

Jerzy Zasadni

Instytut Nauk Geologicznych
Uniwersytet Jagielloński
Kraków

**OSADY PÓŹNEGO GLACJAŁU I HOLOCENU W DOLINIE
TUXER (ALPY ZILLERTALSKIE, AUSTRIA)**

**DEPOSITS OF LATE GLACIAL AND HOLOCENE
IN TUXER VALLEY (ZILLERTAL ALPS, AUSTRIA)**

Zarys treści: W dolinach bocznych doliny Tuxer, schodzących z masywu Tuxer Hauptkamm, podczas późnego glacjału lodowce uformowały moreny w kilku niezależnych awansach. Najstarsze odpowiadają awansowi Elsalm I (ekwiwalent stadium Gschnitz – najstarszy dryas) i Elsalm II (Daun – najstarszy dryas). Na badanym obszarze stadia te zachowane są fragmentarycznie. Sekwencja młodszych moren Elsalm III-V (stadium Egesen – młodszy dryas) prezentuje się natomiast najpełniej. W tym czasie, oprócz największego lodowca Tuxer Ferner, lodowce bocznych dolin nie osiągnęły dna głównej doliny Tuxer. Nie ma też geomorfologicznych dowodów na istnienie moren starszych awansów (Gschnitz i Daun) w dnie głównej doliny, jednak powodem tego może być ich zatarcie przez osuwiska.

Podczas małej epoki lodowej (1850 r.) wyraźne wały moren uformowane zostały tylko na przedpolu czterech współczesnych lodowców. Linia równowagi bilansowej lodowców podczas tego awansu (obliczona metodą AAR – 0,67) znajdowała się 2640-2700 m n.p.m., czyli 305-345 m wyżej niż podczas stadium Egesen. Istnieją duże różnice w morfologii i wykształceniu sedimentologicznym między morenami małej epoki lodowej oraz stadium Egesen. Podczas holocenu i młodszego dryasu wykształciły się też dwa odmienne systemy lodowców gruzowych. Wyniki badań wskazują na decydujący wpływ lokalnych warunków topograficznych i topoklimatycznych w formowaniu moren i lodowców gruzowych.

Słowa kluczowe: późny glacjał, holocen, mała epoka lodowa, moreny, lodowce gruzowe, ELA, Tuxertal, Alpy Zillertalskie

Key words: Late Glacial, Holocene, Little Ice Age, moraines, rock glaciers, ELA, Tuxertal, Zillertal Alps

Wstęp

Późny würm w Alpach Wschodnich rozpoczął się 25-24 tys. ¹⁴C lat BP, kiedy górskie lodowce bocznych dolin osiągnęły dna największych dolin alpejskich, takich

jak dolina Innu. Podczas maksimum zlodowacenia würm (21-18 tys. ^{14}C lat BP – van Husen 1997; 21 tys. cal. lat BP – Ivy-Ochs i in. 2006) Alpy Wschodnie pokrywała rozległa czapa lodowa o charakterze lodowca sieciowego (van Husen 1987). Tylko najwyższe szczyty i masywy sterczały ponad powierzchnię rozległych pól firnowych, a na przedpolu Alp formowały się wielkie loby lodowców piedmontowych. Początek późnego glacjału wiązany jest z bardzo szybkim topnieniem pokrywy lodowej Alp (Phase of early Lateglacial ice decay, 18-19 tys. cal. lat BP – Ivy-Ochs i in. 2006; 16-17 tys. ^{14}C lat BP – van Husen 1977, Maisch 1982). W ciągu kilkuset lub kilku tysięcy lat lodowce straciły ponad połowę swej długości i objętości. Poza niedużą oscylacją (lub stagnacją) w stadium Bühl nie pozostawiły one żadnych moren recesyjnych (Mayr, Heuberger 1968, van Husen 1997). W dnach głównych dolin w tym czasie powstały liczne formy marginalno-lodowcowe (terasy i pagóry kemo-we), które świadczą o osłabieniu lub zupełnym odcięciu dużych obszarów lodowców dendrytycznych od ich obszaru zasilania oraz o deglacjacji arealnej (van Husen 1997, Magiera, Zasadni 2005). Za pierwsze niezależne oscylacje lodowców górskich w Alpach Wschodnich uznawano stadium Steinach oraz Gschnitz (najstarszy dryas; Mayr, Heuberger 1968). Lokalizacje typowe tych awansów znajdują się w Alpach Stubaiskich, ok. 20 km na zachód od obszaru badań. Podobnie umiejscowione są lokalizacje typowe kolejnych stadiów Daun i Egesen (Penck, Brückner 1901/1909, Kinzl 1929, Mayr, Heuberger 1968), wiązane kolejno z końcem najstarszego dryasu i młodszym dryasem (Maisch 1982, Ivy-Ochs i in. 2006). Podział późnego glacjału został ponadto uzupełniony przez G. Grossa (1974) i M. Maischa (1981) o awans lodowców Clavadel, Böcktentälli (Egesen II) oraz Kromer. Warto dodać, że obecnie, na podstawie dowodów geomorfologicznych i sedymentologicznych, negowane jest wiązanie systemów form i osadów stadiów Bühl i Steinach z nasunięciami lodowców indukowanych klimatycznie i znajdujących się w równowadze z klimatem, a tym samym za pierwszy niezależny i znaczący awans lodowców w Alpach Wschodnich uważa się stadium Gschnitz (Ivy-Ochs i in. 2006, Reitner 2007).

Obecnie większość późnoglacialnych awansów jest wydatowana metodami radiometrycznymi: ^{14}C , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{21}Ne (Ivy-Ochs i in. 2006 i literatura tam cytowana). Głównym i najprostszym kryterium określenia przynależności moren do poszczególnych stadiów jest jednak wysokość linii równowagi bilansowej paleolodowców (ELA – *equilibrium line altitude*), zrekonstruowanych na podstawie zasięgu tych moren. Najczęściej stosowaną i uznaną za najpewniejszą metodą obliczania ELA jest metoda stosunku powierzchni obszaru akumulacji do obszaru ablacji (AAR – *accumulation area ratio*), znana także jako metoda 2:1 (Gross i in. 1977, Maisch 1981). Ze względu na duże różnice poziomu zlodowacenia w poszczególnych rejonach Alp możliwość porównania wyników rekonstrukcji ELA daje depresja ELA w stosunku do ELA małej epoki lodowej (MEL) (Gross i in. 1977).

Bardzo pomocne w określaniu wieku moren mogą być także takie cechy diagnostyczne, jak: względna pozycja moren w dolinie, morfologia moren, charakterystyka sekwencji wałów (np. wałów podwójnych, potrójnych), stopień przeobrażenia soliflukcyjnego moren i ich stosunek do form peryglacialnych, a także stopień obtoczenia i frakcja głazów morenowych (Heuberger 1966, Kerschner 1979, Maisch 1981, Patzelt 1983).

Podczas trwania holocenu lodowce w Alpach oscylowały w zbliżonym zakresie. Ich maksymalne zasięgi nigdy znacząco nie przekraczały nasunięcia z końca MEL (ok. 1850 r.). Wyjątkiem są wczesnoholoceńskie nasunięcia lodowców (9,5 i 8,7-8,0 tys. ^{14}C lat BP) oscylacji Schlatten i Venediger, które sięgały do 400 m dalej w dół dolin niż moreny MEL (Patzelt, Bortenschlager 1973). Nieco młodsze są moreny w masywie Silvretta w dolinie Kromer (8,4 tys. BP – Kerschner i in. 2006). Ich formowanie pierwotnie związane było z trzecim etapem stadium Egesen (Kromer – Gross 1974), który nastąpił już w holocenie. Poza wymienionymi powyżej oscylacjami, na przedpolach współczesnych lodowców znaleziono dowody sedimentologiczne i organiczne na istnienie zimnych okresów podczas całego holocenu (oscylacje: Frosnitz, Rotmoos, Löbben – atlantyk, subboreał, starszy subatlantyk; Patzelt, Bortenschlager 1973), dlatego starsza koncepcja istnienia w Alpach długiego i ciepłego okresu postglacjalnego została odrzucona. Okresy zimne, sprzyjające formowaniu się lodowców, przedzielały okresy ciepłe, w których panował klimat umożliwiający wzrost lasów w miejscach, które obecnie zajmują lodowce (m.in. Joerin i in. 2006). Prawie od początku holocenu granica wieloletniego śniegu oraz górna granica lasu w Alpach nie przekraczały pewnej stałej amplitudy zmian wysokości (odpowiednio 200-250 i 200-300 m – Patzelt, Bortenschlager 1973).

Mała epoka lodowa w rozumieniu glaciologicznym rozpoczyna się ok. 1300 r. i kończy ok. 1950 r. (Mallhews, Briffa 2005). W podobnym przedziale czasowym największy alpejski lodowiec (Grosse Aletschgletscher) miał nieprzerwanie większy zasięg niż w latach 1935-1940 (Holzhauser 1983). Klimatycznie MEL odpowiada krótszy okres, ok. 330 lat (1570-1900 r. – Mallhews, Biffa 2005), który cechował się niższymi temperaturami oraz opadami większymi od średniej z okresu 1901-1960 (Pfister 1980). Podczas MEL lodowce awansowały w trzech głównych etapach: w XIV, XVII i XIX wieku. Większość osiągnęła swoje maksimum w XIX w. (1820 i 1850 r.), jednak nie wszystkie przekroczyły swoje moreny z XVII w. (Holzhauser 1982). Oscylacje lodowców MEL w Alpach nie były synchroniczne ze względu na różnice klimatyczne w poszczególnych regionach oraz różne czasy reakcji lodowców na zmiany klimatyczne. W Alpach Wschodnich największy zasięg lodowce osiągnęły ok. 1850 r., a następujące po tym czasie oscylacje (ok. 1890, 1920 i 1980 r.) stanowią krótkie epizody, które przerywały szybkie topnienie lodowców, trwające do dzisiaj.

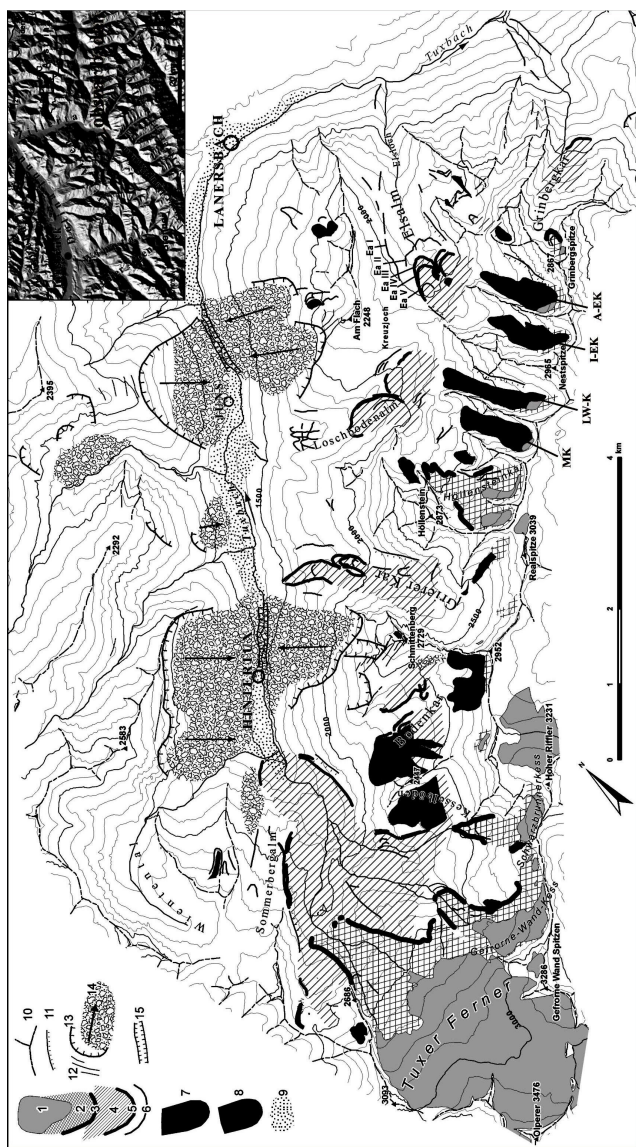
W Alpach zarówno późnoglacialnym, jak i holocenijskim morenom często towarzyszą lodowce gruzowe. W przypadku późnego glaciału są to formy reliktove, natomiast holocenijskie lodowce gruzowe przeważnie zawierają lód międzygruzowy i ze względu na ruch można je podzielić na aktywne lub nieaktywne (Barsch 1988, Haerberli 1985). Geneza i klasyfikacja tych form była i nadal jest przedmiotem żywych dyskusji naukowych. Szczególnie znany jest spór między zwolennikami peryglacialnej genezy lodowców gruzowych (Haerberli 1985, Barsch 1987, 1988) a badaczami uznającymi gruzowienie „czystych” lodowców za dominujący proces formowania lodowców gruzowych (m.in. Johnson 1987, Whalley i Martin 1992, Ackert 1998). Lodowce gruzowe występują w pasie peryglacialnym poniżej granicy wieloletniego śniegu, a rozpiętość pionowa tego pasa zależy od stopnia kontynentalizmu klimatu (Barsch 1988). Formowanie lodowców gruzowych wymaga odpowiednich

warunków klimatycznych i dostawy gruzu, dlatego rozmieszczenie tych form związane jest z lokalnymi warunkami topograficznymi, topoklimatycznymi i litologicznymi (Haerberli 1985, Barsch 1988, Ikeda, Matsuoka 2006).

Obszar badań

Dolina Tuxer leży w Alpach Wschodnich, w austriackim landzie Tyrol, 30 km na południowy wschód od Innsbrucka i 20 km na północny wschód od przełęczy Brenner (ryc. 1). Znajduje się ona w zlewni rzeki Ziller, jednego z głównych dopływów Innu, i oddziela Alpy Tuxertalskie (Tuxer Alpen) od masywu Tuxer Hauptkamm, północnej elewacji Alp Zillertalskich. Tuxer Hauptkamm rozciąga się z południowego zachodu na północny wschód na długości ok. 40 km, od przełęczy Brenner do doliny Ziller. Ma on ok. 8 km szerokości i wznosi się do 3476 m n.p.m. (Olperer). Linia szczytów w głównej grani równomiernie obniża się ku wschodowi do 2867 m n.p.m., a deniwelacje między granią masywu a obramowującymi go dolinami sięgają 2 km (ryc. 2). Na obszarze objętym badaniami krótkie doliny schodzące z masywu cechują się obecnością stromych, poprzecznych progów skalnych, nawiązujących do przebiegu struktur geologicznych. Wszystkie doliny kończą się wysokim progiem (300 do 600 m), wynikającym z zawieszenia ich dna w stosunku do głębokiego żłobu lodowcowego doliny Tuxer.

Obszar badań leży na północno-zachodnim obramowaniu okna tektonicznego Taurów. Jednostki tektoniczne i litologiczne mają tam przebieg równoległy do przebiegu masywu Tuxer Hauptkamm. Główna grań masywu zbudowana jest ze skał metamorficznych (*Zentralgneis*). W części wschodniej są to granitognejsy jądra krystalicznego Ahorn (*Ahorn-Kern*), a w części zachodniej (na zachód od Höllensteinkar) skały metamorficzne jądra krystalicznego Tuxer (*Tuxer-Kern*), głównie: gnejsy słojuowe, oczkowe, migmatyty, matagranity. Krystalnik pokrywa autochtoniczna osłona skał metaosadowych, głównie marmury i dolomity górnej jury (seria Hochstegen), oraz kolejne – serie allochtoniczne płaszczowin: Venediger-Deckensystem (*subpenninicum*: marmury, gnejsy, fyllity, łupki) oraz Glockner-Deckensystem (*penninicum*: fyllity wapniste, łupki pstre). Mniej więcej na linii dna głównej doliny przebiega granica nasunięcia między tymi dwoma ostatnimi systemami płaszczowin, co jest jednym z powodów dużego kontrastu morfologicznego między północną a południową stroną doliny Tuxer. Południowe zbocze doliny (skłon Tuxer Hauptkamm) budują konsekwentnie zalegające jednostki skał stosunkowo bardziej odpornych na wietrzenie niż fyllity Glockner-Deckensystem po północnej stronie doliny. Oprócz kontrastu litologicznego, jednym z powodów różnicy wysokości między najwyższymi szczytami Tuxer Hauptkamm i Alp Tuxertalskich (800 m) jest tektoniczne wyniesienie okna tektonicznego Taurów. W bocznych dolinach, położonych po północnej stronie głównej doliny, ze względu na silne przeobrażenie stoków przez ruchy masowe i wietrzenie uwarunkowane litologicznie (miękkie fyllity) nie ma czytelnych form akumulacji glacialnej.



Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna doliny Tuxer: 1 – współczesne lodowce i platy wieloletniego śniegu, 2 – zasięg lodowców podczas MEL (1850 r.), 3 – moreny z 1850 r., 4 – zasięg lodowców podczas awansu Elsalm III (ekwiwalent Egeseu I – młodszy dryas), 5 – moreny awansu Elsalm III i IV (Egeseu I i II), 6 – inne moreny (późny glacjał i holocen), 7 – holocenijskie lodowce gruzowe – aktywne i nieaktywne (nierozróżnione), 8 – reliktowe lodowce gruzowe – późny glacjał, 9 – aluwia i osady stożków napywowych, 10 – granie, ostre grzbiety, 11 – podciosy lodowcowe, 12 – szczeliny i uskoki osuwiskowe, rowy grzbietowe, 13 – krawędzie nisz osuwiskowych, 14 – koluwia: materiał z obrywów skalnych, numosz osuwiskowy, spełziska, przemieszczone pakiety skalne, 15 – rozcięcia erozyjne w koluwiah, Ea I-V – lokalizacja typowa moren stadiu Elsalm I-V, A-EK – Ausseres-Elskar, I-EK – Inneres-Elskar, LW-K – Lange Wand-Kar, MK – Mitterschneidkar

Fig. 1. Geomorphologic map of Tuxertal: 1 – recent glaciers and perennial snowfields, 2 – glaciers extent during Little Ice Age (AD 1850), 3 – moraines from AD 1850, 4 – glaciers extent during Elsalm III stadial (equivalent Egeseu I – Younger Dryas), 5 – moraines Elsalm III and IV (Egeseu I and II), 6 – other moraines (Late Glacial to Holocene), 7 – Holocene rock glaciers – active and inactive (mict), 8 – relict rock glaciers – Late Glacial, 9 – alluvial deposit, alluvial fans, 10 – ridges, 11 – trimlines, 12 – cracks, gravitational faults, ridge-top trenches, 13 – landslide crowns, 14 – landslide deposits, 15 – gorges incised in colluviums sediments, Ea I-V type locality Elsalm I-V stadial moraines, A-EK – Ausseres-Elskar, I-EK – Inneres-Elskar, LW-K – Lange Wand-Kar, MK – Mitterschneidkar



Ryc. 2. Moreny i lodowce gruzowe północnego skłonu Tuxer Hauptkamm (poziomy rzut ortogonalny dwukrotnie przewyższony). Nie uwzględniono moren na północnych stokach Am Flach (por. ryc. 1): 1 – współczesne lodowce, 2 – moreny MEL, 3 – moreny stadiu I (Egesen I), 4 – pozostałe moreny (późny glacial), 5 – holocenijskie lodowce gruzowe, 6 – reliktywne lodowce gruzowe (późny glacial), 7 – progi skalne w dnach dolin, SL MEL – granica wieloletniego śniegu podczas MEL, SL Ea – granica wieloletniego śniegu podczas stadiu I (Egesen I), A-EK – Ausseres-Elskar, I-EK – Inneres-Elskar, LW-K – Lange Wand-Kar, MK – Mitterschneidkar, HK – Höllensteinkar, BK – Bodenkarr, KB – Kesselböden

Fig. 2. Moraines and rock glaciers of the northern slope of the Tuxer Hauptkamm (horizontal orthogonal view, 2 times exaggerated) without moraines on the northern slope of Am Flach (see fig. 1). 1 – recent glaciers, 2 – Little Ice Age moraines, 3 – Elsalm III (Egesen I) stadial moraines, 4 – other moraines (Late Glacial), 5 – Holocene rock glaciers, 6 – relict rock glaciers (Late Glacial), 7 – thresholds in valley bottoms, SL MEL – snow line during Little Ice Age, SL Ea – snow line during Elsalm III stadial (Egesen I), A-EK – Ausseres-Elskar, I-EK – Inneres-Elskar, LW-K – Lange Wand-Kar, MK – Mitterschneidkar, HK – Höllensteinkar, BK – Bodenkarr, KB – Kesselböden

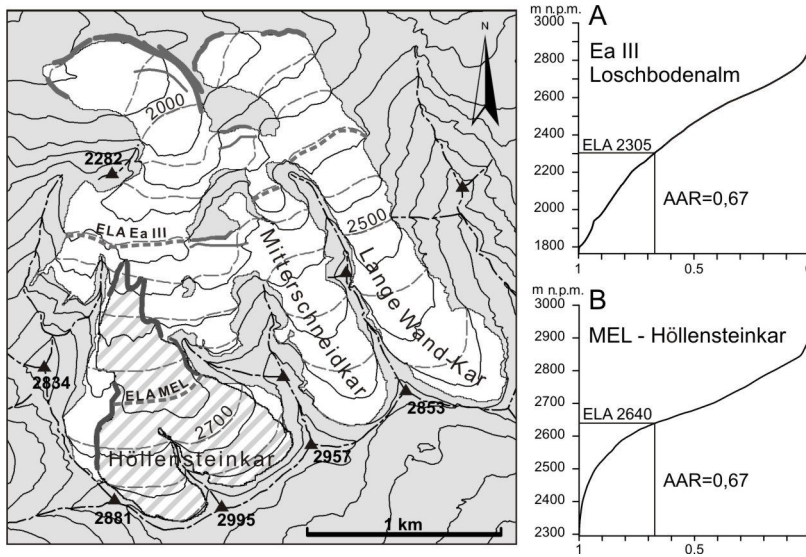
Obecnie w zlewni doliny Tuxer lodowce występują wyłącznie w prawostronnych bocznych dolinach na północnym skłonie Tuxer Hauptkamm. Suma ich powierzchni wynosi ok. 4,85 km², z czego jeden, największy – Tuxer Ferner – zajmuje 85% tego obszaru. Obok niego znajdują się dwa małe lodowce Schwarzbrennerkess i mocno pokryty gruzem Gefrone-Wand-Kess. Pozostałe lodowce (ok. 4%) to resztkowe lodowce lub pola wieloletniego śniegu, znajdujące się w środkowej i wschodniej części badanego obszaru. Przeważnie występują one pod zacienionymi ścianami skalnymi i są pokryte gruzem. Silna koncentracja lodowców na południowym zachodzie obszaru wynika z wyniesienia tej części masywu oraz obecności dużych, wysoko położonych i stosunkowo łagodnych obszarów nawiązujących do szczytowej powierzchni zrównania, które stanowią dogodne miejsce akumulacji śniegu.

Metody

Obszar badań objęty był w latach 2005 i 2006 kartowaniem geologicznym osadów czwartorzędowych, prowadzonym przez autora w ramach prac nad szczegółową mapą geologiczną Austrii (arkusz Lanersbach, Ö.K. 149). Zasadniczym celem badań była rekonstrukcja zasięgu lodowców na podstawie przebiegów ciągów moren, w czasie trwania późnego glacjału i holocenu. Zwrócono uwagę także na relację pomiędzy osadami glacialnymi i formami związanymi z dziedzina peryglacialną (lodowce gruzowe). Terenowa obserwacja wałów morenowych późnego glacjału opierała się na ich morfologii, składzie litologicznym i wykształceniu sedimentologicznym budującego je materiału morenowego. W przypadku moren MEL zastosowano ponadto metodę lichenometryczną określania wieku. Obserwacjami objęte były także formy i osady związane z ruchami masowymi.

Przy zapoznawaniu się z terenem badań oraz w interpretacji wyników kartowania użyto zdjęć lotniczych i cyfrowego modelu wysokości. Cyfrowy model stanowił także podstawę do przestrzennej rekonstrukcji powierzchni lodowców i szacowania linii równowagi bilansowej paleolodowców.

Pierwszym etapem wyliczenia linii równowagi bilansowej lodowców (ELA) była trójwymiarowa rekonstrukcja ich powierzchni. W tym celu wytyczono ich granice w planie oraz przebieg poziomicy na powierzchni, biorąc pod uwagę, że krzywizna poziomicy powinna być wypukła w obszarze ablacji i wklęsła w obszarze akumulacji oraz że miąższość lodowców uzależniona jest od nachylenia podłoża i odległości od ELA (ryc. 3, por. Kerschner 1979, Maisch 1981, Gądek 1998). Poprawność rekonstrukcji była weryfikowana na podstawie trójwymiarowego obrazu lodowca nałożonego na cyfrowy model podłoża. Metoda ta jest subiektywna, jednak ze względu na dużą liczbę progów skalnych w dolinach zastosowanie metody rekonstrukcji grubości lodowców, opierającej się na naprężeniu ścinającym w stopie lodowca (por. Gądek 1998), byłoby trudne lub niemożliwe. Najwięcej trudności sprawiła rekonstrukcja powierzchni obszarów akumulacji, gdzie brak jest moren, jednak najważniejsza dla rekonstrukcji ELA metodą AAR jest prawidłowa grubość lodowca w okolicy jego ELA. Daleko powyżej i poniżej tej granicy błędne oszacowanie miąższości nie ma znaczenia dla wyniku. Według G. Patzelt (1983) wyliczenie ELA na podstawie



Ryc. 3. Rekonstrukcja lodowców Ea III (Egesen) i MEL (1850 r.) w górnej części doliny Loschbodenalm. Szare przerywane linie – poziomice co 100 m na powierzchni paleolodowców Ea III. ELA Ea III jest wartością uśrednioną dla całego systemu połączonych lodowców, A – krzywa hipsometryczna lodowca Ea III, B – krzywa hipsometryczna lodowca MEL w Höllensteinkar

Fig. 3. Glacier surface reconstruction of Ea III (Egesen) glacier and Little Ice Age (1850) glacier in upper part of Loschbodenalm valley. Gray dashed line – 100 m contour line on stadial Elsalm III paleoglacier surface. ELA III – mean altitude of equilibrium line of connected glaciers, A – hypsographic curve of glacier Ea III, B – hypsographic curve of Little Ice Age glacier in Höllensteinkar

ręcznie zrekonstruowanych lodowców może być obarczone błędem do 50 m (wg Kerschnera 2000: ± 20 m), co jednak w warunkach alpejskich daje zadowalające rezultaty.

Obliczenie linii równowagi bilansowej paleolodowców metodą AAR polegało na odczytaniu z krzywej hipsometrycznej powierzchni paleolodowców wysokości, poniżej której znajduje się 33% powierzchni lodowca. Odpowiada to obszarowi ablacji lodowca (Gross i in. 1977: AAR = 0,67 – ryc. 3). Dla określenia lokalnych warunków klimatycznych w niniejszej pracy stosuje się termin „granica wieloletniego śniegu” (SL – *snow line*), która w klimacie umiarkowanym równa jest linii równowagi bilansowej lodowców (Jania 1997).

Osady późnego glacjału

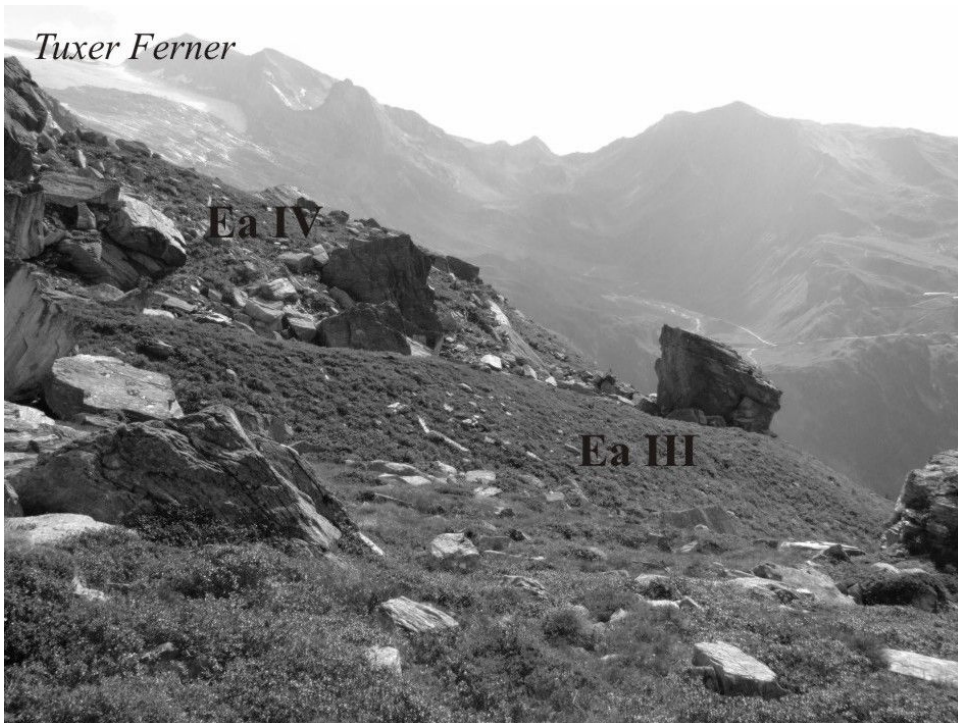
Moreny późnego glacjału występują w kilku systemach wałów, z których każdy reprezentuje niezależny awans lodowców. Najpełniej zachowały się one na jednym, stosunkowo płaskim odcinku doliny Elsalm (ryc. 1). Dolina ta została wybrana jako lokalizacja typowa, której sekwencja moren będzie porównywana z innymi sekwencjami moren na badanym obszarze. Wyróżniono tam pięć wyraźnych systemów moren – od Elsalm I do Elsalm V (ryc. 4).



Ryc. 4. W dolinie Elsalm (1800-2050 m n.p.m.) znajdują się najlepiej zachowane systemy moren późnoglacialnych – Elsalm I-V (Ea I-V). Moreny Ea III i IV (ekwiwalent stadium Egesen I i II) są charakterystyczną sekwencją moren, występującą także w innych dolinach. Lg – mały reliktowy lodowiec gruzowy, który jest efektem przemieszczenia materiału morenowego stadium Ea IV

Fig. 4. In Elsalm valley (1800-2050 m a.s.l.) are situated best preserved Late Glacial moraine systems – Elsalm I-V (Ea I-V). Moraines Ea III-IV (equivalent Egesen I and II) is typical and distinctive moraine sequence in research area. Lg – small relict rock glacier nourished by moraine material of stadial Ea IV

Morena Ea I uformowana została przez lodowiec, który w osi doliny miał 90 m miąższości i kończył się już w stromym odcinku doliny, poniżej progu skalnego Elsloch. Zrekonstruowana ELA tego awansu wynosi 2010 m n.p.m. (AAR – 0,67). Depresja linii równowagi bilansowej (dep. ELA) tego lodowca w stosunku do ELA MEL (2640 m n.p.m. – lodowiec w Höllensteinkar) wynosi 630 m, co odpowiada stadium Gschnitz (Gross i in. 1977: dep. ELA Gschnitz – 600-700 m, Maisch 1981: 600-630 m). Moreny tego samego awansu można prześledzić w dolinie Grinbergkar, Loschbodenalm, Grierrerkar, a także w dwóch karach po północnej stronie masywu Am Flach. Brak jest moreny największego lodowca, który w tym czasie zajmował dno głównej doliny, a zasilany był głównie z obszaru okolicy obecnego lodowca Tuxer Ferner. Awans Ea I pozostawił jeden wyraźny wał, zbudowany z gliniastej moreny z dobrze obtoczonymi głazami o średnicy do ok. 0,5-1,0 m.



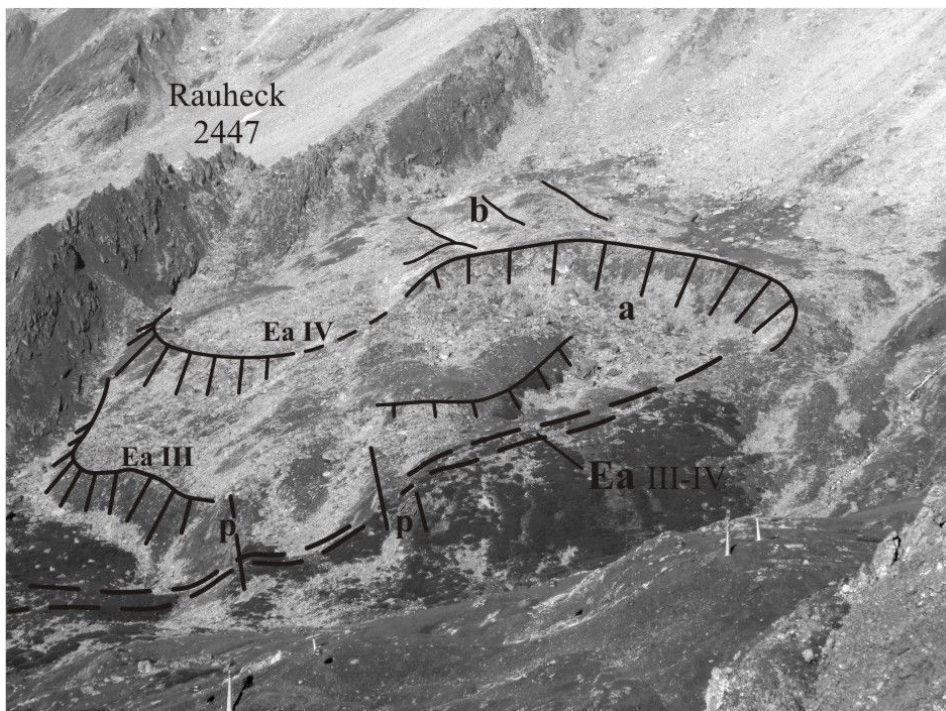
Ryc. 5. Bodenkar. Morena czołowa stadium Ea III, którą przekracza czoło relikтового lodowca gruzowego (Ea IV). Widoczne bloki skalne mają średnicę kilku metrów i stoczyły się z czoła lodowca gruzowego

Fig. 5. Bodenkar. The end moraine of Ea III stadial is overridden by relict rock glacier front (Ea IV). Boulders have several meters in diameter and have been rolled down from the rock glacier front

System moren, który najlepiej zachował się we wszystkich dolinach na badanym obszarze, to Elsalm III. ELA tego awansu w dolinie Elsalm wynosi 2295 m n.p.m., a w sąsiedniej dolinie Löschbodenalm ELA ekwiwalentnego lodowca – 2305 m (ryc. 3). Depresja ELA tego awansu wynosi ok. 335-345 m. Jest to górna granica dla stadium Egesen (młodszy dryas), jaka znana jest na północnym skłonie Wysokich Taurów oraz w pobliskich Alpach Tuxertalskich (Patzelt 1983), chociaż daleka jest od maksymalnej wartości obserwowanej w północnej części Alp – 450 m (van Husen 1997). Na stadium Egesen wskazuje także świeża i ostra rzeźba wałów morenowych, charakterystyczna, wielogrzebietowa sekwencja moren (Ea III, IV i V) oraz gruzowy i ostrokrawędzisty materiał morenowy (Heuberger 1966, Maisch 1981). Egesen dzieli się na trzy oscylacje (od E I do E III, Maisch 1981), którym mogą odpowiadać moreny od Ea III do Ea V. W pozostałych dolinach najczęściej występują dwa pierwsze systemy moren (Ea III i IV), trzeci (Ea V) zachował się tylko w kilku miejscach. W stadium Egesen największy lodowiec, który zasilany był w okolicach obecnego lodowca Tuxer Ferner, miał powierzchnię ok. 12 km² i osiągnął dno głównej doliny w miejscowości Hintertux (1500 m n.p.m.; ELA 2400 m n.p.m., dep ELA 305 m, ryc. 1). W dolinie Elsalm moreny Ea III

i IV są oddalone od siebie o 120 m. Nie jest to jednak regułą, ponieważ w innych dolinach tworzą one podwójny wał morenowy (np. w Sommerbergalm i Loschbodenalm) lub też młodsza morena zupełnie przekracza starszą (Griererkar).

Morenom stadium Egesen towarzyszą reliktywne lodowce gruzowe. Przykładem jest nieduży lodowiec gruzowy w Elsalm, który powstał w wyniku uruchomienia gruzu moreny awansu Ea IV (Egesen II), odłożonego w miejscu konfluencji lodowców Ausseres i Inneres Elskar pod zacienioną ścianą skalną (ryc. 4). Pozycja tej formy w stosunku do moren Ea IV wskazuje na klimat sprzyjający procesom peryglacjalnym w końcowej fazie tego stadium, podczas wycofywania się lodowca.



Ryc. 6. Moreny oraz lodowce gruzowe awansu Elsalm III i IV (Egesen I i II) na dnie karu Kesselböden. Ea III-IV – podwójna, bardzo gruzowa morena boczna lodowca, który zasilany był w miejscu obecnego lodowca Schwarzbrennerkess (por. ryc. 1 i 2). Ea III i Ea IV – czoła reliktywnych lodowców gruzowych (20-40 m wysokości). Obszarem zasilania lodowców gruzowych była NW ściana skalna Hoher Riffler (ok. 500 m wysokości); a – rozległy fartuch bloków u podnóża czoła lodowca gruzowego, b – szczeliny z wytopienia lodu wewnątrz lodowca gruzowego, p – skały podłoża

Fig. 6. Elsalm III, IV (Egesen I, II) stadial moraines and relict rock glaciers in Kesselböden kar bottom. Ea III-IV – double, blocky lateral moraine of the glacier which was nourished by area in present Schwarzbrennerkess (see fig. 1 and 2). Ea III and Ea IV – relict rock glacier fronts (20-40 m high). The rock glaciers nourishment area was in NW Hoher Riffler's rock wall (ca. 500 m high); a – wide debris apron at the foot of relict rock glacier front, b – collapse cracks due to interstitial ice melting in the rock glacier body, p – solid rocks

Z morenami stadium Egesen powiązane są także największe reliktowe lodowce gruzowe na badanym obszarze – w Bodenkarr i Kesselböden. Czoło lodowca gruzowego w Bodenkarr osiąga 60-80 m wysokości i jest efektem nałożenia się dwóch awansów (Elsalm III i IV – ekwiwalent Egesen I i II) w jeden bastion gruzowy. Pierwszy awans jednak miał tam charakter awansu glacialnego, czego dowodem jest morena boczna i czołowa, którą to dopiero przekroczyło czoło właściwego lodowca gruzowego (ryc. 5). Na powierzchni tego lodowca znajdują się równoległe do krawędzi czoła pasy gruzowe, które są pozostałością po charakterystycznym dla aktywnych lodowców gruzowych reliefie. Poszczególne bloki skalne na jego powierzchni i u podnóża jego czoła mają do 20 m długości i 10 m wysokości. Północne obrzeżenia tego lodowca gruzowego natomiast przechodzą stopniowo w morenę, która jest równoległa do starszej moreny Ea III (ryc. 1).

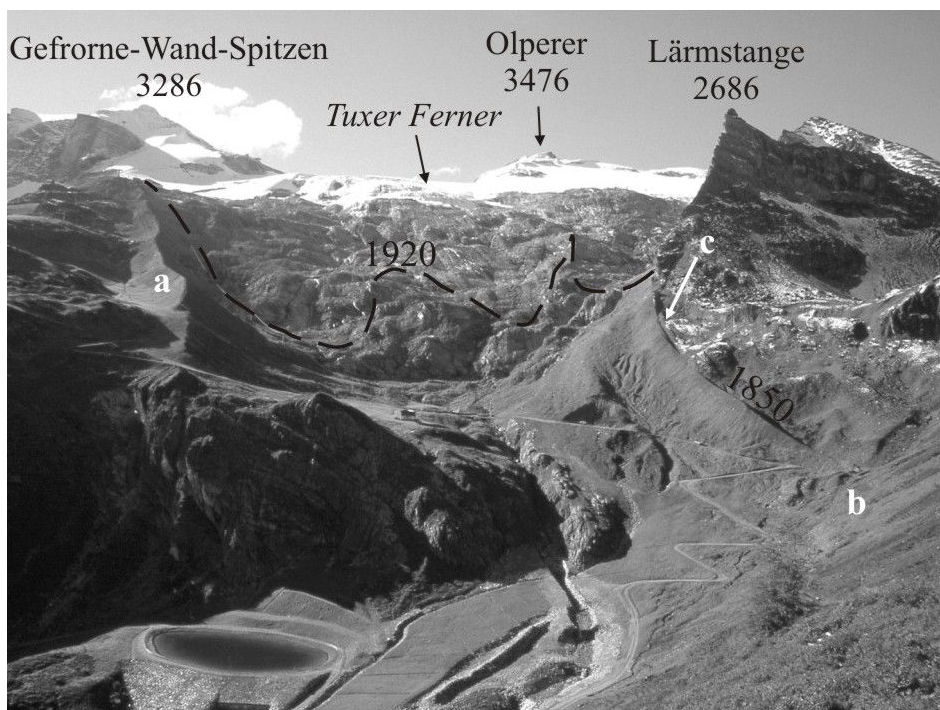
W sąsiednim karze Kesselböden także zachowały się dwa systemy form, związane z dwoma awansami Ea III i Ea IV (ryc. 6). Starszy lodowiec gruzowy nie jest tam jednak przekroczony przez młodszy. Charakterystyczne wklęsłe wygięcie czoła młodszego lodowca (Ea IV) jest prawdopodobnie spowodowane oporem na przeszkodzie, jaką jest wyniesienie podłoża skalnego. Spiętrzona masa gruzu osiąga tam także imponującą wysokość (ok. 40 m). Na powierzchni tego lodowca gruzowego zachowało się kilka poprzecznych obniżień i szczelin, co jest dowodem na zapadnięcie się masy gruzowej w wyniku wytopienia lodu wewnętrznego (lub jądra lodowego). W tej samej dolinie, obok lodowców gruzowych, znajduje się podwójna, bardzo gruzowa morena, która także wiązana jest ze stadium Egesen (dep. ELA: 305 m). Współwystępowanie w bezpośrednim kontakcie tak różnych form, jak lodowce gruzowe i glacialne, można wytłumaczyć dużym zróżnicowaniem topograficznym obszarów ich zasilania. Lodowiec glacialny zasilany był z wysoko położonych, stosunkowo płaskich obszarów w okolicy obecnego lodowca Schwarzbrennerkess i Gefrome-Wand-Kess, natomiast lodowce gruzowe rozwinęły się pod 500-metrową ścianą skalną Hoher Riffler (ryc. 1, 2).

W dolinie Elsalm i Loschbodenalm znajdują się moreny awansu określone jako Ea II. Leżą one pomiędzy morenami Gschnitz i Egesen. Depresja ELA tego awansu niewiele jest niższa od Ea III (Egesen I), jednak różnice morfologiczne oraz względna pozycja tych moren dają podstawę, aby przyjąć, iż są to moreny stadium Daun. Są one słabo zachowane i nie tak masywne, jak moreny Egesen. Depresja ELA stadium Daun w Alpach zwykle jest ok. 100 m większa od dep. ELA stadium Egesen (Maisch 1981), jednak na niektórych obszarach Alp moreny Daun zostały zupełnie przekroczone przez młodsze nasunięcie Egesen lub w ogóle nie zachowały się (Heuberger 1966, Gross i in. 1977, Maisch 1981). Na badanym obszarze występują one tylko w dwóch wymienionych dolinach.

Osady holocenu

Na obszarze objętym badaniem wyraźne moreny MEL występują wyłącznie poniżej większych współczesnych lodowców: Tuxer Ferner, Gefrome-Wand-Kess, Schwarzbrennerkess i Höllensteinkess (ryc. 2). Największa morena MEL pod względem kubatury materiału morenowego i wysokości wału to prawa morena lodowca Tuxer Ferner awansu z 1850 r. (ryc. 7). Rozciąga się ona od wysokości 2580 do 2070 m

n.p.m., ma długość 1300 m, objętość 1,46 mln m³ i osiąga wysokość 35 m. Zbudowana jest ze stosunkowo dobrze obtoczonych głazów tkwiących w glinie morenowej. Średnica największych z nich nie przekracza 2 m (średnio ok. 0,5-1,5 m). Charakterystyczna dla moren awansu z 1850 r. jest wyjątkowo ostra forma grzbietu i strome stoki wału, które ulegają degradacji w wyniku spłukiwania.



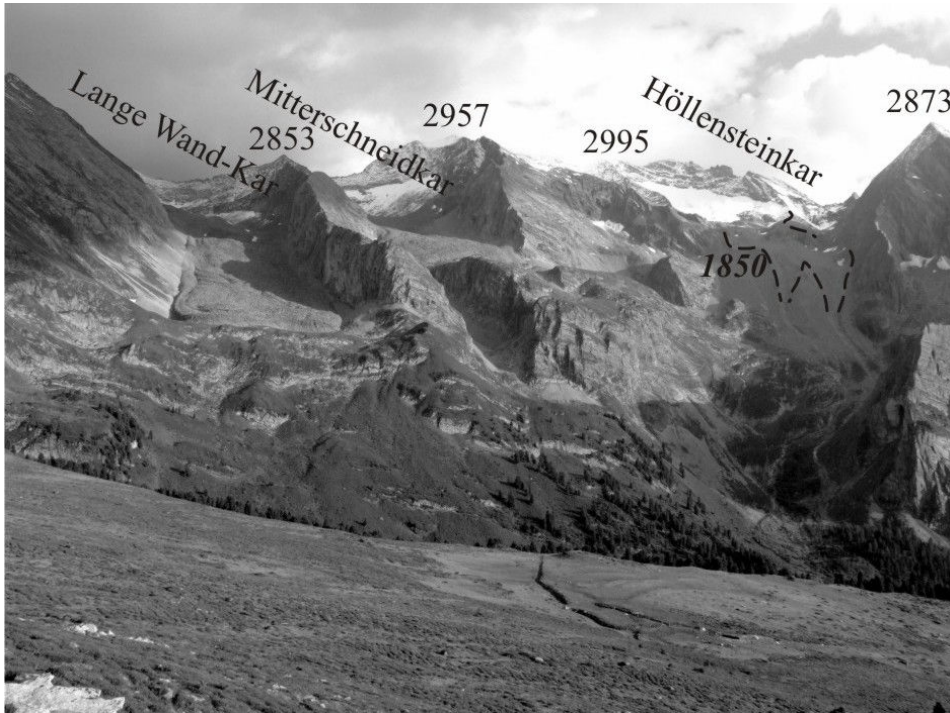
Ryc. 7. Moreny MEL lodowca Tuxer Ferner: a – prawa morena boczna o wysokości 35 m (1850 r.), b – fragment moreny czołowej, c – miejsce zachowania dwóch starszych niż 1850 r. wałów morenowych. Przerywaną linią zaznaczony jest zasięg lodowca podczas awansu z 1920 r., zrekonstruowany na podstawie moren i zdjęć archiwalnych

Fig. 7. Little Ice Age moraines in Tuxer Ferner forefield: a – right lateral moraine 35 m high (AD 1850), b – rest of end moraine, c – preservation site of two older than AD 1850 moraine ridges. Dashed line marks glacier extent during AD 1920 advance, obtain from moraines and old photographs

Kolejnym, wyraźnym systemem moren na przedpolach lodowców są moreny awansu z 1920 r., najlepiej wykształcone poniżej lodowców Gefrone-Wand-Kess i Schwarzbrennerkess. Osiągają one kilka metrów wysokości i są zbudowane z ostrokrawędzistego materiału gruzowego (do 2 m średnicy), prawie pozbawionego drobnej frakcji. Podobnie wykształcony jest wał odłożony przez lodowiec Gefrone-Wand w latach 80. XX w.

Dla badanego obszaru dokładna krzywa wzrostu porostów z rodzaju *Rizocarpon* nie jest znana, jednak wyniki pomiarów porostów wykorzystano do względnego da-

towania wieku moren. Na podstawie średnicy porostów, na przedpolu lodowca Gefrone-Wand-Kess, wyróżniono moreny starsze niż 1850 r. (prawdopodobnie XVII-wieczne). Występują pewne różnice w średnicach porostów na jednowiekowych systemach moren, wynikające z lokalnych różnic topoklimatycznych. Można jednak przyjąć, że maksymalne średnice porostów na morenach awansu z 1850 r. osiągają ok. 52-56 mm, natomiast dla awansu z 1920 r. 29-33 mm.



Ryc. 8. Kary w górnej partii doliny Loschbodenalm. W Lange Wand-Kar znajduje się największy aktywny lodowiec gruzowy masywu Tuxer Hauptkamm (długość 1400 m, szerokość do 260 m, wysokość czoła 20-30 m); 1850 – morena MEL w Höllensteinkar

Fig. 8. Kars in upper part of Loschbodenalm valley. In Lange Wand-Kar is the largest active rock glacier in the Tuxer Hauptkamm (length 1400 m, width up to 260 m, front height 20-30 m); 1850 – the Little Ice Age moraine in Höllensteinkar

Podczas MEL (1850 r.) pola firmowe lodowca Tuxer Ferner i Gefrone-Wand-Kess były połączone. Wyliczona metodą AAR linia równowagi bilansowej tych lodowców sięgała nieznacznie ponad 2700 m n.p.m., a lodowca Schwarzbrennerkess 2750 m n.p.m. W karze Höllenstein ELA lodowca podczas MEL znajdowała się niżej – 2640 m n.p.m.

Na obszarze badań, w przedziale wysokościowym między 2190 i 2900 m n.p.m., znajduje się 14 lodowców gruzowych, których powstanie wiązać należy z holoce-nem (ryc. 1, 2). Wyjątkowe nagromadzenie tych form znajduje się na wschodzie badanego obszaru, gdzie prawie każdy kar jest tam zajmowany przez lodowiec gruzo-

wy (Inneres-, Ausseres-Elskar, Lange Wand-Kar i Mitterschneidkar). Tam też występuje największy aktywny lodowiec gruzowy – Lange Wand-Kar (ryc. 8). Lodowce te mają dobrze wykształcony układ grzbietów i rowów na powierzchni oraz wysokie i strome czoła. Wysokość, na jakiej znajdują się strefy korzeniowe tych lodowców gruzowych, odpowiada granicy wieloletniego śniegu MEL – 2640-2700 m n.p.m., dlatego należy przyjąć, że podczas awansów MEL, jak i całego holocenu, lodowce glacialne miały większy zasięg niż obecnie i nasuwały się na górne części lodowców gruzowych. Pod ścianami skalnymi, w omawianych karach, występują rozległe zagłębienia często wolne od gruzu, zajmowane przez resztkowe lodowce glacialne. Jedynie w karach Grinberg i Höllenstein podczas holocenu zamiast lodowców gruzowych dominowały lodowce glacialne (ryc. 8).

W Bodenkar znajdują się typowe lodowce gruzowe o genezie kriogenicznej. Ich czoła osiągają najniższą wysokość spośród lodowców gruzowych o „świeżych” formach. Nasuwają się one na starsze, reliktowe lodowce późnego glacjału. Lodowce te są efektem przemieszczania materiału gruzowego powstałego *in situ* w wyniku procesów peryglacialnych na północnych, zacienionych stokach. Powyżej tych form nie ma lodowców glacialnych ani też stożków piargowych.

Ruchy masowe

Duży obszar zboczy głównej doliny Tuxer stanowią koluwia (ok. 6 km²). Koncentrują się one w dwóch miejscach – w okolicy miejscowości Hintertux i Juns, gdzie przemieszczone masy skalne przegradzają dno głównej doliny (ryc. 1). W wyniku zatamowania doliny potok Tuxbach wykształcił schodowy profil podłużny (ryc. 2), z płaskimi spadkami na odcinkach wypełnionych aluwiami i stromych spadkach w głębokich na 40 m jarach rozcinających materiał osuwiskowy. Po południowej stronie doliny (skłon Tuxer Hauptkamm) osuwiska są konsekwentne, w przeciwieństwie do strony północnej (Alpy Tuxertalskie). Założone są one także na różnych skałach (fyllity, marmury i gnejsy) i różnie wykształcone – od wymieszanych bloków skalnych z materiałem zwietrzelinowym, przez pokrywy blokowisk (osuwisko pod Am Flach) do przemieszczonych i niezaburzonych, całych mas skalnych (północne osuwisko w Juns). Nie znaleziono dowodów na glacialne przemodelowanie osuwisk przez późnoglacialne nasunięcia lodowców. Brak moren stadium Daun i Gschnitz w głównej dolinie może być zatem wynikiem zatarcia tych form przez późniejsze ruchy masowe oraz wypełnienia dna doliny aluwiami.

Dyskusja wyników

Na badanym obszarze moreny starszych stadiów awansów niż Egesen są gorzej zachowane. Nie ulega wątpliwości, że podczas stadium Gschnitz dno głównej doliny wypełniał lodowiec, jednak nie ma na to dowodów morfologicznych.

Sądzi się, że granica wieloletniego śniegu w stadium Egesen była bardzo zróżnicowana regionalnie w Alpach, a głównym podwodem tego były różnice w opadach (Ker-

schner i in. 2000). Na badanym obszarze różnica wysokości granicy wieloletniego śniegu między stadium Egesen i holocenijskim maksimum zasięgu lodowców (MEL) wynosi ok. 305-345 m. Wartość ta stawia Tuxer Hauptkamm, w rejonie uważanym za przejściowy pomiędzy północnym, wilgotnym obramowaniem Alp, wystawionym na dominujące w tym czasie północno-zachodnie wiatry znad oceanu, a centralnymi obszarami Alp, o klimacie bardziej kontynentalnym (por. Kerschner i in. 2000).

Sądzi się, że klimat podczas stadium Egesen był zimny i stosunkowo suchy, co sprzyjało powstawaniu lodowców gruzowych (Kerschner 1979, 1978, Kerschner i in. 2000). Na badanym obszarze moreny tego stadium są bardziej gruzowe od pozostałych, co potwierdza tę tezę. Ponadto relacje między morenami i lodowcami gruzowymi na kolejnych etapach tego stadium wskazują na postępującą zmianę warunków na bardziej kontynentalne (np. w Elsaln i Bodenkarr). Za gruzowy charakter moren oraz ogromne bloki skalne, budujące lodowce gruzowe stadium Egesen, odpowiadają większe dobowe i roczne amplitudy temperatur i związana z tym intensywność wietrzeń fizycznego ścian skalnych. Możliwy był także w tym czasie zimny reżim termiczny lodowców (Kerschner 1978).

Moreny MEL są zgoła odmiennie wykształcone. Zbudowane są z lepiej obtoczonych głazów i zawierają drobną frakcję. Moreny późnego glacialu, które występują na obszarze badań, nie są tak masywne, jak moreny MEL, chociaż formowane były przez większe lodowce. Trzeba jednak zaznaczyć, że masywność moren MEL jest efektem nałożenia działalności oscylujących lodowców w czasie prawie 9,5 tys.-10 tys. lat (Patzelt, Bortenschlager 1973, Maisch 1982). Tak długotrwałych warunków do depozycji materiału skalnego w tych samych fragmentach dolin nie było w późnym glacialu, gdyż w tym czasie awanse lodowców uwarunkowane były zmianami klimatycznymi, które trwały kilkaset do ok. tysiąca lat, a każdy z kolejnych awansów miał inny (mniejszy) zasięg w dolinie.

Mimo że to Egesen (młodszy dryas) jest uważany za okres, który sprzyjał formowaniu się lodowców gruzowych, na badanym obszarze więcej ich jest w pasie peryglacialnym związanym z klimatem holocenu. Jednym z powodów takiej sytuacji jest wspomniany już długi czas akumulacji gruzu podczas holocenu. Szczególnie duża koncentracja lodowców gruzowych znajduje się w karach na wschodzie badanego obszaru. Powodem tego jest specyficzna relacja między wysokością den tych karów a przebiegiem granicy wieloletniego śniegu podczas holocenu. Można założyć, że w tym czasie najniższej granica ta występowała tak, jak podczas maksimum MEL (ELA: 2640-2700 m n.p.m.), gdyż awans z 1850 r. był jednym z największych w holocenie. Lodowce mogły rozwijać się jedynie w górnych częściach tych karów. Przeważająca większość obszaru den karów znajduje się jednak poniżej tej wysokości, co oznacza, że nie były one dogodnym miejscem do powstawania lodowców glacialnych. Otaczające je ściany skalne i zacienienie karów sprzyjały natomiast akumulacji mieszaniny gruzu i śniegu. Dodatkowo, charakterystyczną cechą tych karów jest ich wydłużenie, a co za tym idzie – duża powierzchnia ścian skalnych (źródło gruzu) przypadająca na całą powierzchnię karów (obszar akumulacji śniegu). W takiej sytuacji stosunek dostawy objętości gruzu do objętości śniegu także predysponuje rozwój lodowców gruzowych. Jedynie Höllensteinkarr ma owalny kształt, a jego górna część jest wyżej położona – tam rozwijały się lodowce glacial-

ne. Zasięg lodowców, które nasuwały się podczas holocenu na lodowce gruzowe, jest trudny do ustalenia ze względu na brak zachowanych moren, chociaż z innych rejonów Alp znane są moreny spiętrzone na lodowcach gruzowych (Haeberli 1979). Według D. Barscha (1988) materiał gruzowy dostarczany przez lodowce podczas awansów jest podstawą zasilania lodowca gruzowego typu *debris rock glacier*, a dalszy transport gruzu odbywa się w wyniku pełznięcia permafrostu. Taki proces odbywał się w ciągu całego holocenu na przedpolu małych alpejskich lodowców karowych (Barsch 1987) i mógł doprowadzić do powstania omawianych lodowców gruzowych. Wspomniane zagłębienia pod ścianami skalnymi, w strefie korzeniowej lodowców gruzowych, są wynikiem wytopienia niedużych lodowców glacialnych (por. Avian i in. 2005). Wiek aktywnych lodowców gruzowych w Alpach szacowany jest na kilka tysięcy lat (nie więcej niż 10 tys. lat – Barsch 1988). Najczęściej oceniany jest on na 3 do 4 tys. lat (np. Avian i in. 2005), chociaż niektórym lodowcom gruzowym przypisuje się powstanie na początku MEL (Whalley, Palmer 1998).

Inną, glacialną koncepcję genezy lodowców gruzowych, przedstawił m.in. R.P. Ackert (1998). Według tego autora większość owych form powstaje w wyniku pokrycia gruzem lodowca glacialnego, który stopniowo przechodzi w lodowiec gruzowy z jądrem lodowym. Wskutek postępującej zmiany klimatu (w kierunku klimatu bardziej suchego, niekoniecznie cieplejszego) lub dużej dostawy materiału skalnego masa gruzowa może awansować i przekroczyć pozycję zajmowaną wcześniej przez lodowiec glacialny. Świadczą o tym m.in. moreny powiązane z lodowcami gruzowymi. W Bodenkar znajduje się morena boczna (Ea IV), która stopniowo przechodzi w masę lodowca gruzowego, i nie ma wątpliwości, że te formy mają wspólną genezę. Awans Ea IV w Bodenkar mógł mieć charakter awansu glacialnego (zapewne bardzo gruzowego), który transformował w typowy lodowiec gruzowy i przekroczył starszą morenę stadium Ea III. W sąsiednim karze Kesselböden obydwie awanse miały charakter awansów lodowców gruzowych, jednak tam także zaznacza się różnica między starszym a młodszym, bardziej masywnym lodowcem gruzowym. W omawianych karach nie znaleziono form, które można by uznać za świadectwo awansu Ea V. Prawdopodobnie masywne lodowce gruzowe powstałe w Ea IV mogły trwać nieprzerwanie podczas obydwu tych stadiów (Ea IV i V).

Podczas holocenu w karach w zlewni dolin Elsalm i Loschbodenalm rozwijały się lodowce gruzowe. Interesujący jest fakt, iż ten sam obszar w stadium Egesen (młodszy dryas) był obszarem zasilania „czystych” lodowców glacialnych, które odłożyły moreny Ea III-V. W młodszym dryasie granica wieloletniego śniegu znajdowała się jednak poniżej tych karów (2295-2304 m n.p.m.), co miało decydujący wpływ na przebieg formowania lodowców. Jedyнным dowodem na surowość klimatu w tym czasie są gruzowe moreny i miejscowa redepozycja przemarzniętego materiału morenowego w postaci małego lodowca gruzowego (morena Elsalm IV – ryc. 4).

Podsumowanie

W dolinie Tuxer dobrze wykształcone formy i osady glacialne znajdują się wyłącznie w jej prawostronnych bocznych dolinach schodzących z masywu Tuxer

Hauptkamm. Na podstawie zrekonstruowanej linii równowagi bilansowej paleolodowców, przesłanek geomorfologicznych oraz sedimentologicznych możliwe było przyporządkowanie systemów moren do poszczególnych stadiów późnoglacialnych awansów lodowców, jakie znane są w Alpach Wschodnich. Wyróżniono moreny Gschnitz, Daun (najstarszy dryas) i Egesen (młodszy dryas), a także systemy moren związane z MEL. Najpełniej prezentują się tam jednak moreny MEL i stadium Egesen (Ea III-V).

Podczas awansów lodowców w stadiach od Ea III do Ea V powstały gruzowe moreny. Miejscami towarzyszą im reliktywne lodowce gruzowe, które świadczą o przemieszczeniu materiału morenowego w surowym klimacie peryglacialnym (np. Elsaln). Pod wysokimi ścianami skalnymi, w miejscach dogodnych do akumulacji gruzu, powstały natomiast masywne lodowce gruzowe (Bodenkar, Kesselböden). Związek tych form z wałami moren wskazuje na ich glacialną genezę, a awans był prawdopodobnie podyktowany tymi samymi zmianami klimatycznymi, jakie doprowadziły do awansów glacialnych. Przetrwały one jednak zapewne dłużej niż zwykle lodowce.

Moreny MEL wyznaczają zasięg lodowców, który był jednym z największych w całym holocenie, dlatego ich masywność jest efektem superpozycji i akrecji materiału morenowego podczas długiej historii fluktuacji lodowców, trwającej prawie 10 tys. lat. Dominującą rolę w formowaniu lodowców gruzowych, związanych z pasem peryglacialnym holocenu, odgrywał także długotrwały proces akumulacji gruzu oraz marginalne, postglacialne zlodowacenie karów, w których występują te formy.

Zarówno podczas późnego glaciału, jak i holocenu czynnikiem, który decydował o charakterze transportu gruzu w górnych częściach dolin (transport glacialny vs. ruch lodowców gruzowych), była lokalna topografia, a dokładniej stosunek wysokości dna karów do występującej granicy wieloletniego śniegu.

Literatura

- Ackert R.P. Jr., 1998, *A rock glacier/debris-covered glacier system at Galena Creek, Absaroka Mountains, Wyoming*, Geogr. Ann., 80A, 3-4, s. 267-276
- Avian M., Kaufmann V., Lieb G.K., 2005, *Recent and Holocene dynamics of a rock glacier system: The example of Langtalkar (Central Alps, Austria)*, Norsk Geografisk Tidsskrift, 59, 2, s. 49-156
- Barsch D., 1987, *Rock glaciers: an approach to their systematics*. W: *Rock glaciers*, red. J. Giardino, J. Shroder, J. Vitek, London, s. 41-44
- Barsch D., 1988, *Rockglaciers*. W: *Advances in periglacial geomorphology*, red. M. Clark, s. 69-90
- Gądek B., 1998, *Würmskie zlodowacenie Tatr w świetle rekonstrukcji lodowców wybranych dolin na podstawie prawidłowości glaciologicznych*, Prace Nauk. UŚI w Katowicach, nr 1741, Katowice
- Gross G., 1974, *Schneegrenzberechnungen an den Gletschern der Silvretta-grupe. Diploma thesis*, Innsbruck
- Gross G., Kerschner H., Patzelt G., 1977, *Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten*, Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 12, 2, s. 223-251

- Haeblerli W., 1979, *Holocene Push-Moraines in Alpine Permafrost*, Geogr. Ann. 61, 1/2, s. 43-48
- Haeblerli W., 1985, *Creep of mountain permafrost: internal structure and flow of alpine rock glaciers*, Mitteilungen der ETH Zürich, 77
- Heuberger H., 1966, *Gletschergeschichtliche Untersuchungen in den Zentralalpen zwischen Sellrain und Ötztal*, Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 20, Innsbruck
- Holzhauser H., 1982, *Neuzeitliche Gletscherschwankungen*, Geographica Helvetica, 35, s. 115-126
- Holzhauser H., 1983, *Die Geschichte des Grossen Aletschgletschers während der letzten 2500 Jahre*, Bull. Murithienne, 101, s. 113-134
- Ikeda A., Matsuoka N., 2006, *Pebbly versus bouldery rock glaciers: morphology, structure and processes*, Geomorphology, 73, s. 279-296
- Ivy-Ochs S., Kerschner H., Reuther A., Maisch M., Sailer R., Schaefer J., Kubik P.W., Synal H., Schlüchter C., 2006, *The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , and ^{21}Ne* . W: *In Situ-Produced Cosmogenic Nuclides and Quantification of Geological Processes*, red. L.L. Sime, D.L. Bourlès, E.T. Brown, Geological Society of America Special Paper, 415, s. 43-60
- Jania J., 1997, *Glacjologia (nauka o lodowcach)*, Warszawa
- Joerin U.E., Stocker T.F., Schlüchter Ch., 2006, *Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene*, The Holocene, 16, 5, s. 697-704
- Johnson P.G., 1987, *Rock glacier: glacier debris system or high-magnitude low-frequency flows*. W: *Rock glaciers*, red. J. Giardino, J. Shroder, J. Vitek, London, s. 175-192
- Kerschner H., 1978, *Paleoclimatic inferences from late Würm rock glaciers, Eastern Central Alps, Western Tyrol, Austria*, Arctic and Alpine Research, 10, 3, s. 635-644
- Kerschner H., 1979, *Spätglaziale Gletscherstände im inneren Kaunertal (Ötztaler Alpen)*, Innsbrucker Geographische Studien, 6, s. 235-247
- Kerschner H., Kaser G., Sailer R., 2000, *Alpine Younger Dryas glaciers as paleoprecipitation gauges*, Annals of Glaciology, 31, s. 80-84
- Kerschner H., Hertl A., Gross G., Ivy-Ochs S., Kubik P.W., 2006, *Surface exposure dating of moraines in the Kromer valley (Silvretta Mountains, Austria) – evidence for glacial response to the 8.2 ka event in the Eastern Alps*, The Holocene, 16, 1, s. 7-15
- Kinzl H., 1929, *Beiträge zur Geschichte der Gletscherschwankungen in den Ostalpen*, Zeitschrift für Gletscherkunde, 17, s. 66-121
- Magiera J., Zasadni J., 2005, *Ice-Contact Sediments and Landforms and Multi-Phase Deglaciation in the Area of the Confluence of the Sill and Inn Glaciers*, Arb. Tagg. Geol. Bundesanstalt, Gmünd
- Maisch M., 1981, *Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz.)*, Physische Geographie, 3
- Maisch M., 1982, *Zur Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spätglazials*, Geographica Helvetica 37, 2, s. 93-104
- Mallhews J.A., Briffa K.R., 2005, *The "Little Ice Age": reevaluation of an evolving concept*, Geogr. Ann., 87A, s. 17-36
- Mayr F., Heuberger H., 1968, *Type areas of Lateglacial and Postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps*. W: *Glaciations of the Alps*, red. G.M. Richmng, Series in Earth Sciences, 7, University of Colorado, Boulder, s. 143-165
- Patzelt G., 1972, *Die spätglazialen Stadien und postglazialen Schwankungen von Ostalpengletschern*, Berichte der Deutschen Botanischen Gesellschaft, 85, s. 47-57

- Patzelt G., 1983, *Die spätglazialen Gletscherstände im Bereich des Mieskopfes und Arzthal, Tuxer Voralpen, Tirol*, Innsbrucker Geographische Studien, 8, s. 35-44
- Patzelt G., Bortenschlager S., 1973, *Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen)*, Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, 16, s. 25-72
- Penck A., Bruckner E., 1901/1909, *Die Alpen im Eiszeitalter*, Leipzig
- Pfister Ch., 1980, *The climate of Switzerland in the last 450 years*, Geographica Helvetica, 35, s. 15-20
- Reitner J.M., 2007, *Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications*, Quaternary International, 164-165, s. 64-84
- van Husen D., 1977, *Zur Fazies und Stratigraphie jungpleistozäner Ablagerungen im Trauntal*, Jahrb. der. Geol. Bundesanstalt, 120, s. 1-130
- van Husen D., 1987, *Die Ostalpen in den Eiszeiten*, Wien
- van Husen D., 1997, *LGM and Late-glacial fluctuations in the Eastern Alps*, Quaternary International, 38/39, s. 109-118
- Whalley W.B., Martin H.E., 1992, *Rock glaciers: II models and mechanisms*, Progress in Physical Geography, 16, 2, s. 127-186
- Whalley W.B., Palmer C.F., 1998, *A glacial interpretation for the origin and formation of the Marinet Rock Glacier, Alpes Maritimes, France*, Geogr. Ann., 80A, 3-4, s. 221-236

Summary

In the Tuxertal tributary valleys descending from the Tuxer Hauptkamm massif, during the Late Glacial, moraines have been formed by glaciers in several independent advances. The oldest corresponds to the advance Elsalm I (Gschnitz stadial equivalent – Oldest Dryas) and Elsalm II (Daun – Oldest Dryas). This stadials are fragmentarily preserved. On the contrary the younger moraine sequence – Elsalm III-V (Egesen stadial equivalent – Younger Dryas) is well represented. In this time span, except the largest Tuxer Ferner glacier, the Tuxertal main valley bottom hasn't been reached by tributary valley glaciers. There is no geomorphological evidence for the older stadial moraine (Gschnitz and Daun) existence in the main valley bottom; however this could be due to the landslide reworking.

In The Little Ice Age (LIA – AD 1850) pronounced moraine walls have been deposited only in forefields of four recent glaciers. LIA Equilibrium line of these glaciers was in the altitude 2640-2700 m a.s.l. that is 305-345 m higher than in the Egesen stadial. There are significant differences in morphology and sediments formation between these two moraine systems. There are also two separate rock glacier systems originated in Holocene and Younger Dryas. Research results point out also crucial influence of topographical and topoclimatic conditions in moraines and rock glaciers origin.