazywać może na zmienność warunków sedymentacji podczas trwania całego okresu depozycji materiału. Analiza zawartości $CaCO_3$ wykazała zmienną zawartość tego składnika w całym profilu w zakresie 3–7% z wyjątkiem odwapnionego poziomu próchniczego.

Z podobną formą morfologiczną jak opisane plateau w miejscowości Berel mamy do czynienia w miejscowości Dżambuł, gdzie rzeka Buchtarma tworzy kolejne rozszerzenie dolinne zajęte przez płaskie, szerokie stopnie morfologiczne wyraźnie widoczne w krajobrazie. Tu, na 8–10-metrowej terasie podcinanej przez Buchtarmę, na żwirach i piaskach terasowych odsłaniają się około 1,5–2,0-metrowej miąższości osady pylaste (ryc. 11). Stanowisko oznaczone jako F III-P1, usytuowane kilkanaście kilometrów w dół rzeki w stosunku do plateau w Berel, leży na wysokości około 1010 m n.p.m.



Ryc. 11. Profil osadów w okolicy wsi Dżambuł (stanowisko FIII-P1) – litologia i wybrane histogramy uziarnienia (na profilu oznaczono miejsca poboru próbek)

Fig. 11. Sediments section near the Dzhambul village – lithology and grain size distribution of the selected samples (sample locations are marked on the profile)

Opisywane stanowisko znajduje się w stosunkowo niewielkiej odległości (ok. 0,5 km) od dolnego załomu stoku, co prawdopodobnie miało wpływ na odmienne wykształcenie litologiczne osadów pylastych przykrywających terasę rzeczną. Budowa górnego, pylasto-piaszczystego kompleksu różni się od litologii plateau w Berel. W większości próbek dominującą frakcją pozostaje pył (50–75%). Jedynie część spągowa profilu wykazuje cechy osadów piaszczystych, w których frakcja piasków stanowi 49-66%. Jest to jednak głównie piasek bardzo drobny i drobny, bliski frakcji pylastej. Parametry statystyczne wskazuja duże zróżnicowanie w obrębie całego kompleksu. W analizowanym profilu wskaźnik Mz waha się od 3,87 do 5,73, czyli od piasku bardzo drobnego do pyłu średniego, przy czym widać wyraźną różnicę pomiędzy stropem kompleksu, gdzie Mz mieści się w przedziale 4,76–5,73 (pył średni), a jego spągiem, gdzie Mz osiąga wartość 3,87-4,50 (piasek bardzo drobny i pył gruby). Może to wskazywać na większe znaczenie w początkowej fazie sedymentacji bliskiego źródła materiału, dostarczającego nieco grubsze frakcje. Spągowa część kompleksu zawiera ponadto bardziej widoczne ślady laminacji i piaszczystych przewarstwień, co świadczy o zmiennych warunkach sedymentacji. Środkowa część kompleksu (próby K27 i

K26) wykazuje bardzo dobry stopień wysortowania. Odchylenie standardowe (σ_1) w całej miąższości kompleksu osiąga wartości 1,69–2,59. Ten parametr również wskazuje na systematyczny wzrost wartości w kierunku stropu. Obliczony współczynnik skośności Sk₁ przyjmuje wartości od –0,08 do 0,46, przy czym wartość ujemną osiąga w próbkach w górnej części kompleksu. Współczynnik skośności oznaczony w spągowej części kompleksu mieści się w przedziale 0,38–0,46. Powodem zmian w przebiegu procesów sedymentacyjnych, w których osad podlegał depozycji na przemian z wywiewaniem i redepozycją, mogły być zmienne warunki uwilgotnienia podłoża oraz bliskość miejsc źródłowych materiału mineralnego.

Wykonana analiza zawartości $CaCO_3$ na tym stanowisku wykazała brak węglanu wapnia w profilu. Jedynie w spągowej części kompleksu pylastego zawartość węglanu wapnia wynosiła do 1,5%.

Geneza analizowanych pokryw nie jest jednoznaczna. Chlachula (2010) uważa, że plejstoceńskie zmiany klimatyczne na obszarze Wschodniego Kazachstanu przejawiały się akumulacją piaszczystych i pylastych osadów eolicznych w okresach glacjalnych oraz stabilizacją powierzchni i rozwojem profili glebowych w ciepłych interwałach czwartorzędu. Wydaje się jednak, że doliny Ałtaju nawet w ciepłych okresach czwartorzędu, a zatem również współcześnie, są miejscem aktywnych procesów lessotwórczych. Materiał pylasty produkowany jest głównie w strefie bazalnej lodowców poprzez procesy kruszenia i mielenia glacjalnego (Smalley 1966). Pewne ilości cząstek pylastych powstają również w wyniku wietrzenia mrozowego na obnażonych stokach wysokogórskiej części Ałtaju. Materiał drobnofrakcyjny jest następnie transportowany i sortowany przez wysokoenergetyczne rzeki i potoki górskie, w których poddawany jest dalszej dezintegracji (Smalley 1972, Smalley, Smalley 1983, Smalley i in. 2009).

W górnych, roztokowych odcinkach rzek zlewni Buchtarmy, zasilanych przez intensywnie topniejące lodowce, spotyka się powszechnie duże ilości drobnoziarnistych osadów aluwialnych. Po wielokrotnych epizodach transportu fluwialnego mogą one podlegać lokalnym procesom deflacji. Osady te następnie są eolicznie deponowane na różnych elementach rzeźby dolinnej i przekształcane przez procesy stokowe.

Współczesne formy erozyjne

Na zboczach doliny Buchtarmy rozwinęły się współczesne formy erozyjne. Pokrywa je drobnofrak-

materiał, głównie piaszczysto-pylasty, cyjny przechodzący w części spagowej w zwietrzelinę granitową. Badane formy w okolicy wsi Dżambuł występują na wysokości 1200 m n.p.m., a deniwelacja pomiędzy górna i dolną częścią największego rozcięcia wynosi około 90 m. Długości form erozyjnych wahają się od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Szerokości są bardzo zróżnicowane i wynoszą do 20 m, a głębokości dochodzą nawet do 15 m. Cechą charakterystyczną tych rozcięć jest całkowity brak odnóg bocznych (ryc. 12). Występują one w zespołach równoległych do siebie rynien (ryc. 13). Formy te obserwowano również na stokach o stosunkowo niewielkim nachyleniu. Na spłaszczeniach śródstokowych oraz w dolnych partiach formują się rozległe stożki napływowe. Warunki do rozwoju tych form zaistniały prawdopodobnie w momencie przejścia od indywidualnej gospodarki pasterskiej do gospodarki kolektywnej zapoczątkowanej w latach 50. XX w. Wprowadzenie na stoki ciężkiego sprzętu rolniczego zainicjowało tworzenie się zagłębień w obrębie piaszczystego materiału nadbudowanego pokrywą pylastą. Obecnie mimo zaprzestania tej formy gospodarowania formy te w dalszym ciągu rozwijają się głównie wskutek gwałtownych, wiosennych roztopów.



Ryc. 12. Jedno z głębokich rozcięć erozyjnych wypreparowanych w luźnych osadach piaszczysto-pylastych **Fig. 12.** One of the deep gully which cuts loose sandy-silty sediments



Ryc. 13. Plan zespołu rozcięć erozyjnych w okolicach wsi Dżambuł **Fig. 13.** The plan of gullies group in the vicinity of the Dzhambul village

Procesy fluwioglacjalne i glacjalne w dolinie Nad Łagrem

Niewielka dolina zawieszona Nad Łagrem znajduje się 250 m nad dnem doliny Kokkol (ryc. 14). Jej długość, od zamykającej grani na południu po rygiel skalny, wynosi 1,8 km. Dno doliny znajduje się na wysokości 2250–2300 m n.p.m. Występuje tutaj szereg form glacjalnych i fluwioglacjalnych (ryc. 15, 16), na podstawie których jest możliwa rekonstrukcja przebiegu procesów rzeźbotwórczych charakterystycznych dla całego obszaru Wysokiego Ałtaju. Górną część doliny zajmuje duży cyrk lodowcowy. Powyżej, w mniejszych i słabiej wykształconych cyrkach, występują dwa niewielkie lodowce o charakterze szczątkowym. Wyraźnie widoczne świeże moreny czołowe świadczą o szybkiej recesji tych lodowców (ryc. 17A). Poniżej jeziora cyrkowego znajdują się trzy poziomy wąskich teras fluwioglacjalnych. Terasa T2, położona 2–3 m nad współczesnym dnem doliny, ści doliny (ryc. 17B). Jej szerokość waha się od 10 do 90 m. Na jej powierzchni widoczne są duże, słabo obtoczone bloki skalne. Mniejsze głazy wykazują imbrykację. Poniżej znajduje się terasa T1, leżąca 1–1,5 m nad korytem. Jej szerokość nie przekracza 50 m (ryc. 17C). Współczesne dno doliny (łożysko rzeki) zbudowane jest ze stosunkowo drobnego materiału o frakcji żwirowej. W dolnej części doliny rzeka ma koryto skalne wcięte na głębokość 4-6 m. W analizowanej dolinie wyraźnie zaznaczają się formy glacjalne. Powyżej terasy T2 widoczne są moreny boczne o wysokości do 8 m (ryc. 17D). Morena czołowa okalająca północno-wschodni brzeg jeziora cyrkowego jest silnie zdegradowana. Wyraźne formy moren czołowych, o wysokości 15–20 m, występuja w górnych częściach cyrku lodowcowego (ryc. 17A). Na lewym zboczu doliny dobrze widoczne są ślady mechanicznego oddziaływania lodowca w postaci licznych mutonów (ryc. 17B).

jest najlepiej rozwinięta i rozciąga się na całej długo-



Ryc. 14. Widok ogólny od strony Biełuchy na dolinę Nad Łagrem zawieszoną nad dnem doliny Kokkol **Fig. 14**. General view of the Nad Lagrem valley; the valley is hanging over the Kokkol Valley (view from the Belukha side)

W celu określenia wieku form fluwioglacjalnych, a tym samym dynamiki procesów rzeźbotwórczych pobrano materiał do badań dendrochronologicznych. Dolina Nad Łagrem znajduje się powyżej górnej granicy lasu. Występują tutaj krzewiaste formy roślinności, takie jak: wierzba popielata (Salix glauca) (ryc. 18A) oraz okrągłolistna brzoza karłowata (Betula rotundifolia) (ryc. 18C). Cechują się one wyraźną słoistością (ryc. 18BD). Grubość przyrostów rocznych waha się od stosunkowo szerokich (500 μ m) do bardzo wąskich (poniżej 50 μ m). Przeprowadzone analizy wieku roślinności pozwoliły na rekonstrukcję przebiegu procesów rzeźbotwórczych zachodzących w ciągu ostatnich 150 lat. Faza agradacji przypada na przełom XIX/XX w. i wiąże się z akumulacją osadów fluwioglacjalnych i tworzeniem terasy T2. W górnej części doliny występowały lodowce

- **Ryc. 15.** Szkic geomorfologiczny dna doliny Nad Łagrem: 1) moreny czołowe, 2) wały moren bocznych, 3) mutony, 4) wychodnie skalne, 5) pola firnowe (lodowce szczątkowe), 6) poziom fluwioglacjalny T1 (1–1,5 m), 7) poziom fluwioglacjalny T2 (2–3 m), 8) główne grzbiety i punkty wysokościowe, 9) jeziora cyrkowe, 10) cieki 11) miejsca poboru próbek do badań dendrochronologicznych, 12) lokalizacja przekroju poprzecznego
- **Fig. 15.** Geomorphological sketch of the Nad Lagrem valley botton: 1) terminal moraines, 2) lateral moraines, 3) moutons, 4) rock surface, 5) firn fields (residual glaciers), 6) fluvioglacial level T1 (1–1.5 m), 7) fluvioglacial level T2 (2–3 m), 8) main ridges and height points, 9) cirque lakes, 10) streams, 11) sites of plant sample collection, 12) location of cross-section (Fig. 16)



Zdzisław Jary, Marek Kasprzak, Bartosz Korabiewski, Piotr Owczarek, Kacper Jancewicz, Barbara Schutty



Ryc. 16. Przekrój poprzeczny przez dno doliny Nad Łagrem: 1) osady budujące współczesne dno doliny, 2) osady poziomu fluwioglacjalnego T2, 4) gruboziarniste osady moreny bocznej, 5) gnejsy
Fig. 16. Cross section through the Nad Lagrem valley: 1) modern valley bottom, 2) sediments of the fluvioglacial level T1, 3) sediments of the fluvioglacial level T2, 4) coarse grained sediments of lateral moraine, 5) gneisses



Ryc. 17. Główne elementy rzeźby doliny Nad Łagrem: A – cyrk lodowcowy wypełniony wodami jeziora, powyżej, z lewej strony, widoczny wyraźny wał morenowy zamykający wyższy kocioł, B – poziom fluwioglacjalny T2, powyżej widoczne mutony, C – poziom fluwioglacjalny T1, powyżej wyraźnie widoczne krawędzie poziomu T2, D – wał moreny bocznej, na pierwszym planie spłaszczenie T2

Fig. 17. Main relief features of the "Nad Lagrem" Valley: A – glacial cirque with lake; above from the left, clearly visible terminal moraine closing upper cirgue, B – fluvioglacial level T2, moutons in the background, C – fluvioglacial level T1, edges of the T2 level visible above, D – lateral moraine with flat area of the T2 level in the foreground



Ryc. 18. Krzewy tundry alpejskiej rosnące w dolinie Nad Łagrem: A) wierzba popielata (*Salix glauca*), B) przyrosty roczne wierzby popielatej (powiększenie 40×), C) okrągłolistna brzoza karłowata (*Betula rotundifolia*), D) fragment przekroju poprzecznego okrągłolistnej brzozy karłowatej z wyraźnie zaznaczającymi się słojami

Fig. 18. Shrubs of the alpinie tundra in the Nad Lagrem valley: A) grayleaf willow (*Salix glauca*), B) annual growth rings of grayleaf willow (magnification 40×), C) round-leaved dwarf birch (*Betula rotundifolia*), D) part of the round-leaved dwarf birch cross section

cyrkowe. Pierwsza połowa XX w. to okres intensywnej erozji i rozcinania poziomu T2. Wskazuje na to wiek krzewów rosnących na terasie T2. Najstarsze z nich mają 70-80 lat. Roślinność zaczęła kolonizować ten poziom w momencie zmiany przebiegu procesów fluwioglacjalnych (od agradacji do erozji). Rozpoczął się okres szybkiej recesji lodowców, a materiał pochodzący z ich wytapiania był zatrzymywany w obniżeniach cyrków. Woda niedociążona materiałem zawiesinowym miała większe zdolności erozyjne w osadach aluwialnych. Faza trzecia, obejmująca drugą połowę XX w., to okres stabilizacji procesów rzeźbotwórczych i kształtowania poziomu T2. Obecnie trwa powolne rozcinanie tej terasy, utrudnione obecnością rygla skalnego zamykającego dolinę w dolnym odcinku.

Dolina Nad Łagrem wydaje się swoistym laboratorium geomorfologicznym odzwierciedlającym przebieg procesów glacjalnych i fluwioglacjalnych zachodzących w większych dolinach odwadniających najwyższe partie Ałtaju. Szybka recesja lodowca w tej dolinie w połowie XX w. i rozwój poziomów fluwioglacjalnych, świadczących o kolejnych fazach agradacji i erozji, wyraźnie nawiązuje do badań prowadzonych na przedpolach dużych lodowców rosyjskiej części Ałtaju Wysokiego (por. Surazakov i in. 2007)

Podsumowanie

- Ałtaj Wysoki, położony pomiędzy chłodnym obszarem syberyjskiej tajgi na północy a strefą pustyń i półpustyń wnętrza Azji Centralnej, jest terenem bardzo wrażliwym, szybko reagującym na współczesne zmiany klimatyczne. W analizowanej części zlewni Buchtarmy występuje szereg form świadczących o gwałtownych zmianach przebiegu i natężenia procesów fluwioglacjalnych, fluwialnych i eolicznych.
- W najwyższych częściach Ałtaju Wysokiego występują liczne formy, związane zarówno z wpływem wielkich lodowców plejstoceńskich, jak i współczesną morfogenezą glacjalną. Górne od-

cinki szerokich U-kształtnych dolin (np. Białej Bereli) zamykają wysokie wały moren czołowych wiązanych najczęściej ze schyłkową fazą małej epoki lodowej. Świeże i czytelne w terenie moreny czołowe, boczne oraz systemy teras fluwioglacjalnych świadczą o szybkiej recesji lodowców. W małych dolinach zawieszonych występują obecnie tylko niewielkie lodowce szczątkowe.

- W obrębie szerokich den dolin i na ich zboczach (np. w dolinie Buchtarmy w odcinku badawczym Berel - Dżambuł) występują osady pyłowe o zmiennej miąższości i zróżnicowanej genezie. Analizy litologiczne i geomorfologiczne przemawiają za ich eolicznym pochodzeniem. Niewielkie grubszego domieszki materiału lokalnego świadczą natomiast o zakłóceniu sedymentacji eolicznej przez dostawę z pobliskich stoków objętych procesami peryglacjalnymi. Osady pylaste pokrywają główne elementy rzeźby doliny, wpływając zarówno na kształt stoków, jak i na morfologie dna doliny. Budują stropowe części rozległych spłaszczeń dolinnych typu plateau, wykorzystywanych w przeszłości (ok. 3000-2000 lat BP) na cmentarzyska.
- Rzeki glacjalne, wypływające z topniejących lodowców masywu Biełuchy, niosą bardzo dużą ilość zawiesiny. Są one źródłem materiału pylastego, który po akumulacji w górnych odcinkach den dolin podlega transportowi eolicznemu i powtórnej depozycji w niższych partiach Ałtaju. Dominujące w dolinie Buchtarmy peryglacjalne pokrywy eoliczne mogą więc być nadbudowywane osadami współczesnymi.
- Ałtaj Wysoki jest obszarem o stosunkowo niewielkim przeobrażeniu przez człowieka, choć ślady jego bytności na tym terenie sięgają paleolitu. Dopiero kolektywizacja rolnictwa i użycie ciężkich maszyn w połowie XX w. wpłynęły negatywnie na zbocza i dna dolin. W tym okresie został zapoczątkowany rozwój dużych form erozyjnych, o długości kilkuset metrów i głębokości do 15 m. Występują one jednak tylko na ograniczonych obszarach w pobliżu większych miejscowości (m.in. w rejonie wsi Berel i Uryl).

Literatura

- Aizen V.B., Aizen E., Fujita K., Nikitin S.A., Kreutz K.J., Takeuchi N., 2005. Stable-isotope time series and precipitation origin from firn cores and snow samples, Altai glaciers, Siberia. Journal of Glaciology 51(175): 637–654.
- Aizen V.B., Aizen E.M., Joswiak D.R., Fujita K., Takeuchi N., Nikitin S.A., 2006. Climatic and atmospheric circulation pattern variability from ice-core isotope/geochemistry records (Altai, Tien Shan and Tibet). Annals of Glaciology 43: 49–60.

- Arkhipov S.A., 1984. Late Pleistocene glaciation of Western Siberia. W: A.A. Velichko (red.), Late Quaternary environments of the Soviet Union. London, Longman: 13–19.
- Artyomov I., 1993. Flora of the Katunskiy Ridge (Central Altai). Novosibirsk.
- Blyakharchuk T.A., Wright H.E., Borodavko P.S., van der Knaap W.O., Ammann B., 2004. Late Glacial and Holocene vegetational changes on the Ulagan high-mountain plateau, Altai Mountains, southern Siberia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 209: 259–279.
- Bourgeois J., Gheyle W., 2007. The Frozen Tombs of the Altai Mountains. Phase I 2005–2006. UGent-Archeologische, Rapporten 2007 – 4, Gent: 1–84.
- Bourgeois J., De Wulf A., Goossens R., Gheyle W., 2007. Saving the Frozen Scythian Tombs of the Altai Mountains (Central Asia). World Archaeology 39(3): 458–474.
- Chlachula J., 2001. Pleistocene climates, natural environments and Palaeolithic occupation of the Altai area, West Central Siberia. Lake Baikal and the Surrounding Regions. Quaternary International 80–81: 131–167.
- Chlachula J., 2003. The Siberian loess record and its significance for reconstruction of the Pleistocene climate change in north-central Asia. Quaternary Science Reviews 22: 1879–1906.
- Chlachula J., 2010. Pleistocene climate change, natural environments and Palaeolithic occupation of East Kazakhstan. Quaternary International 220: 64–87.
- Folk R.L., Ward W.C., 1957. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. Journal of Sedimentary Petrology 27: 3–27.
- Herget J., 2005. Reconstruction of Pleistocene ice-dammed lake outburst floods in the Altai Mountains, Siberia. Geological Society of America Special Paper 386: 1–118.
- Jancewicz K., Krupski J., 2012. Opracowanie i redakcja średnioskalowej mapy ogólnogeograficznej obszaru górskiego w środowisku ArcInfo. Polski Przeglad Kartograficzny 44(1): 30–45.
- Rudoy A.N., 2002. Glacier-dammed lakes and geological work of glacial superfloods in the Late Pleistocene, Southern Siberia, Altai Mountains. Quaternary International 87: 119–140.
- Smalley I.J., 1966. The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. Journal of Sedimentary Petrology 36: 669–676.
- Smalley I.J., 1972. The interaction of great rivers and large deposits of primary loess. Transactions of the New York Academy of Sciences 34: 534–542.
- Smalley I., O'Hara-Dhand K., Wint J., Machalett B., Jary Z., Jefferson I., 2009. Rivers and loess: The significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation. Quaternary International 198: 7–18.

- Smalley I.J., Smalley V., 1983. Loess material and loess deposits: formation distribution and consequences. W: M.E. Brookfield, T.S. Ahlbrandt (red.), Eolian sediments and processes. Dev. In Sedimentology 38: 51–68.
- Surazakov A.B., Aizen V.B., Aizen E.M., Nikitin S.A., 2007. Glacier changes in the Siberian Altai Mountains, Ob river basin, (1952–2006) estimated

with high resolution imagery. Environmental Research Letters 2, (2007) 045017 (7 s.).

- Susłow S.P., 1961. Geografia fizyczna azjatyckiej części ZSRR. PWN, Warszawa.
- Wentworth C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology 30: 377–392.