

Profile wiertnicze osadów czwartorzędowych na Ornaku oraz ich znaczenie w badaniach nad ostatnim zlodowaczeniem w Tatrach Zachodnich

Krystyna Kenig*, Leszek Lindner**

Borehole Quaternary sections at the Ornak and their significance to studies of the last glaciation in the Western Tatra Mountains. *Prz. Geol.*, 49: 1180–1185.

Summary. The this paper presents the results of lithogenetic investigations of Quaternary deposits discovered for the first time by three boreholes located at the Polana Ornak in the upper part of the Kościeliska Valley. Three till horizons separated by non-glacial deposits of different origin were recognized in the material obtained. Granulometric and mineralogical-petrographic analysis suggests that these till horizons may be ascribed to three phases of glacier advance, whereas the interbeds to two interphases within the Białka stadial of the last (Würm, Vistulian) glaciation in the Tatra region.

Key words: Western Tatra Mountains, Polana Ornak, boreholes, lithogenetic studies, Białka stadial, last glaciation

Dotychczasowe prace nad wiekiem i zasięgiem lodowców ostatniego (würm, vistulian) zlodowaczenia tatrzańskiego obejmowały w pierwszej kolejności głównie charakterystykę geomorfologiczną ówczesnych form rzeźby akumulacyjnej i egzaracyjnej (m.in: Romer, 1929; Halicki, 1930; Klimaszewski, 1967, 1988; Dzierżek i in., 1986; Kotarba, 1992; Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1997). W dalszej kolejności podjęto próby określenia ich wieku metodą TL (Butrym i in., 1980; Lindner i in., 1990, 1993) oraz metodą ^{36}Cl (Dzierżek i in., 1999). Uzyskane tą drogą wyniki, a także datowania nacieków jaskiniowych, dokumentujących momenty ociepleń klimatycznych (Głazek, 1984; Hercman i in., 1987; Bluszcz i in., 1988), stały się podstawą podziału ostatniego zlodowaczenia tatrzańskiego na 3 stadiały (suchej wody, bystrej i białki) oddzielone 2 interstadiałami (I i II jaskini miętusiej) oraz dały możliwość ich korelacji z równowiekowymi jednostkami na Niżu Polskim (Lindner, 1994). Ponadto przedsta-

wiono propozycję podziału najmłodszego stadiału (białki) tego zlodowaczenia na 4 fazy: hurkotnego, łysej polany, włosienicy i pięciu stawów polskich, oddzielone 3 interfazami: waksmundzką, polany pod wołoszynem i roztoki (Lindner, 1994; Lindner & Marks, 1995). W celu odtworzenia przebiegu rozwoju i zaniku lodowców ostatniego zlodowaczenia tatrzańskiego istotnymi okazały się także prace nad modelowaniem dynamiki i struktury termicznej würmskich lodowców tatrzańskich (Gądek, 1998).

Celem niniejszej pracy jest nowe spojrzenie na osady ostatniego zlodowaczenia tatrzańskiego poprzez prezentację wyników praktycznie pierwszych w historii tego obszaru prac wiertniczych i badań laboratoryjnych osadów lodowcowych, odwierconych w górnej części Doliny Kościeliskiej (ryc. 1). Wymienione prace wiertnicze zostały wykonane we wrześniu 1996 r. na Polanie Ornak (na południe od schroniska) i wraz z późniejszymi badaniami litologiczno-petrograficznymi (Kenig, 1999a) stanowią samodzielną część arkusza Tatry Zachodnie *Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000*, opracowanej przez Piotrowską i Rączkowskiego (2000). Wspomniane prace wiertnicze obejmowały wykonanie 3 otworów zaprojektowanych przez K. Piotrowską w miejscu rokującym

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

**Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

stosunkowo dużą miąższość osadów lodowcowych i dotarcie do podłoża skalnego. Profil Ornak–K osiągnął głęb. 7,8 m, profil Ornak–C I głęb. 2,0 m, a profil Ornak–C II głęb. 3,6 m (ryc. 2).

Metodyka i zakres prac

Wymienione profile uzyskano w wyniku wiercenia przeprowadzonego specjalistycznym sprzętem „Geoprobe” — sondą geologiczną o małej średnicy rdzenia (4,4 cm) i długości uzyskanego rdzenia 1,2 m, pobieranego do plastikowych, przezroczystych pojemników rurowych, hermetycznie zamykanych. Uzyskany w trakcie wierceń urobek skalny, tworzący ciągły profil osadów w poszczególnych profilach, stanowi unikalny materiał badawczy w skali regionu Tatr. Dlatego sposób opróbowania, metodyka i zakres badań litologicznych i petrograficznych musiał być dostosowany do materiału badawczego. Nie można było stosować w tym przypadku metod standardowych opracowania, lecz trzeba było zastosować odpowiadające celowi modyfikacje. Celem opracowania było uzyskanie:

— charakterystyki litologiczno-petrograficznej osadów w profilach Ornaku w ujęciu ilościowym oraz w aspekcie procesu sedymentogenezy,

— próby korelacji osadów w tych profilach.

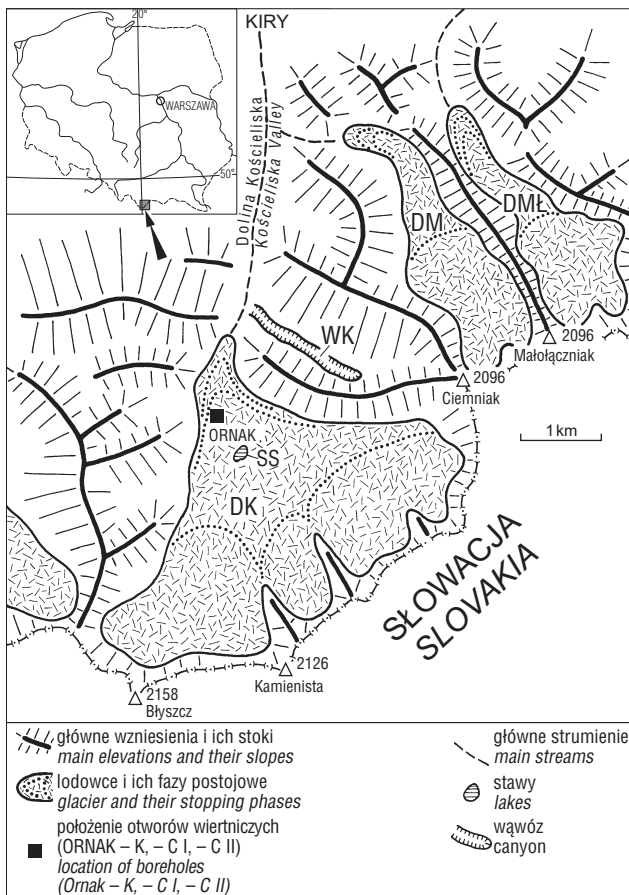
Opróbowanie osadów z rdzenia było uwarunkowane ich wykształceniem i zmiennością litologiczną, stopniem zachowania rdzenia oraz rodzajem przewidywanych do wykonania analiz. I tak, próbki do badań mineralogicznych i petrograficznych były pobierane w zasadzie z przelotów 20–50 cm, w celu uzyskania odpowiedniej ilości materiału skalnego. Natomiast próbki do analizy uziarnienia pobierane były z odpowiadających im interwałów wyżej omówionych, lecz w mniejszym przelocie, najczęściej 10–20 cm. Z uwagi na stopień zachowania rdzenia (zawodnienie części rdzenia) większa dokładność nie była konieczna. Z tak pobranego materiału pochodzącego z wierceń Ornak–K, C I i C II uzyskano ogółem 58 próbek, w tym 29 próbek punktowych i 29 rdzeniowych. Z tego materiału badawczego wykonano łącznie 116 analiz (Kenig, 1999a). Były to następujące analizy:

— analiza uziarnienia została wykonana metodą kombinowaną: laserową w zakresie frakcji poniżej 1,0 mm, oraz metodą sitową dla frakcji powyżej 1,0 mm. Uzyskane dane są sumą wyników zawartości tych frakcji. Z każdej próbki obliczono następnie za pomocą programu BDK Petrolit wartość centylów i parametrów uziarnienia według wzorów Folka i Warda (1957), w skali phi, gdzie M_z — średni rozmiar ziarna, σ_1 — graficzny współczynnik wysortowania (odchylenie standardowe), SK_1 — graficzny współczynnik skośności (asymetria), KG_1 — graficzny współczynnik spłaszczenia (kurtoza), KG' — graficzny współczynnik spłaszczenia, znormalizowany, wyrażony wzorem KG'/KG_1+1

— analiza składu petrograficznego frakcji żwirowej 5,0–10,0 mm i porównawczo powyżej 10 mm została wykonana dla wszystkich osadów zawartych w profilu. Wydzielenia poszczególnych rodzajów skał, innych oczywiście niż na obszarze Niżu Polskiego, wynikają z budowy geologicznej skał stanowiących materiał źródłowy w tym rejonie. Dlatego też dla osadu diamiktonowego uznanego za glinę morenową nie zostały obliczone współczynniki petrograficzne. Analiza składu petrograficznego frakcji 5,0–10,0 mm wykonywana pod lupą binokularną pozwoliła wydzielić dwie główne grupy skał: skały krystaliczne (trzonu krystalicznego) i skały osadowe (głównie triasowe). Wśród skał krystalicznych są to: okruchy granitoidów, kwarc oraz kwarcyty. Wśród skał osadowych są to: mułowce wiśniowe, mułowce szare lub żółte, oraz piaskowce

— analiza składu mineralno-petrograficznego frakcji 1,0–0,5 mm wykonana pod lupą binokularną pozwoliła wydzielić następujące skały lub minerały: skały krystaliczne, kwarc, muskowit, biotyt, minerały ciemne, mułowce wiśniowe, mułowce żółte, konkretacje limonitowe, konkretacje ciemne (żelazisto-manganowe) oraz konkretacje organiczne

— analizę składu minerałów ciężkich wykonano we frakcji 0,25–0,1 mm. Ze względu na minimalny udział minerałów przezroczystych, przyjęto w interpretacji obliczenia traktujące za 100% sumę wszystkich minerałów, przezroczystych i nieprzezroczystych. Tak wyliczona zawartość procentowa lepiej charakteryzuje osad i procesy hipergeniczne w nim zachodzące. Wśród minerałów przezroczystych wydzielono: amfibol, amfibol zwietrzały, piroksen, chloryt, biotyt, muskowit, granat, sylimanit, cyr-



Ryc. 1. Położenie otworów wiertniczych na Ornaku na tle zasięgu lodowców zlodowacenia wisły (würm) na południe od Kiry (Tatry Zachodnie); DK — lodowiec Doliny Kościeliskiej; DMŁ — lodowiec Doliny Małej Łąki; SS — Smreczyński Staw; WK — Wąwóz Kraków, DM — lodowiec Doliny Miętusiej

Fig. 1. Location of boreholes in the Ornak area in relation to the extent of the glaciers during the Vistulian (Würm) glaciation south from Kiry (Western Tatra Mountains); DK — Kościeliska Valley glacier; DMŁ — Mała Łąka Valley glacier; SS — Smreczyński Lake; WK — Cracow Canyon; DM — Miętusia Valley glacier

kon, apatyt. Natomiast minerały nieprzezroczyste reprezentowane są jedynie przez limonit

— zawartość węgla wapnia określano metodą objętościową na aparacie Scheiblera, we frakcji poniżej 0,1 mm wypłukanej w wodzie destylowanej.

Zakres dotychczasowych badań litologicznych

Na obszarze arkusza Tatry Zachodnie, a właściwie też w całych Tatrach, dotychczas nie były wykonywane szczegółowe badania litologiczne osadów czwartorzędowych. Najczęściej badane były osady i formy lodowcowe pod kątem ich datowania TL w dolinach na obszarze Tatr Zachodnich (Dzierżek i in., 1986; Butrym i in., 1990; Lindner i in., 1990; Lindner & Marks, 1990). W aspekcie petrograficznym Kukulak (1996) badał zawartość skał krystalicznych w osadach aluwialnych na przedpolu Tatr Zachodnich. Natomiast praca dotycząca występowania dużych głazików w Tatrach i wyliczonego wskaźnika morenowego, wykonana przez Tokarskiego (1948), ma już znaczenie historyczne. Litologiczne cechy osadów zbczowych w Dolinie za Bramką badała Jakubska (1996). Dlatego też, praktycznie nie istnieje materiał do porównań.

Właściwości litologiczne osadów

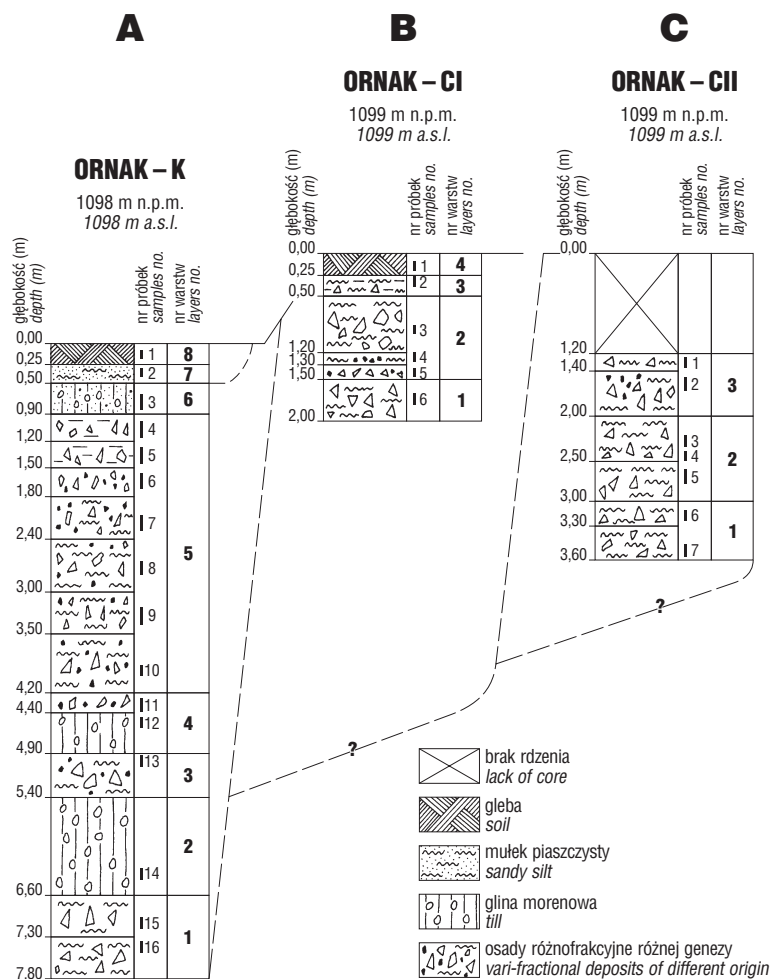
Profil Ornak–K (ryc. 2A) jest położony na wysokości 1098,0 m n.p.m. powyżej schroniska na polanie Ornak, na tarasie w odległości ok. 15,0 m na N od małego potoczku (dopływ Pysznańskiego Potoku) płynącego niemal prostopadle do drogi prowadzącej w kierunku S. Na głęb. 6,60–7,80 m (warstwa 1 na ryc. 2A) występuje osad różnofrakcyjny, nieco zailony, typu zwierzeliny. W opracowaniu jest używany termin zwierzelina lub osad typu zwierzeliny, jako produktu wietrzenia skał, dopuszczając jednak możliwość krótkiego transportu. Nie można bowiem wykluczyć niewielkiego stosunkowo przemieszczenia tego osadu wskutek np. procesów stokowych. Krótki transport nie miał jednak wpływu na złagodzenie bardzo ostrych, świeżych krawędzi skał zawartych w osadzie. Fragmenty skał frakcji żwirowych i piaszczystych są ostrokrawędziste, bez śladów obróbki w trakcie transportu.

W próbce z głębokości 7,30–7,80 m we frakcji powyżej 10 mm są obecne same okruszki skał krystalicznych (granitoidy, gnejsy); nie stwierdzono skał osadowych. Natomiast we frakcji 5,0–10,0 mm, przy dominacji skał krystalicznych stwierdza się niewielką zawartość mułwców wiśniowych w ilości do 10%. Znajduje to potwierdzenie w zawartości 8,8% tychże mułwców we frakcji piaszczystej 1,0–0,5 mm. Natomiast we frakcji ciężkiej przeważają amfibole przy wyjątkowo małej ilości limonitu. Skład granulometryczny tego osadu wskazuje na podobny udział procentowy frakcji żwirowej i piaszczystej (11–17%) przy 9% zawartości frakcji ilastej. Wartość M_z wynosi 0,61 phi. Wysortowanie tego osadu jest bardzo słabe. Zawartość $CaCO_3$ wynosi 2%. Jest to stosunko-

wo świeże środowisko depozycji z niewielkim tylko udziałem procesów wtórnych.

Podobna charakterystyka granulometryczna dotyczy osadu z próbki powyżej tj. 6,60–7,30 m, przy nieco tylko grubszym średnim ziarnie (M_z wynosi 0,27 phi) i minimalnie mniejszej zawartości części ilastych. We frakcji powyżej 10,0 mm stwierdzono, oprócz licznych ostrokrawędzistych okruszków skał krystalicznych, jeden fragment wiśniowego piaskowca oraz jeden mułowiec (łupek mułkowy?) żółty. Ta ostatnia skała, oprócz innych skał osadowych, obecna jest w większej ilości też we frakcji żwirowej oraz piaszczystej. Natomiast we frakcji minerałów ciężkich zmienia się relacja na korzyść limonitu i biotyty kosztem amfibolu. Węglanowość tego osadu jest znikoma i wynosi 1,63%. Środowisko depozycji tego osadu ulega większym niż poprzednio wpływom procesów wietrzeniowych.

Osad z głębokości 5,40–6,60 m (warstwa 2 na ryc. 2A) świadczy o zasadniczej zmianie warunków akumulacji. Jest to diamikton, który na podstawie cech makroskopowych i wyników analiz można określić jako glinę morenową. Obecność jej świadczy o warunkach klimatycznych, pozwalających na rozwój i zanik lodowca. Ogólny skład petrograficzny frakcji żwirowych zawartych w tej glinie nie różni się wyraźnie od analogicznego składu osadów zalegających powyżej i poniżej. Jednak żwiry zawarte w



Ryc. 2. Zestawienie profili 3 otworów wiertniczych wykonanych na Ornaku (Tatry Zachodnie)
Fig. 2. Comparison of three boreholes from the Ornak region (Western Tatra Mountains)

tej glinie wykazują większy, niż w innych osadach tego profilu stopień obróbki. Trzeba też odnotować, że skały krystaliczne zawarte w glinie to głównie granity droбно- i średniokrystaliczne, a więc inne skały niż w osadzie powyżej zalegającym. Wśród skał osadowych znaleziono tylko pojedyncze ziarna wiśniowych mułowców oraz piaskowców szarozółtych (we frakcji powyżej 10 mm). Podobny obraz mineralno-petrograficzny jest widoczny we frakcjach droбноziarnistych. Znaczna ilość limonitu świadczy o wtórnych procesach wietrzeniowych, którym podlegały głównie skały granitowe. W składzie granulometrycznym gliny zaznaczają się duże udziały frakcji żwirowych, piaszczystych i zwiększa się udział frakcji ilastej (M_z wynosi 0,07 phi). Węglanowość tej gliny jest niska, jak w całym osadzie i wynosi 2%.

Na głęb. 4,90–5,40 m (warstwa 3 na ryc. 2A) zalega osad różnofrakcyjny, głównie grubofrakcyjny, z małym udziałem frakcji mułkowej i ilastej. Średnia średnica ziarna ma wartość 0,06 phi, a więc osad jest znacznie grubszy niż w przypadku gliny niżej leżącej. Węglanowość, podobnie jak w całym osadzie, wynosi 2%. W składzie petrograficznym frakcji powyżej 10,0 mm obecne są tylko skały krystaliczne (granity, gnejsy serycytowe) oraz kwarcyty silnie przekrystalizowane. Oprócz tych skał w drobniejszych frakcjach występują też niezbyt liczne skały osadowe (mułowce wiśniowe i żółte oraz piaskowce). Frakcja ciężka jest wzbogacona w biotyt kosztem limonitu i amfibolu, co świadczy o spokojnych warunkach sedymentacji w zbiorniku wodnym, związanym zapewne z zatamowaniem odpływu od czoła lodowca. W pewnym sensie mogło to być zastoisko proglacjalne, do którego spływał materiał nie segregowany gruboziarnisty, głównie granitoidowy, oraz sedymentował biotyt pochodzący z rozpadu tych skał.

Na osadach tych zalega na głęb. 4,20–4,90 m diamikton (warstwa 4 na ryc. 2A) o cechach gliny morenowej w stropie (4,20–4,40 m) przechodzącej w silnie zwietrzałą glinę morenową. Gлина morenowa pod względem granulometrycznym jest silnie żwirowo-głazowa, ze stosunkowo mniejszą zawartością frakcji piaszczystych oraz zawartością frakcji ilastej. Średnia średnica ziarna M_z wynosi 1,14 phi, a wysortowanie jest wyjątkowo słabe (F 4,44) najgorsze w całym profilu. Proporcjonalnie do innych osadów zalegających powyżej, w glinie tej jest mniej okruchów skalnych (oprócz klastów ostrokrawędzistych są też żwiry ze śladami obróbki, niemal otoczaki). We frakcji powyżej 10 mm występują głównie gnejsy serycytowe i granitoidy, natomiast we frakcji żwirowej oprócz tych skał są również obecne skały osadowe, reprezentowane głównie przez wiśniowe mułowce i piaskowce. Nie ma tu natomiast mułowców żółtych, nawet w drobnej frakcji. Prawdopodobnie może to być argumentem do wykazania odmiennego źródła zasilania — tj. obszaru źródłowego dla lodowca, który złożył glinę warstwy 4, w odróżnieniu od obszaru źródłowego (lodowca) gliny poniżej leżącej (warstwa 2). W analizowanej glinie (warstwa 4) zachodziły silne procesy wietrzeniowe, o czym świadczy wysoki udział limonitu 74,3%.

Na głęb. 0,90–4,20 m (warstwa 5 na ryc. 2A) zalega dość miększa warstwa zwietrzliny, z różnofrakcyjnymi fragmentami okruchów skalnych oraz z niewielkim udziałem frakcji ilastej. Średnia średnica ziarna tego osadu wykazuje niewielkie wahania, ogólnie jednak następuje pogrubienie osadu ku stropowi warstwy, na co wskazują minusowe wartości M_z , osiągające wartość $-1,43$ phi w stropowej części. Pozostałe parametry uziarnienia nie

wykazują znacznych różnic. Jedynie tylko w próbce 4 i 7 zmienia się typ krzywej uziarnienia na spłaszczonej, co łączy się z brakiem najdrobniejszej frakcji (ilastej). Być może jest to osad na pograniczu rumoszu. Na podstawie zbadanego składu petrograficznego materiału okruchowego w różnych frakcjach można zauważyć, że w osadzie tym następuje minimalna selekcja materiału skalnego pod względem odpornościowym. Świadczy to o braku (?) lub ewentualnie bardzo krótkim transporcie tego materiału. Środowisko depozycji nie podlegało silnym procesom wietrzenia, o czym może świadczyć zmniejszenie udziału limonitu i zwiększona zawartość biotyту w stosunku do osadu wyżej leżącego. We frakcji powyżej 10,0 mm występują głównie skały granitoidowe oraz pojedyncze okruchy kwarcytów oraz mułowców wiśniowych. W mniejszych frakcjach pojawiają się sporadycznie występujące piaskowce oraz mułowce szare lub żółte oraz kwarc. Pewne zmiany w składzie petrograficznym zawartości okruchów skalnych, rozpatrywane w profilu pionowym, mogą potwierdzać drobne zmiany kierunków dostawy (spływów stokowych) materiału skalnego, np. w dolnej części warstwy 5 są obecne mułowce żółte, natomiast wyżej tylko mułowce wiśniowe.

Na zwietrzelinie tej, na głębokości 0,50–0,90 m zalega cienka warstwa diamiktonu uznanego za glinę morenową (warstwa 6 na ryc. 2A). W składzie granulometrycznym osad ten wykazuje zawartości głównych frakcji: droбноziarnistej (23,4%), średnioziarnistej (16,0%) oraz ilastej (18,6%). Średnia średnica ziarna M_z wynosi 2,97 phi, a więc jest to osad znacznie „drobniejszy” niż zwietrzelina leżąca poniżej. Również znacznie mniej jest w tym osadzie okruchów skalnych, w stosunku do osadów zwietrzelinowych, leżących poniżej. W glinie tej cały materiał okruchowy jest silnie ostrokrawędzisty. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej 5–10 mm występują głównie skały krystaliczne (granity), a nieliczne skały osadowe są reprezentowane przez mułowce wiśniowe, natomiast we frakcji piaszczystej 1,0–0,5 mm dochodzi do tego zespołu tylko kwarc.

Na glinie tej, na głębokości 0,25–0,50 m leży oddzielony dość wyraźną granicą mułek ilasty, silnie piaszczysty ze żwirkiem (warstwa 7 na ryc. 2A). M_z tego osadu wynosi 3,16 phi, wysortowanie jest bardzo słabe. Osad ten zawiera mały udział grubych frakcji, wśród których przeważają granity o silnie zwietrzałych powierzchniach (zwłaszcza skaleni) oraz są obecne pojedyncze wiśniowe mułowce, występujące we wszystkich frakcjach (żwirowych i piaszczystych). We frakcji 1,0–0,5 mm stosunkowo liczne są konkretki limonitowe oraz pseudomorfozy ilasto-żelaziste, których udział wzrasta w próbce z gleby wyżej zalegającej. Ze względu na wykształcenie litologiczne oraz na występowanie w tej warstwie licznych korzeni roślin słabo rozłożonych, można sądzić, że jest to niższa część profilu glebowego rozwiniętego na glinie morenowej niżej zalegającej lub i łącznie z osadami sedymentacji zboczowo-aluwialnej tworzącej osady tarasu Potoku Pysznańskiego.

W stropie profilu, na głęb. 0,0–0,25 m (warstwa 8 na ryc. 2A) występują osady wykształcone jako diamikton glebowy, ilasto-mułkowy, z udziałem frakcji piaszczystych i żwirowych. Średnia średnica ziarn tego osadu wynosi M_z 2,05 phi, a osad jest wyjątkowo słabo wysortowany. Pomimo, że analiza granulometryczna wykazuje udział frakcji gładzikowej (jest to prawdopodobnie 1 klast), to w wypłukanych frakcjach nieobecne są klasty grubszych frakcji. Pojawiają się one dopiero we frakcji 1–2 mm i to w małej ilości.

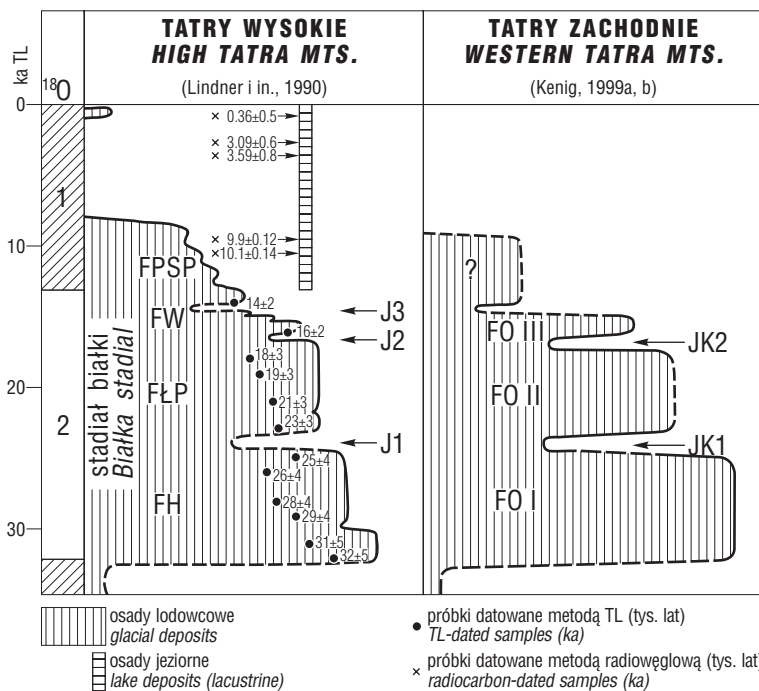
We frakcjach piaszczystych są liczne fragmenty korzeni roślin, limonitowe pseudomorfozy po korzeniach oraz nasiona roślin. W składzie petrograficznym występują tylko granity i kwarc, nie ma skał osadowych.

Profil Ornak–CI (ryc. 2B) jest położony na wysokości 1048 m n.p.m. w odległości ok. 80 m na S od profilu Ornak–K. W uzyskanym profilu (rdzeniu) geologicznym do głęb. 2,00 m stwierdzono różnofrakcyjne osady ze zmienną zawartością frakcji mułkowo-ilastych. Udział tych frakcji dających efekt zagłinięcia osadu wynosi ok. 20%. Najwyższy jest w warstwie 1, gdzie osiąga ponad 50% i może być wynikiem epizodycznej dostawy materiału drobnego ze spływu zboczowego lub/i zalewu powodziowego. Dość zaawansowane procesy postsedymentacyjne prawie w całym profilu potwierdzone są przez obecność limonitu i to zarówno w postaci konkrecyjnej, jak i mineralnej. Również klasty skał granitowych wykazują zwietrzałą powierzchnię. Osady warstwy 2 na ryc. 2B na podstawie makroskopowych cech są zbliżone do osadu typu rumoszu skalnego. Osad ten wykazuje mniejsze scementowanie częściami ilastymi, chociaż w składzie granulometrycznym frakcja najdrobniejsza jest obecna. W stropie profilu, na głębokości 0,0–0,25 m występuje poziom gleby (warstwa 4 na ryc. 2B) leżącej na osadzie wykształconym jako mułek ilasty, silnie zapiaszczony, z pojedynczymi klastami ostrokrawędzistych granitów (warstwa 3 na ryc. 2B). Stanowi to stopniowe przejście do osadów typu rumoszu skalnego, zalegających poniżej jako warstwa 2 na ryc. 2B.

Profil Ornak–CII (ryc. 2C). W profilu tym od 0,0–1,20 m nie uzyskano rdzenia osadów, z powodu dużej zawodnienia. Pozostałą część rdzenia stanowi diamikton zailony (warstwy 1–3 na ryc. 2C) o różnej zawartości poszczególnych frakcji. Świadczą też o tym zmienne wartości MZ od 2,78 phi w spągu do –0,85 phi w górnej części profilu. W składzie petrograficznym frakcji żwirowej przeważają skały krystaliczne (ogólnie biorąc granitoidy). Liczny stosunkowo udział ma grubokrystaliczny kwarc żyłowy. Skały osadowe występują w pojedynczych ilościach i głównie są to wiśniowe mułowce. Taki skład ilościowy potwierdza się też w jakościowym udziale tych składników we frakcji 1,0–0,5 mm. A więc dominacja skał krystalicznych przy znacznym udziale kwarcu i niewielkiej zawartości mułowców wiśniowych. Mułowce żółte obecne są właściwie tylko w spągowej próbce. Skład minerałów ciężkich osadów wskazujących na udział procesów wietrzeniowych w tym profilu wykazuje, oprócz przeważającej zawartości limonitu, zwiększoną ilość biotytu i apatytu. Ten ostatni pochodzi z rozpadu pegmatytów Tatr Zachodnich. Osady w tym profilu są bezwapniste. Można sądzić, że osady stwierdzone w profilu geologicznym wiercenia Ornak–CII reprezentują odmienne, starsze środowisko sedimentacji stokowo-zwietrzelinowej niż w profilu Ornak–CI (ryc. 2B, C).

Podsumowanie

Z przedstawionych wyżej danych wynika, że w górnej części Doliny Kościeliskiej, w strefie występowania form rzeźby i osadów glacialnych związanych z ostatnim (würm, vistulian) zlodowaczeniem tatrzańskim, zachowane są trzy oddzielne warstwy (poziomy) gliny morenowej, przedzielone różnofrakcyjnymi osadami o różnym wykształceniu genetyczno-facjalnym. Na podstawie charakterystyki litologicznej i petrograficznej warstw gliny, jak też i cech genetyczno-facjalnych osadów dzielących uznano, że warstwy gliny morenowej mogą reprezentować trzy fazowe nasunięcia lodowców młodowistuliańskich w czasie stadiału Białki (por. Lindner i in., 1990). Dla faz tych, licząc od najstarszej, zaproponowano nazwy: ornak I, ornak II i ornak III, dla oddzielających zaś je okresów zaniku lodowców i tym samym rozwoju pokryw stokowo-zwietrzelinowych nazwy interfaz: kościeliskiej 1 i kościeliskiej 2 (Kenig, 1999a, b). Osady lodowcowe tych faz nie sięgają Wąwozu Kraków (ryc. 1) z licznymi, piętrowo w nim zachowanymi jaskiniami, związanymi z przepływami krasowymi głównie w okresach interglacjalnych środkowego i młodszego plejstocenu (Lindner, 1985). Z analizy rzeźby i osadów lodowcowych zachowanych w górnej części Doliny Kościeliskiej oraz w Dolinie Miętusiej i Dolinie Małej Łąki (Michalik & Guzik, 1959; Bac-Moszaszwili i in., 1979) wynika, że maksymalne zasięgi i fazy zaniku lodowców ostatniego zlodowaczenia mogą być w tych dolinach równowiekowe (Lindner i in., 1990). Jeśli z kolei zważyć, że maksymalny zasięg ówczesnego lodowca w Dolinie Małej Łąki



Ryc. 3. Schemat chronostratygraficzny stadiału białki ostatniego zlodowaczenia (würm, vistulian) w Tatrach. **Fazy:** FH — hurkotnego, FLP — Łysej polany, FW — włosienicy, FPSP — pięciu stawów polskich, FO I — ornaku I, FO II — ornaku II, FO III — ornaku III; **interfazy:** J 1 — waksmundzka, J 2 — polany pod wołoszynem, J 3 — roztoki, JK 1 — kościeliska 1, JK 2 — kościeliska 2

Fig. 3. Chronostratigraphic scheme of the Białka stadial of the last glaciation (Würm, Vistulian) in the Tatra Mountains. **Phases:** FH — Hurkotne, FLP — Łysa Polana, FW — Włosienica, FPSP — Pięć Stawów Polskich, FO I — Ornak I, FO II — Ornak II, FO III — Ornak III; **interphases:** J 1 — Waksmundzka, J 2 — Polana pod Wołoszynem, J 3 — Roztoka, JK 1 — Kościeliska 1, JK 2 — Kościeliska 2

wydatowano metodą TL na około 31–25 ka (Butrym i in., 1990) i odniesiono do fazy hurkotnego (Lindner i in., 1990; Lindner, 1994; Lindner & Marks, 1995), to i w Dolinie Kościeliskiej największe (?) rozprzestrzenienie ówczesnego lodowca — faza ornak I — mogło przypaść na wyżej wymieniony okres czasowy (ryc. 3). W nomenklaturze stosowanej przez Baumgart-Kotarbę i Kotarbę (1997) byłby to postój czoła lodowców ostatniego zlodowacenia w Dolinie Białej Wody (Tatry Wysokie) na linii WA. Należy też przypuszczać, że młodsza faza rozwoju ówczesnych lodowców w Tatrach Wysokich, datowana na ok. 23–21 ka i określona jako faza łysej polany (Lindner i in., 1990), może być utożsamiana z fazą ornak II w Dolinie Kościeliskiej (ryc. 3). W Dolinie Białej Wody jej odpowiednikami mogą być postoje czół lodowych na liniach WB–BW1–BW2 (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1997). Mając to na uwadze, należy też liczyć się z możliwością uznania fazy ornak III za odpowiednik fazy włosienicy (ryc. 3), datowanej w Tatrach Wysokich na około 17–16 ka (Lindner, 1994; Lindner & Marks, 1995), co zdają się potwierdzać także wyniki datowań kosmogenicznym izotopem ^{36}Cl (por. Dzierżek i in., 1999). W Dolinie Białej Wody za odpowiednik tej fazy należy zapewne uznać postój lodowców na linii moren czołowych BW3–BW5 (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1997).

Dalszy zanik lodowców ostatniego zlodowacenia w górnej części Doliny Kościeliskiej doprowadził do utworzenia jeszcze wyżej zachowanej strefy czołowomorenowej oraz do powstania na jej przedpolu jeziora polodowcowego — Smreczyńskiego Stawu (ryc. 1), którego osady o miąższości do 230 cm były przedmiotem badań palinologicznych (Skierski, 1984), podobnie jak otaczającego ten staw torfowiska (Dyakowska, 1932). Z badań tych wynika, że ostateczny zanik lodowców nastąpił tu zapewne dopiero we wczesnym holocenie, proces akumulacji jeziornej i torfowiskowej rozpoczął się zaś około 8 tysięcy lat BP, to jest u schyłku fazy borealnej i na początku fazy atlantyckiej. W Tarach Wysokich etapy zaniku lodowców na przełomie późnego plejstocenu i holocenu mieszczą się w obrębie fazy pięciu stawów polskich (ryc. 3). W ujęciu Baumgart-Kotarby i Kotarby (1997), obejmują one zapewne momenty formowania czół lodowych określonych jako BW6 do BW10.

Literatura

BAC-MOSZSZWILI M., BURCHARD J., GŁAZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A. & WESTWALEWICZ-MOGILSKA E. 1979 — Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 30 000. Wyd. Geol.
 BAUMGART-KOTARBA M. & KOTARBA A. 1997 — Würm glaciation in the Biała Woda valley, High Tatra Mountains. Stud. Geomorph. Carpatho-Baltica, 31: 57–81.
 BLUSZCZ A., GOSLAR T., HERCMAN H., PAZDUR M.F. & WALANUS A. 1988 — Comparison of TL, ESR and ^{14}C dates of speleothems. Quatern. Sc. Rev., 7: 417–421.
 BUTRYM J., LINDNER L. & OKSZOS D. 1990 — Formy rzeźby, wiek TL osadów i rozwój lodowców ostatniego zlodowacenia w Dolinie Małej Łąki (Tatry Zachodnie). Prz. Geol., 38: 20–26.
 DYAKOWSKA J. 1932 — Analiza pyłkowa kilku torfowisk tatrzańskich. Acta Soc. Bot. Pol., 9: 475–530.

DZIERŻEK J., LINDNER L. & NITYCHORUK J. 1986 — Late Quaternary deglaciation of the Eastern Polish Tatra Mts. Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc., 34: 395–407.
 DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., ZREDA-GOSTYŃSKA G. & ZREDA M. 1999 — Metoda datowania kosmogenicznym izotopem ^{36}Cl — nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich. Prz. Geol., 47: 987–992.
 FOLK L.R. & WARD W.C. 1957 — Brazos River bar, a study in the significance of grain-size parameters. Jour. Sedim. Petrol., 27: 3–27.
 GADEK B. 1998 — Würmskie zlodowacenie Tatr w świetle rekonstrukcji lodowców wybranych dolin na podstawie prawidłowości glaciologicznych. Pr. Nauk. Uniw. Śląskiego, 1741: 1–150.
 GŁAZEK J. 1984 — Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu. Prz. Geol., 32: 39–43.
 HALICKI B. 1930 — Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Spraw. Pol. Inst. Geol., 5: 377–534.
 HERCMAN H., PAZDUR M.F. & WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ T. 1987 — Reconstruction of climatic changes in the Tatra Mts. Based on datings of deposits from selected caves. Stud. Geomorph. Carpatho-Balc., 21: 59–75.
 JAKUBSKA O. 1996 — Lithological features of slope deposition of the carbonate series of the Western Tatra Mountains (forest zone). Pol. Tow. Miner., Pr. Spec., 7: 79–81.
 KENIG K. 1999a — Badania litologiczno-petrograficzne osadów czwartorzędowych, Szczegółowa mapa geologiczna polski w skali 1 : 50 000, ark. Tatry Zachodnie. Arch. Państw. Inst. Geol.
 KENIG K. 1999b — Nowy profil młodszego plejstocenu w wierceniach badawczych na Ornaku — Tatry Zachodnie (wyniki badań litologicznych — komunikat). VI Konf. Stratygrafii plejstocenu Polski nt. Czwartorzęd wschodniej części Kotliny Sandomierskiej, Czudec, 31.08–4.09.1999, Poster: 1–3.
 KLIMASZEWSKI M. 1967 — Polskie Tatry Zachodnie w okresie czwartorzędowym. [W:] Czwartorzęd Polski, (red.) R. Galon, J. Dylak. PWN: 431–497.
 KLIMASZEWSKI M. 1988 — Rzeźba Tatr Polskich. PWN.
 KOTARBA A. 1992 — Natural environment and landform dynamics of the Tatra Mountains. Mount. Res. and Development, 12: 105–129, Univ. California Press.
 KUKULAK J. 1996 — Proportion of crystalline rocks in Quaternary alluvial (and outwash) forms in the foreland of the Western Tatra Mts. Pol. Tow. Miner., Pr. Spec., 7: 82–83.
 LINDNER L. 1985 — Origin and age of the Cracow Canyon, Western Tatra Mts. Acta Geol. Pol., 35: 189–198.
 LINDNER L. 1994 — Jednostki stadialne i interstadialne ostatniego zlodowacenia (würm, vistulian) w Tatrach Polskich i na Podhalu. Acta Univ. N. Copernici, Geografia 27: 59–73.
 LINDNER L., DZIERŻEK J. & NITYCHORUK J. 1990 — Problem wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (vistulian) w Tatrach Polskich. Geol. Quart., 34: 339–354.
 LINDNER L. & MARKS L. 1995 — Correlation of Glacial Episodes of the Wisła (Vistulian) Glaciation in the Polish Lowland and Mountain Regions, and in Scandinavia. Bull. Pol. Acad., Sc. Earth Sc., 43: 5–15.
 LINDNER L. & MARKS L. 1996 — Stadiały i interstadiały zlodowacenia Wisły na Niżu Polskim i w Tatrach. [W:] Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych, A. Kostrzewski (red.), Geografia UAM 57: 177–188.
 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.
 MICHALIK A. & GUZIK K. 1959 — Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1 : 10 000, ark. Kamienista. Wyd. Geol.
 PIOTROWSKA K. & RĄCZKOWSKI W. 2000 — Objasnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1 : 50 000, ark. Tatry Zachodnie. Państw. Inst. Geol.
 PIOTROWSKA K. & RĄCZKOWSKI W. 2002 (w druku) — Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1 : 50 000, ark. Tatry Zachodnie. Państw. Inst. Geol.
 ROMER E. 1929 — The Ice Age in the Tatra Mts. Mem. Acad. Pol., A1: 253.
 SKIERSKI Z. 1984 — Wieki i geneza Smreczyńskiego Stawu. Uniw. Warsz., Pr. Stud. Geogr., 5: 82–91.
 TOKARSKI J. 1948 — Wyniki poszukiwań wskaźnika morenowego dyluwium Tatrzańskie. Pol. Akad. Umiej., Starunia 24: 1–16.