

## Formy lodowcowe i wodnolodowcowe w Dolinie Kościeliskiej (Tatry Zachodnie)

Łukasz Nowacki\*



**Glacial and fluvioglacial forms in the Kościeliska Valley (Western Tatra Mts.).** Prz. Geol., 54: 605–609.

*Summary.* In the upper part of Kościeliska Valley several erosive (cirque and glacial trimlines) and accumulative (terminal moraines, marginal moraines, interlobate moraines and fossil rock glacier) glacial forms can be easily seen. Basing on their order and extent as well as on correlation other Tatrya valleys the deglaciation process of last mountain glaciations (Würm — Białka Stadial) in the Kościeliska Valley can be tentatively reconstructed.

**Key words:** glacial forms, morphology, paleogeography, Kościeliska Valley, Western Tatra Mts.

Zagadnienia związane z morfologią i paleogeografią terenu Doliny Kościeliskiej były od dawna przedmiotem zainteresowania wielu badaczy. Problemami związanymi z morfologiczną ewolucją tego obszaru zajmowali się między innymi: Klimaszewski (1985, 1988), Kotański (1971), Wójcik (1966, 1968), Lindner (1985, 1993), a rekonstrukcją czwartorzędowej paleogeografii Doliny Kościeliskiej zajmowali się Romer (1929), Klimaszewski (1988), Kenig i Lindner (2001), Głazek (1984), Hercman (1988, 1992), Hercman i Nowicki (2004) oraz Krzemień i Libelt (1996).

Dolina Kościeliska, położona w Tatrach Zachodnich, jest doliną walną, której ujście na przedpole Tatr znajduje się na wysokości ok. 920 m n.p.m., a najwyższe szczyty południowej grani głównej przekraczają dwa tysiące m n.p.m. (Błyszcz — 2158,5 m n.p.m., Kamienista — 2021 m n.p.m.). W południowej części Dolina Kościeliska jest zbudowana ze skał krystalicznych i metamorficznych, średnio odpornych na wietrzenie (Klimaszewski, 1988). Są one przykryte od północy skałami osadowymi serii autochtonicznej oraz płaszczowinami. Północny skłon Tatr stanowią leżące niezgodnie na osady paleogenu. Poszczególne jednostki tektoniczne zbudowane są ze skał o odmiennej litologii i odporności (od bardzo podatnych na wietrzenie iłów kampilu, w których, rozwinęła się Dolina Tomanowa, do bardzo odpornych piaskowców seisu budujących kulminację Suchego Tomanowego Wierchu). Sekwencje występujących na przemian skał odpornych i nieodpornych wpłynęły na ukształtowanie podłoża osadów czwartorzędowych (Kotański, 1971; Klimaszewski, 1988). Na system Doliny Kościeliskiej składają się po stronie wschodniej: Dolina Sucha Tomanowa, Doliny Skrajna i Zadnia Smreczyńskie tworzące zlewnię Doliny Tomanowej, a od zachodu: Dolina Pyszniańska z Babimi Nogami i Dolina Kamienista.

Dolinę Kościeliską można podzielić na dwie części, górną — przemodelowaną przez lodowce, sięgającą od południowej grani głównej do Bramy Raptawickiej i grzbietów Kominów Tylkowych i Żaru. Oraz dolną, kształtowaną przez wody lodowcowe i procesy peryglacialne, sięgającą aż do przedpola Tatr (ryc. 1).

Obszar Tatr został zlodowacony, według Lindner i in. (2003), osiem razy, lecz w obrębie Doliny Kościeliskiej zachowały się formy glacialne jedynie z ostatniego zlodowacenia, które miało zasięg podobny lub przekraczający w stosunku do poprzednich. U ujścia doliny, jak i na przedpolu możemy jednak natrafić na osady fluvioglacialne starszych zlodowaceń (ryc. 1).

Do form polodowcowych obserwowanych w dolinie Kościeliskiej możemy zaliczyć: formy erozji glacialnej, akumulacji glacialnej oraz wodnolodowcowe.

### Formy erozyjne

Działalność lodowcowa związana z abrazją, detrakcją, egzaracją i zamrozem przyczyniła się do powstania takich form jak, kotły lodowcowe. Stanowiły one obszar źródłowski dla lodowca pyszniańskiego i tomanowego. Są wykształcone w sposób odmienny niż w Tatrach Wysokich. Nie są tak rozległe ani przegłębiane, ich tylnia ściana nie jest bardzo podcięta, a czasami wręcz połoga. Cyrk pyszniański powstał z przeobrażenia mniejszych dolinek fluwialnych, które w czasie zlodowaceń były miejscem akumulacji śniegu (Klimaszewski, 1988). Miarowe niszczenie i odprowadzenie materiału skalnego doprowadzało do poszerzania i pogłębiania preglacialnych dolinek, cofania się tylnich ścian, oraz stopniowego niszczenia grzęd. Doprowadziło to do utworzenia rozległego, piętrowego cyrku Siwych Sadów (pozostał jedynie fragment grzędy pomiędzy Doliną Babich Nóg a Siwymi Sadami). W wyniku podcinania przez masy firnowe podłoża skalnego powstały charakterystyczne progi i wypłaszczenia nadające cyrkowi kształt amfiteatru. Progi skalne powstały na wysokościach ok. 1600, 1500–1480 i 1300–1290 m n.p.m. Nad rozległym cyrkiem Siwych Sadów znajduje się na wysokości 1720 m n.p.m. mały kocioł lodowcowy — Siwych Stawków. Po wschodniej stronie Dolina Kamienista, uchodząca do Doliny Pyszniańskiej zwieńczona jest piętrowym kotłem lodowcowym (1525–1700 m n.p.m. i 1475–1410 m n.p.m. oddzielone progiem morfologicznym). Piętrowe kotły na zbliżonych wysokościach występują także w Dolinie Suchej Tomanowej i Dolinach Smreczyńskich. Inną formą erozyjną są żłoby lodowcowe o wyraźnym U-kształtnym profilu, powstałe przez przeobrażenie dolin fluwialnych przez jezory lodowcowe. W Dolinie Kościeliskiej nie zaobserwowano mniejszych form w postaci wygładów czy rys lodowcowych, ponieważ skały metamorficzne na tym obszarze są w znacznym stopniu spękane i przykryte zwietrzeliną.

### Formy akumulacyjne

Maksymalny zasięg lodowca kościeliskiego podczas stadiału Białki, ostatniego zlodowacenia, wyznacza wał moreny czołowej (ryc. 1). Wał ten został utworzony przez masy lodowców pyszniańskiego i tomanowego, które po połączeniu, utworzyły lodowiec kościeliski sięgający prawie aż po Bramę Raptawicką. Jest on zachowany szczątkowo, pozostały tylko ramiona łukowatego wału, w części zaś czołowej został rozmyty przez wody proglaclialne, a także przez wody, które spłynęły u schyłku zlodowacenia z Doliny Smytniej. Obecnie w miejscu, gdzie znajdowała się morena czołowa znajduje się rozległy stożek napływowi Smytniej. Po obu stronach przeobrażonej glacialnie Doliny

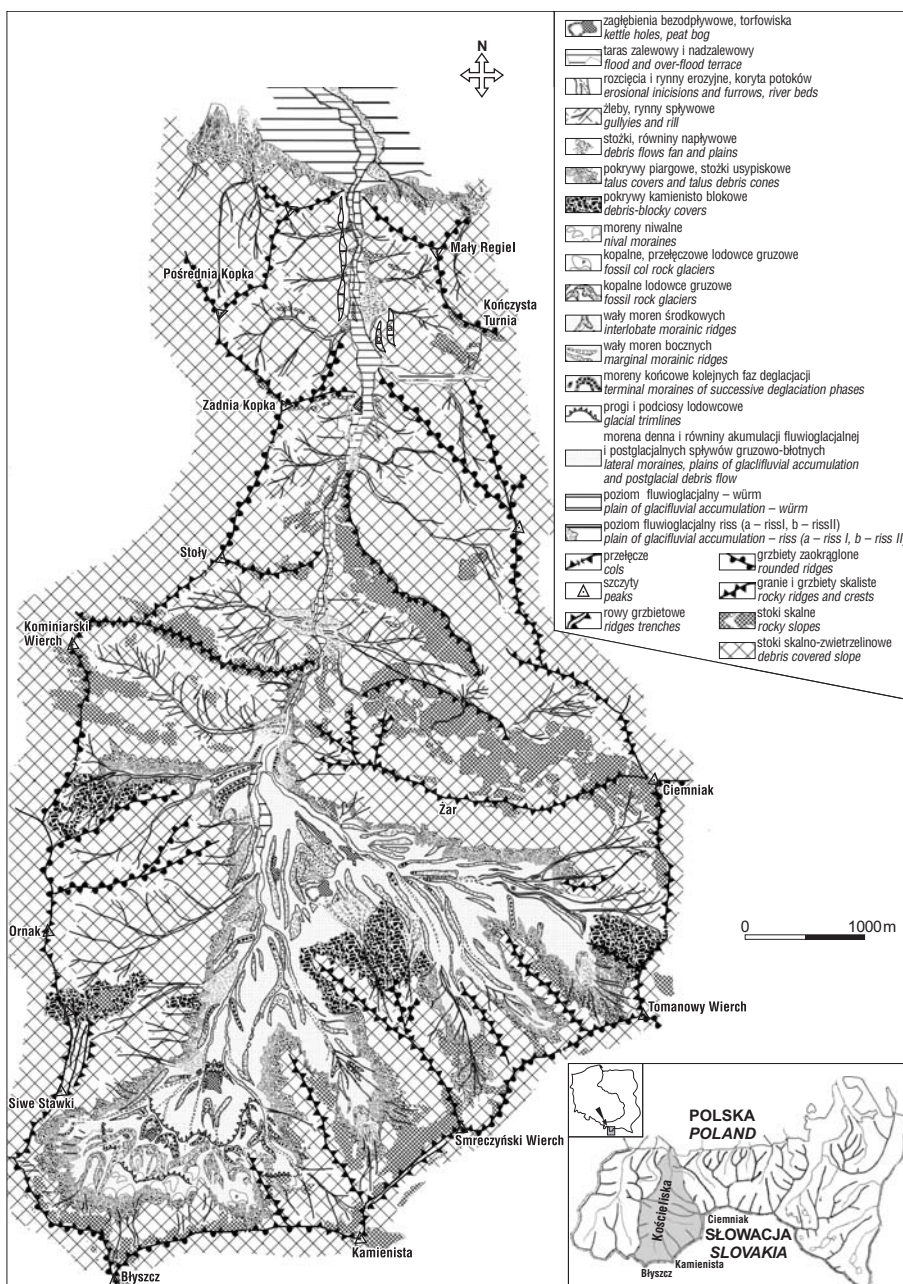
\*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; lukasz.nowacki@pgi.gov.pl

Kościeliskiej ciągną się dobrze zachowane skrzydła wału morenowego (na wysokościach 1075–1095 m n.p.m. i 1080–1105 m n.p.m., — przy czym druga wysokość określa zasięg końca formy). Przestrzeń pomiędzy skrzydłami wypełniona jest osadami moreny dennej rozciętej przez wody Potoku Kościeliskiego. Kolejną formą są moreny czołowe, ukazujące etapy deglacjacji Doliny Kościeliskiej. Są one reprezentowane przez łukowato wygięte wały, przegradzające dolinę. W większości wały te są porożciane i częściowo przemyte przez wody proglacjalne i współczesnych potoków, a stopień ich zachowania wzrasta wraz z wysokością występowania. Zmienia się także obciążenie klastów wskazując na długość transportu. Wały zostały usypane podczas dłuższych postojów czoła lodowca oraz jego recesji lub ponownych nasunięć. Moreny z pchnięcia powinny wykazywać deformacje powstałe podczas nacisku lodowca, jednak ze względu na wygładzoną, zerodowaną powierzchnię i brak odsłoneń, trudne jest określenie dokładnej ich genezy (Klimaszewski, 1988;

Motyka & Echelmeyerm, 2003). Wzgórza moreny czołowej można przypisać do określonych przedziałów wysokości, które są wspólne dla całej Doliny Kościeliskiej, co wiąże się z dłuższym postojem czoła zanikających lodowców i zwiększoną akumulacją materiału skalnego. Wśród moren możemy wyróżnić wały moreny bocznej położonej równolegle do zboczy dolinnych, niekiedy tworzące układy piętrowo ułożonych ciągów pagórków (ryc. 1). Wyróżniono moreny środkowe powstałe z połączenia moren bocznych dwóch sąsiednich lodowców (ryc. 1). Pokażna morena środkowa lodowców tomanowego i pyszniańskiego tworzy podporę dla misy jeziornej Smreczyńskiego Stawu. Kolejną formą morfologiczną są wały lodowców gruzowych, tworzące w najwyższych częściach kotłów charakterystyczne wydłużone pasma moren (ryc. 1). Powstały one w ostatnich stadiach funkcjonowania lodowców górskich, a zawartość materiału skalnego była w nich znacznie wyższa niż w przypadku „normalnych” lodowców. Materiał ten jest lokalny, dostarczany

głównie ze stoków wraz z lawinami, a klasty nie wykazują śladów dłuższego transportu. Lodowce te miały charakter szczątkowy, ich ruch był związany zarówno z działaniem sił grawitacji, jak i ruchem mas lodowo-gruzowych (Dzierżek & Nitychoruk, 1986). Obecnie formy te możemy nazwać kopalnymi lodowcami gruzowymi. Najlepiej rozwinięte osady kopalnych lodowców gruzowych znajdują się w obrębie górnego i środkowego poziomu cyrku Siwych Sądów, pod Liliowymi Turniami. Często w obrębie wałów morenowych i kopalnych lodowców, znajduje się zagłębienie bezodpływowe wypełnione osadami postglacjalnymi (Libelt, 1988). U podnóża Przełęczy Pyszniańskiej (1620–1650 m n.p.m.) występuje przełęczowy lodowiec gruzowy. Doszło tu do rozluźnienia mas skalnych i zwiększenia podatności na erozję. Jest to miejsce zwiększonej aktywności lawinowej i czynnych procesów stokowych, co prowadzi do wzmożonej depozycji materiału w postaci dużego, łukowato wygiętego wału, okalającego duży stożek usypiskowy.

Do form morenowych można zaliczyć moreny niwalne. Przeważnie znajdują się one powyżej kopalnych lodowców gruzowych, są one związane z postglacjalną działalnością stoków. Moreny niwalne są wałami, czasami przybierającymi kształt pagórków, opasującymi od dołu stożki usypiskowe. Ich powstanie związane jest z transportem materiału skalnego po śniegu przykrywającym stożki i koncentrację w postaci wałów u podnóża (Dzierżek & Nitychoruk, 1986).



Ryc. 1. Mapa geomorfologiczna Doliny Kościeliskiej  
Fig. 1. Geomorphological map of the Kościeliska Valley

## Formy akumulacji wodnolodowcowej

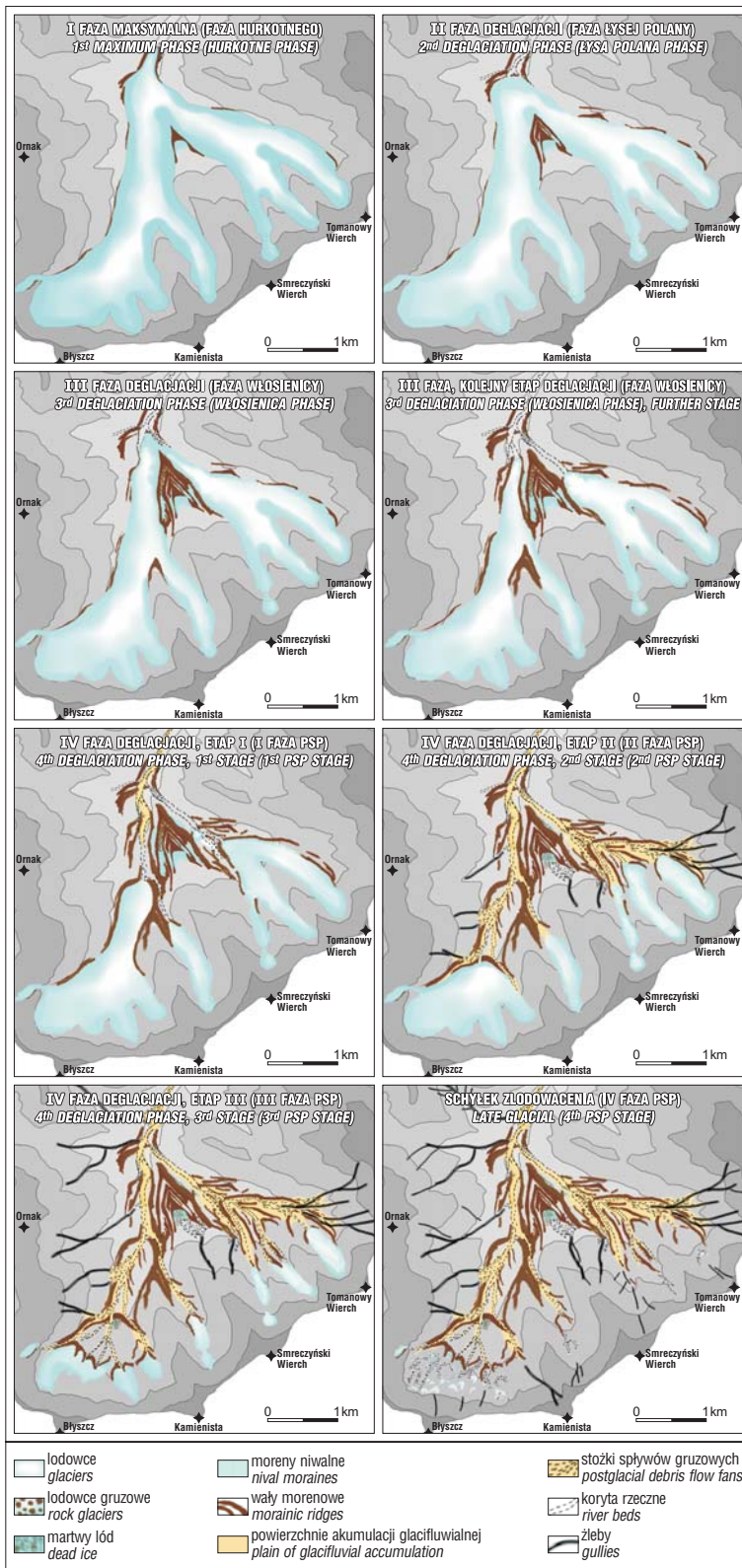
Osady wodnolodowcowe tworzą wypłaszczenia den dolinnych znacznie poniżej kotłów lodowcowych. Formy te mają charakter bardzo płaskich stożków napływowych. Zostały uformowane przez wody proglacialne, przeładowa-

ne materiałem wyniesionym z wyższych partii doliny. Miejscami stanowią one silnie zerodowane fragmenty tarasów zawieszonych nad dnem doliny. W górnych partiach dolin dominują zaś osady **splywów gruzowo-błotnych**, które wypełniły zagłębienia i powierzchnie międzywałowe.

## Paleogeografia

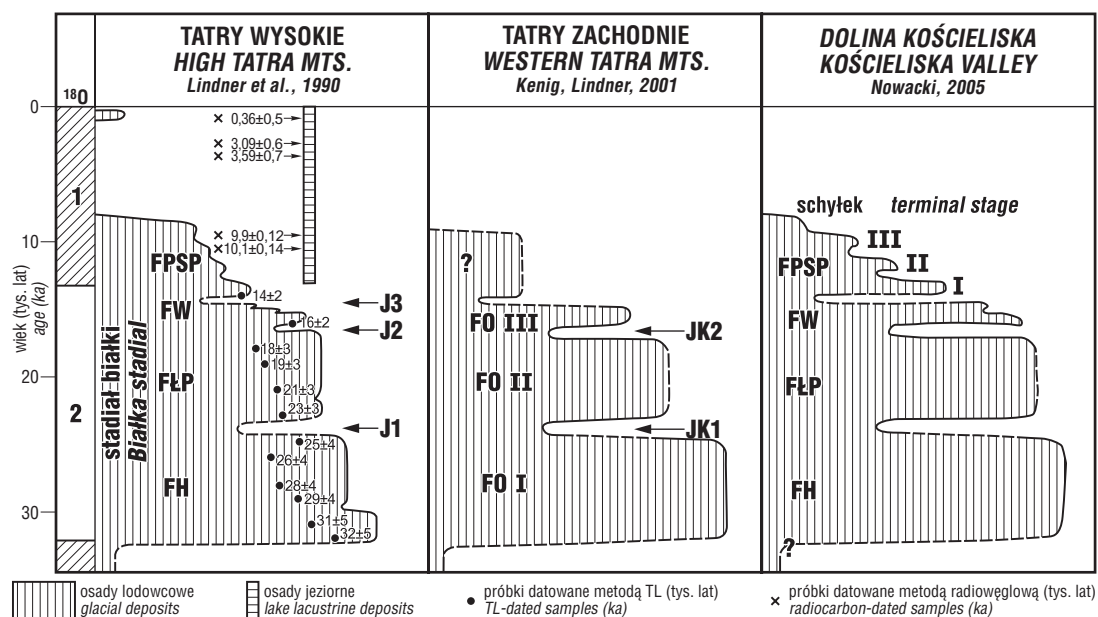
Zlodowacenie riss I jest w pełni reprezentowane, zarówno po Słowackiej jak i po Polskiej stronie, przez osady morenowe i wodnolodowcowe. Są to najstarsze zachowane moreny na północnych stokach Tatr. Wały morenowe znajdują się w Dolinie Chochołowskiej Suche Wody i Białki (Lindner i in., 2003). Występują także poziomy wodnolodowcowe w Dolinie Białego Dunajca datowane metodą TL na  $228 \pm 44$  do  $287 \pm 43$  ka. Wykształcone są pod postacią osadów gliniasto zwirowych, wykazujące duży stopień zwietrzenia (Lindner i in., 1993; Lindner i in., 2003). W Dolinie Kościeliskiej są reprezentowane przez poziom osadów wodnolodowcowych, wyraźnie zubożonych w skały krystaliczne, znajdujący się na zboczach Doliny Kościeliskiej pod Kończystą Turnią, 35–40 metrów nad obecnym dnem. Na przedpolu, nad wschodnim zboczem Kirowej Wody rozciąga się wysoki taras, również zbudowany z silnie zwietrzałych skał krystalicznych i głazów kwarcytowych, można wiązać go ze zlodowaceniem riss (Guzik, 1958; Klimaszewski, 1979; Nowacki, 2005b), lub starszym — mindel (Piotrowska & Rączkowski, 2000). Pod szczytem Panienek i ponad wałami moreny końcowej, Romer dopatrywał się w zalegających tam blokach kwarcytowych rozmytej moreny zlodowacenia starszego, uwzględniając tę obserwację można założyć, że w Dolinie Kościeliskiej miało ono większy zasięg niż ostatnie zlodowacenie (Klimaszewski, 1979 za Romerem, 1929).

Następne zlodowacenie — riss II, zazna-czyło się po stronie północnej Tatr jedynie poziomami fluwioglacjalnymi. Wykształcenie osadów tego poziomu nie odbiega pod względem litologicznym od tarasów zlodowacenia riss I, a różnica polega jedynie w położeniu względem dna doliny. Datowanie metodą TL osadów tego tarasu dało wyniki w granicy:  $172 \pm 25$  do  $143 \pm 21$  ka (Lindner i in., 1993, 2003). Po stronie słowackiej występują wały morenowe w Dolinie Białej i w okolicy Štrbskiego Ple-sa i Starego Smokovca (Lindner i in., 1993; Lindner i in., 2003). W Dolinie Kościeliskiej osady te znajdują się na wysokości 20–30 m nad dnem doliny w obrębie Bramy Kantaka i Wyżnej Kiry Miętusiej, zarówno na wschodnim, jak i na zachodnim zboczach. W obrębie ich można napotkać liczne obtoczone piaskowce kwarcytowe i silnie zwietrzałe głązy krystaliczne (Klimaszewski, 1979; Nowacki, 2005b). Wyniki uzyskane w datowaniach TL pokrywają się z etapem korozji nacieków pomiędzy 160 a 140 ka (Głazek, 1984; Hercman, 1987, 1988; Głazek & Grodzicki, 1996; Nowicki & Hercman, 2004; Nowicki, 2004).



Ryc. 2. Paleogeografia — zasięgi kolejnych faz deglacji młodszej części zlodowacenia würm (stadiu białki); PSP — Pięć Stawów Polskich

Fig. 2. Paleogeography — extents of successive deglaciation phases of the younger part of the Würm glaciation (Bialka Stadial)



**Ryc. 3.** Schemat stratygraficzny stadia Białki zlodowacenia würm w Tatrach. Fazy: FH — Hurkotnego, FŁP — Łysej Polany, FW — Włosienicy, FPSP — Pięciu Stawów Polskich, FO I, II i III — Ornak I, II i III; interfazy: J1 — Waksmundzka, J2 polany pod Wołoszynem, J3 roztoki, JK 1 i 2 — Kościeliska 1 i 2 (na podstawie Kenig & Lindner, 2001)

**Fig. 3.** Chronostratigraphic scheme of Białka stadial of the Würm glaciation in the Tatra Mts. Phases: FH — Hurkotne, FŁ — Łysa Polana, FW — Włosienica, FPSP — Pięć Stawów Polskich, FO I, II i III — Ornak I, II and III; Interphases: J1 — Waksmundzka, J2 — Polany pod Wołoszynem, J3 — Roztoka, JK 1 and 2 — Kościeliska 1 and 2 (based on Kenig & Lindner, 2001)

W Dolinie Kościeliskiej udokumentowane zostały osady okresu interglacjalnego, poprzedzającego ostatnie zlodowacenie. Występują one w Dolinie Tomanowej w postaci brekcji pod przykryciem moreny dennej zlodowacenia würm. Datowania spoiwa tej brekcji wykazały, że jest nie starsze niż riss, czyli odpowiada interglacjalowi riss II/würm (J. Głazek informacja ustna). Podobne brekcje znajdują się także w innych dolinach Tatr (Kotanski, 1958, 1971).

Ostatnie zlodowacenie jest reprezentowane przez wszystkie formy lodowcowe. Według analizy form rzeźby określono, że podczas zlodowacenia würm, lodowce rozwijały się trzykrotnie i podzielono je na trzy stadiały: Suchej Wody, Bystrej i Białki, zaś w stadiale Białki wyróżniono od 3 do 4 faz (Lindner i in., 2003).

W Dolinie Kościeliskiej zasięgi wszystkich stadiałów były do siebie zbliżone, a wręcz się pokrywały. Zachował się jedynie wał moreny końcowej, wyznaczający maksymalny zasięg lodowca podczas ostatniego stadiału (Białki). W dolinie tej nie zostały wykonane żadne datowania, dlatego też stratygrafia Doliny Kościeliskiej opiera się na przesłankach morfologicznych, oraz korelacji z innymi dolinami tatrzańskimi, gdzie były wykonywane takie datowania (Butrym i in., 1990). Pomocne są także wyniki datowań osadów naciekowych z jaskiń Tatr Zachodnich (Głazek, 1984; Hercman, 1988, 1992; Hercman & Nowicki, 2004), a także analizy osadów jeziornych i torfowisk, te jednak dotyczą jedynie schyłku ostatniego zlodowacenia (Wicik, 1979; Libelt, 1988; Krzemień & Libelt, 1996). Istotny wkład w poznanie rozwoju ostatniego zlodowacenia miało wiercenie na Polanie Ornak wykonane w ramach programu *SMGP 1 : 50 000* (Piotrowska & Rączkowski, 2000).

Na Polanie Ornak wykonano trzy odwierty, jednak żadne z nich nie przewierciło całego kompleksu osadów lodowcowych i nie osiągnęło podłoża skalnego. Udało się pozyskać rdzeń o długości 7,8 m i poddać go analizie uziarnienia i składu petrograficznego. W rezultacie wydzielono

trzy warstwy gliny lodowcowej poprzedzielane osadami zinterpretowanymi jako zwietrzelina. Wydzielony diamikton odpowiada okresom rozwoju lodowców górskich o zasięgu przekraczającym punkt wiercenia, osady wietrzniowe zaś wskazują na odsłonięcie powierzchni morenowej i złożenie osadów spływów gruzowych. Na podstawie nawierzonej serii ustalono, że osady mogą reprezentować trzy fazy nasunięcia lodowców würmskich w czasie stadiału białki. Warstwa najniższa reprezentuje fazę Hurkotnego, warstwa środkowa fazę Łysej Polany, a górna fazę Włosienicy (Kenig & Lindner, 2001). Osady znajdujące się na południe od miejsca wiercenia (ryc. 3) reprezentują kolejne stadia deglacjacji i można je powiązać z fazą Pięciu Stawów Polskich (Nowacki, 2005a, b).

Zasięgi moren i datowania metodą TL z Doliny Małej Łąki i Tatr Wysokich są w pełni zgodne i dają się korelować, podobnie jest w Dolinie Kościeliskiej (Butrym i in., 1990). Wał moreny końcowej sięgający obecnie najdalej na północ do wysokości 1075 m n.p.m. wyznacza maksymalny zasięg lodowca kościeliskiego podczas fazy I — Hurkotnego, a pozostałości podwójnego wału morenowego na wysokości 1110–1160 m n.p.m. wyznaczają zasięg podczas fazy II Łysej Polany, fazę III — Włosienicy, wyznacza wał położony na podobnej wysokości, ale ok. 200 m dalej na południe. Na fazę deglacjacji IV — Pięciu Stawów Polskich składa się wielu wałów morenowych świadczących o etapach zaniku lodowców w Dolinie Pyszniańskiej i Dolinie Tomanowej. Można tu wyznaczyć cztery etapy reprezentowane przez wały morenowe (ryc. 2):

1. Etap pierwszy — wał na wysokości: 1140–1230 m (wysokości podane w m n.p.m. według map topograficznych układu 65) w Dolinie Pyszniańskiej, wał na wysokości 1175–1250 m i 1200–1205 m w Dolinie Tomanowej;

2. Etap drugi — wały na wysokości: 1290–1400 m w Dolinie Pyszniańskiej, 1290–1320 m w Kamienistej, 1280–1320 m w Dolinie Suchej Zadniej Smreczyńskiej i 1320 m, 1340–1400 m w Dolinie Tomanowej

3. Etap trzeci — wały na wysokości: 1440–1500 m i 1450–1520 m w obrębie cyrku Siwych Sadów, 1440–1470 m w Dolinie Kamienistej, 1430 m w Dolinie Skrajnej Suchej Smreczyńskiej, 1400 m w Dolinie Zadniej Suchej Smreczyńskiej i ok. 1500 m w Dolinie Tomanowej

4. Etap czwarty — tę fazę deglacjacji reprezentuje tylko wał morenowy Siwych Stawków na wysokości 1720 m oraz formy kopalnych lodowców gruzowych znajdujących się powyżej wysokości 1500 m.

Okres po zaniku zlodowaceń dokumentuje profil osadów w górnej części Doliny Pyszniańskiej (Krzemień & Libelt, 1996). Odsłaniają się tam osady spływów gruzowych, które świadczą o uruchomieniu procesów stokowych związanych z odsłonięciem odmłodzonych przez lodowce stoków (ryc. 2). W obrębie profilu występuje też wkładka torfów związana z optimum holocenijskim przypadającym na okres atlantycki (Libelt, 1988; Libelt & Obidowicz, 1994; Krzemień & Libelt, 1996). Na podobny okres zaniku lodowców wskazują osady Smreczyńskiego Stawu. Początek okruczowej akumulacji jeziornej, przypada na okres 8 ka i określa czas wytopienia brył martwego lodu (Wicik, 1979; Skierski, 1984).

### Podsumowanie

Przebieg i zanik lodowców w schyłku ostatniego zlodowacenia w Dolinie Kościeliskiej został oparty na analizie morfologicznej form polodowcowych. Występowanie ciągów wałów morenowych na podobnych wysokościach względnych w różnych partiach doliny umożliwia ich korelację i wyznaczenie kolejnych faz zaniku lodowców. Pomocne w określaniu paleogeografii były także badania litologiczne osadów z trzech poziomów glin lodowcowych z wiercenia na Ornaku, które zinterpretowane jako starsze fazy stadiału Białki (Kenig & Lindner, 2001). W schyłkowych stadiach i po zaniku lodowców doszło do uaktywnienia procesów zboczowych, głównie pod postacią spływów gruzowo błotnych, które wypełniły obniżenia pomiędzy wałami lodowców gruzowych i pogrzebały bryły martwego lodu. Procesy te przyczyniły się do zamaskowania w górnej części Doliny Kościeliskiej, typowej, świeżej rzeźby lodowcowej. W wyznaczeniu okresu zaniku lodowców i zakonserwowanych brył martwego lodu były pomocne badania jeziornych i osadów zagłębień bezodpływowych, zarówno w niższych (Wicik, 1979; Skierski, 1984) jak i wyższych (Libelt, 1988; Libelt & Obidowicz, 1994; Krzemień & Libelt, 1996) częściach doliny. Na przedpolu i w dolnej części doliny znajdują się poziomy akumulacji wodnolodowcowej, które reprezentują zarówno ostatnie zlodowacenie (würm), jak i starsze (riss II i riss I).

### Literatura

BUTRYM J., LINDNER L., NITYCHORUK J. & OKSZOS D. 1990 — Formy rzeźby, wiek TL osadów i rozwój lodowców ostatniego zlodowacenia w Dolinie Małej Łąki, Tatry Zachodnie. *Prz. Geol.*, 38: 20–26.  
 DZIERŻEK J. & NITYCHORUK J. 1986 — Types of fossil rock glaciers in the Polish High Mts. *Bull. Polish Acad. Sc., Earth Science*.  
 GŁĄZEK J. 1984 — Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu. *Prz. Geol.*, 32: 39–43.

GŁĄZEK J., GRODZICKI J. 1996 — Kras i jaskinie. *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego*: 139–168.  
 GUZIK K., HAKENBERG M. & MICHALIK A. 1958 — Mapa geologiczna Tatr 1 : 10 000, ark. A2 Hruby Regiel. *Wyd. Geol.*  
 HERCMAN H., PAZDUR M.F. & WYSOCHAŃSKI-MINKOWICZ T. 1987 — Reconstruction of climatic changes in Tatra Mts. Based on dating of deposits from selected caves. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balc.*, 21: 59–75.  
 HERCMAN H. 1988 — Wstępne wyniki datowania metodami izotopowymi osadów z wybranych jaskiń tatrzańskich. *Gacek*, 22/43: 70–72.  
 HERCMAN H. 1992 — Osady jaskiniowe, Jaskinie Tatrzańskiego Parku Narodowego. T. 2, Jaskinie zachodniego zbocza Doliny Kościeliskiej: 11–39.  
 HERCMAN H. & NOWICKI T. 2004 — Nacieki tatrzańskie jako źródło danych paleoklimatycznych. *Mat. 38 Symp. Speleologicznego. Sekcja Przyrod. Pol. Tow. Przyrod. im. M. Kopernika. Zakopane*.  
 KENIG K. & LINDNER L. 2001 — Profile wiertnicze osadów czwartorzędowych na Ornaku oraz ich znaczenie w badaniach nad ostatnim zlodowaczeniem w Tatrach Zachodnich. *Prz. Geol.*, 49: 1180–1185.  
 KLIMASZEWSKI M. 1979 — Przewodnik LI Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego — Trasa B-10, J. Lefeld (ed.), *Zakopane*, 51: 244–258.  
 KLIMASZEWSKI M. 1985 — Mapa geomorfologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 30 000. *Atlas TPN*. *Wyd. PWN*.  
 KLIMASZEWSKI M. 1988 — Rzeźba Tatr Polskich. *Warszawa*.  
 KOTAŃSKI Z. 1958 — Preglacjalne i interglacjalne osady w Tatrach, *Acta Geol. Pol.*, 8: 276–299.  
 KOTAŃSKI Z. 1971 — Przewodnik geologiczny po Tatrach. *Wyd. Geol.*: 159–237.  
 KRZEMIEŃ K. & LIBELT P. 1996 — Dynamika stoków Tatr Zachodnich w świetle badań współczesnych procesów morfogenetycznych i postglacjalnych osadów dennych w dnach cyrków lodowcowych. *Przyroda Tatrzańskiego Parku Narodowego a człowiek*, T. I, *Nauki o Ziemi*: 106–109.  
 LIBELT P. 1988 — Warunki i przebieg sedimentacji osadów postglacjalnych w cyrkach lodowcowych Tatr Zachodnich na przykładzie kotła starorobociańskiego. *Studia Geomorph. Carpatho-Balc.*, 22: 63–81.  
 LIBELT P. & OBIDOWICZ 1994 — Die Holozäne Evolution der natürlichen Umwelt in der Stufe der oberen Waldgenze in der Westtatra. *Österreichische Geo-graphische Gesellschaft*, 136. *Wien*.  
 LINDNER L. 1985 — Origin and age of the Cracow Canyon Western Tatra Mts, *Acta Geol. Pol.*, 35: 189–199.  
 LINDNER L., NITYCHORUK J. & BUTRYM J. 1993 — Liczba i wiek zlodowaceń tatrzańskich w świetle datowań termoluminescencyjnych osadów wodnolodowcowych w dorzeczu Białego Dunajca. *Prz. Geol.*, 41: 10–21.  
 LINDNER L., DZIERŻEK J., MARCINIAK B. & NITYCHORUK J. 2003 — Outline of Quaternary glaciations in the Tatra Mts.: their development, age, and limits, *Geol. Quart.*, 47: 269–280.  
 MOTYKA R. & ECHELMAYER K. 2003 — Taku Glacier (Alaska, U.S.A.) on the move again: active deformation of proglacial sediments. *Jour. Glaciol.*, 49: 50–57.  
 NOWACKI Ł. 2005a — Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pyszniańskiej (górna część Doliny Kościeliskiej — Tatry Zachodnie). *Biul. Klubu Aktywnego Czwartorzędowca*, 1: 85–94.  
 NOWACKI Ł. 2005b — Osady lodowcowe i wodnolodowcowe w Dolinie Kościeliskiej. *Arch. Wyd. Geol. UW*.  
 NOWICKI T. 2004 — Rozwój jaskiń Czerwonych Wierchów w oparciu o badania izotopowe. *Mat. 38 Symp. Speleologicznego, Zakopane*.  
 PIOTROWSKA K. & RĄCZKOWSKI W. 2000 — Szczegółowa mapa geologiczna Polski 1 : 50 000, ark. Tatry Zachodnie. *CAG Państw. Inst. Geol.*  
 ROMER 1929 — Tatrzańska epoka lodowa. *Pr. Geogr.*, 11: 1–186.  
 SKIERSKI Z. 1984 — Wiek i geneza Smreczyńskiego Stawu. *Pr. i Stud. Geogr. UW*, 5: 82–91.  
 WICIK B. 1979 — Postglacjalna sedimentacja osadów jeziornych w Tatrach Wysokich. *Prz. Geol.*, 27: 403–404  
 WÓJCIK Z. 1966 — Geneza i wiek klastycznych osadów jaskiń tatrzańskich. *Pr. Muz. Ziemi*, 8: 3–105.  
 WÓJCIK Z. 1968 — Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich. *Pr. Muz. Ziemi*, 13: 6–33, 45–55.

Praca wpłynęła do redakcji 13.01.2006 r.  
 Akceptowano do druku 3.02.2006 r.