

Leszek LINDNER, Jan DZIERŻEK, Jerzy NITYCHORUK

## Problem wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (Vistulian) w Tatrach Polskich

Na podstawie badań geomorfologicznych i geologicznych rzeźby i osadów lodowcowych Tatr Polskich oraz wyników datowań tych osadów metodą termoluminescencji przedstawiono zasięgi i wiek lodowców ostatniego zlodowacenia w Tatrach Polskich. Starsze z tych lodowców, o lokalnie największym zasięgu, rozwijały się około 60–40 tys. lat temu w stadiale Bystrej = stadiałowi Świecia na Niżu Polskim. Młodsze lodowce rozwijały się około 32–10 tys. lat temu w stadiale Białki = stadiałowi głównemu na Niżu Polskim, osiągając najdalszy zasięg w fazie Hurkotnego i kolejno mniejsze zasięgi w fazie Łysej Polany = fazie Leszna i Poznania, fazie Włosienicy = fazie pomorskiej i w fazie Doliny Pięciu Stawów Polskich = fazie Gardna. Wymienione stadiały i fazy oddzielone są ociepleniami interstadialnymi i interfazowymi, umożliwiającymi narastanie w tutejszych jaskiniach nacieków węglanowych datowanych metodami: torowo-uranową, termoluminescencji, radiowęgla i ESR.

### WSTĘP

Celem opracowania jest prezentacja nowych danych dotyczących wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (Würm, Vistulian) w Tatrach Polskich (fig. 1). Danych tych dostarczyły w pierwszym rzędzie szczegółowe badania geomorfologiczne i geologiczne przeprowadzone przez autorów nad czwartorzędem wybranych rejonów Tatr Wysokich (J. Dzierżek i in., 1982*a, b*, 1986, 1987; J. Dzierżek, J. Nitychoruk, 1985, 1986) i Tatr Zachodnich (L. Lindner, 1985; J. Butrym i in., 1990) oraz wcześniejsze prace szczegółowe dotyczące tej problematyki badawczej (M. Hakenberg, 1959; S. Jaczynowski, 1959; M. Klimaszewski, 1961, 1967). Pomocnymi okazały się także wyniki badań lito- i biostratygraficznych osadów tutejszych jezior (B. Wicik, 1979, 1984; B. Marciniak, A. Cieśla, 1983; J. Kondracki, 1984; K.M. Krupiński, 1984; J. Stasiak, 1984; Z. Skierski, 1984; K. Szeroczyńska, 1984; K. Więckowski, 1984) oraz pierwsze datowania osadów młodoczwartorzędowych tego rejonu wykonane metodą radiowęgla (B. Wicik, 1979; P. Libelt, 1988) i termoluminescencji (W.

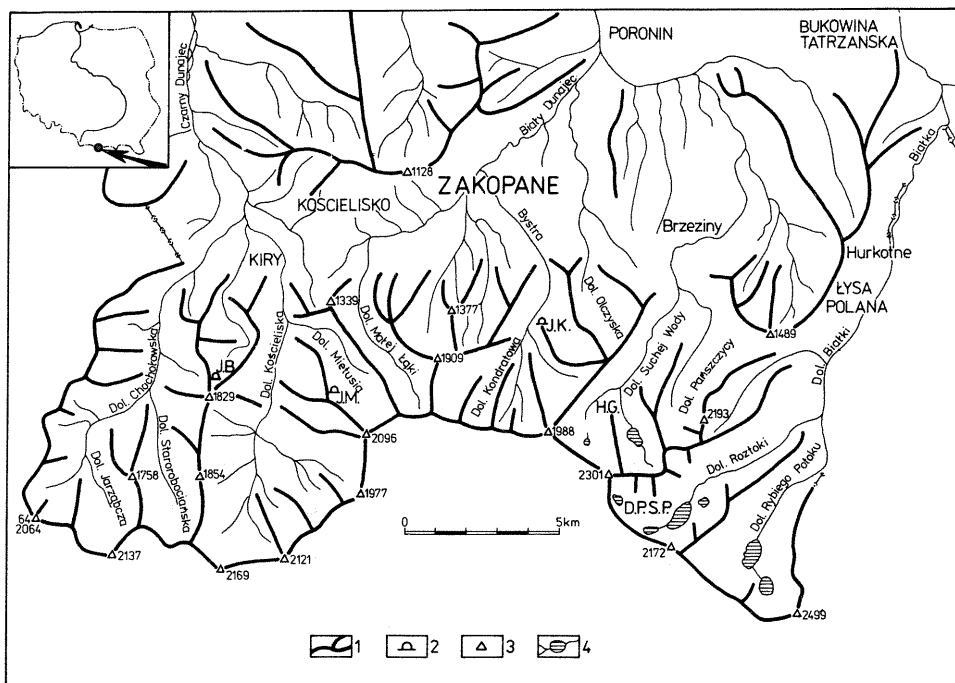


Fig. 1. Szkic lokalizacyjny Tatr Polskich

Location sketch of Polish Tatra Mts

1 – grzbiety górskie; 2 – jaskinie wymienione w tekście: J.B. – Jaskinia Bandzioch, J.M. – Jaskinia Miętusia, J.K. – Jaskinia Kasprowa Niżnia; 3 – szczyty górskie; 4 – rzeki i jeziora (stawy); H.G. – Hala Gąsienicowa; D.P.S.P. – Dolina Pięciu Stawów Polskich

1 – mountain crests; 2 – caves mentioned in the text: J.B. – Bandzioch Cave, J.M. – Miętusia Cave, J.K. – Kasprowa Niżnia Cave; 3 – mountain summits; 4 – rivers and lakes (ponds); H.G. – Hala Gąsienicowa; D.P.S.P. – Dolina Pięciu Stawów Polskich

Stańska-Prószynska, M. Prószynski, 1984; H. Prószynska-Bordas i in., 1988; J. Butrym i in., 1990). Niezwykle ważnymi dla powyższych rozważań są również wyniki licznych już datowań nacieków węglanowych z tutejszych jaskiń uzyskane metodą torowo-uranową (J. Głazek, 1984) oraz metodami radiowęglą, termoluminescencji i ESR (H. Hercman i in., 1987; A. Bluszcz i in., 1988).

Badania tatrzańskich osadów jeziornych i nacieków węglanowych dostarczają bowiem danych pozwalających na identyfikację i chronologię ociepleń interstadialnych i interfazowych, umożliwiających rozwój tych osadów i nacieków w czasie ostatniego zlodowacenia. Ocieplenia te oddziaływały w Tatrach Polskich stadialne i fazowe transgresje tutejszych lodowców, a możliwość datowania metodą termoluminescencji zarówno pozostawionych wówczas osadów lodowcowych, jak i zachowanych w jaskiniach nacieków węglanowych stała się podstawą dla ustalenia chronologii następujących po sobie ochłodzeń i ociepleń w obrębie ostatniego zlodowacenia (fig. 2).

Analiza powyższych danych dla całego obszaru Tatr Polskich stała się także podstawą dla przedstawienia szkiców zasięgów lodowców ostatniego zlodowacenia w czasie jego głównych stadialów i faz (fig. 3 i 4). Przebieg tych zasięgów w niektórych częściach północnego przedpola Tatr Polskich różni się od

schematów zawartych w pracach E. Romera (1929), B. Halickiego (1930) i M. Klimaszewskiego (1967, 1988).

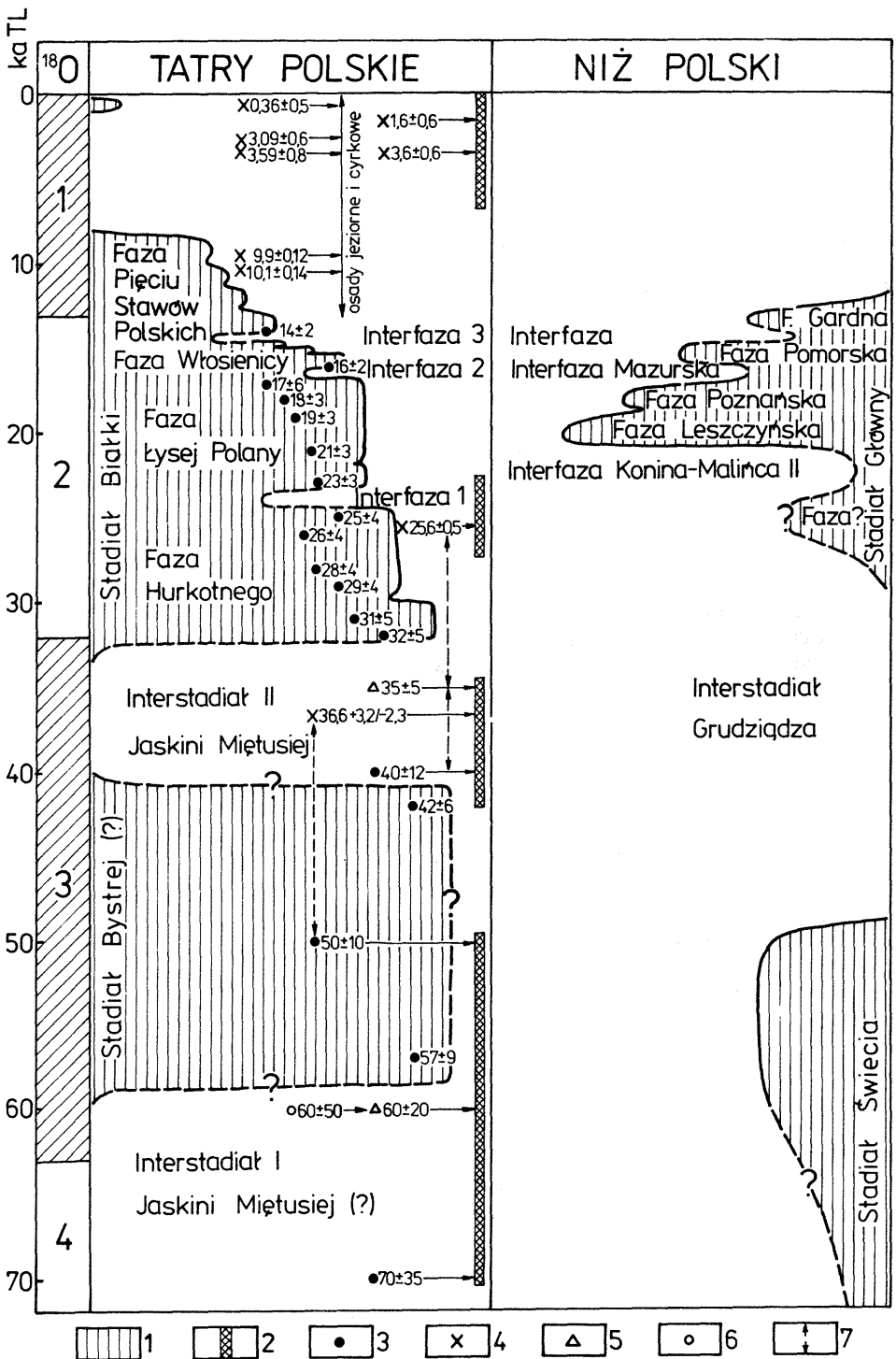
## OSADY OSTATNIEGO ZŁODOWACENIA I ICH WIEK

### INTERSTADIAŁ I JASKINI MIĘTUSIEJ(?)

Datowania uzyskane metodami termoluminescencji i ESR dla nacieków węglanowych Tatr Polskich i zawarte w przedziale  $70 \pm 35 - 60 \pm 20$  ka (A. Bluszcz i in., 1988) oraz pierwsza dla tego okresu data nacieków z Jaskini Miętusiej ( $60 \pm 50$  ka), uzyskana metodą torowo-uranową (J. Głazek, 1984), a także brak dowodów na rozwój zjawisk lodowcowych w tym czasie zdają się przemawiać za uznaniem ówczesnych warunków klimatycznych za interstadialne = interstadiałowi I Jaskini Miętusiej(?) – fig. 2. Należy sądzić, że warunki te mogły stanowić kontynuację ocieplenia schyłkowej części interglacjału eemskiego, wyrażonego utworzeniem nacieków węglanowych w Jaskini Bandzioch i datowanych metodą torowo-uranową. Biorąc pod uwagę fakt, że przypisywane interglacjałowi eemskiemu nacieki węglanowe w Jaskini Bandzioch datowano metodą torowo-uranową na  $124 \pm 66 / - 14$  ka (J. Głazek, 1984), a z Jaskini Kasprowej Niżniej metodą termoluminescencji na  $115 \pm 30$  ka i metodą ERS na  $175 \pm 105$  ka (A. Bluszcz i in., 1988), należy sądzić, że na obszarze Tatr Polskich interstadiał I Jaskini Miętusiej (?) mógł być oddzielony od interglacjału eemskiego ochłodzeniem stadialnym, utrudniającym rozwój nacieków węglanowych, ale nie wykluczającym możliwości rozwoju najstarszych lodowców ostatniego zlodowacenia o nieznanym, zapewne niewielkim zasięgu.

### STADIAŁ BYSTREJ (?)

Ostatnio H. Prószyńska-Bordas i in. (1988) odnaleźli w rejonie Bystrego i Antałówki (w dorzeczu Bystrej) osady uznane ich zdaniem za glinę lodowcową i datowali je metodą termoluminescencji na  $57 \pm 9$  i  $42 \pm 6$  ka (fig. 2). W rejonie Bystrego glina ta występuje poniżej poziomu gleby kopalnej, która przykryta jest jeszcze młodszym poziomem gliny lodowcowej. Jeżeli przyjąć poprawność powyższych datowań, jak też właściwe określenie genezy datowanych osadów (co w przypadku glin lodowców górskich nie zawsze jest jednoznaczne), to wypada dopuścić, że glina lodowcowa zachowana w rejonie Bystrego i Antałówki może wyznaczać zasięg jednego lodowca tatrzańkiego, wysuwającego się na północ doliną Bystrej (fig. 3). Lodowiec ten rozwijał się zapewne w środkowej części ostatniego zlodowacenia, którą proponujemy określić mianem stadiału Bystrej (?). Zasięg tego lodowca był tu zdecydowanie większy od dotychczas przyjmowanego zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia w tej części Tatr Polskich i wyznaczonego przez dobrze wykształcone systemy moren czołowych i bocznych (por. E. Romer, 1929; B. Halicki, 1930; M. Klimaszewski, 1967, 1988; M. Bac-Moszaszwili i in., 1979) oraz określonego przez autorów mianem stadiału Białki. Argumentem przemawiającym za powyższą interpretacją może być fakt występowania już tylko w rejonie Bystrego młodszej gliny lodowcowej ostatniego zlodowacenia, datowanej metodą termoluminescencji na  $22,5 \pm 3$  ka (H. Prószyńska-Bordas i in., 1988).



Jeżeli zgodzić się z powyższą interpretacją oraz z faktem, że rozwój starszych nacieków węglanowych w interstadiale I Jaskini Miętusiej (?) trwał od około 70 do około 50 ka, a młodszych nacieków węglanowych od około 40 do około 35 ka, to należy uznać z dużym prawdopodobieństwem możliwość rozwoju lodowców stadiału Bystrej (?) w przedziale czasowym od około 60 do około 40 ka (fig. 2). Na możliwość ówczesnego rozwoju lodowców tatrzańskich zwrócili uwagę także H. Hercman i in. (1987).

Odpowiednikiem czasowym rozwoju tych lodowców na Niżu Polskim był zapewne stadiał Świecia (fig. 2). W strefie Doliny Dolnej Wisły doszło wówczas do transgresji lądolodu skandynawskiego, którego pozostałością jest odrębny poziom gliny zwałowej ostatniego zlodowacenia (J.E. Mojski, 1985; L. Lindner, 1987). Gлина ta w schemacie stratygraficznym A. Makowskiej (1986) oznaczona jest (od dołu) symbolem BIII, a w schemacie E. Drozdowskiego (1986) jako poziom drugi (od góry). Wiek termoluminescencyjny tej gliny określono na  $56,6 \pm 8,4 - 51,1 \pm 7,7$  ka (E. Drozdowski, S. Fedorowicz, 1985; S. Fedorowicz, 1988).

#### INTERSTADIAŁ II JASKINI MIĘTUSIEJ

Oznaczenia wieku termoluminescencyjnego ( $40 \pm 12$  ka), radiowęglowego ( $36,6 \pm 3,2 / -2,3$  ka) i ESR ( $35 \pm 15$  ka) młodszej generacji nacieków węglanowych Jaskini Miętusiej (H. Hercman i in., 1987; A. Bluszcz i in., 1988) rejestrują na obszarze Tatr Polskich kolejno młodszy okres poprawy warunków klimatycznych w środkowej części ostatniego zlodowacenia, określony przez autorów jako interstadiał II Jaskini Miętusiej (fig. 2). Należy sądzić, że podczas tego interstadiału mogło dojść do znacznego cofnięcia się, a być może nawet zaniku lodowców na obszarze Tatr Polskich. O znacznej poprawie ówczesnych warunków klimatycznych może świadczyć rozwój gleby kopalnej zachowanej w rejonie Bystrego i w mieszanej tam częściowo w młodszej glinie morenową (W. Stańska-Prószyńska, M. Prószyński, 1984), datowaną metodą termoluminescencji na  $22,5 \pm 3$  ka (H. Prószyńska-Bordas i in., 1988).

Na Niżu Polskim odpowiednikiem tego ocieplenia jest zapewne interstadiał Grudziądzka (J.E. Mojski, 1985; L. Lindner, 1987). W strefie Doliny Dolnej Wisły jest on udokumentowany m.in. osadami morskimi stanowiska Mała Słońca z zachowaną w nich malakofauną datowaną metodą radiowęglą na  $37,4 \pm 2,0 / -1,5$  i  $40,7 \pm 2,65 / -2,0$  ka (E. Drozdowski, 1986) oraz międzymorenowymi osadami mineralnymi datowanymi metodą termoluminescencji na

Fig. 2. Schemat chronostratygraficzny środkowej i młodszej części ostatniego zlodowacenia  
Chronostratigraphic scheme of the middle and younger part of the Last Glaciation

1 – osady lodowcowe; 2 – nacieki węglanowe według H. Hercman i in. (1987); próbki datowane metodami: 3 – termoluminescencji według A. Bluszcza i in. (1988), H. Hercman i in. (1987), H. Prószyńskiej-Bordas i in. (1988), J. Butryma i in. (1990) i autorów; 4 – radiowęglą według B. Wicika (1979), H. Hercman i in. (1987), A. Bluszcza i in. (1988) i P. Libelta (1988); 5 – ESR według A. Bluszcza i in. (1988); 6 – torowo-uranową według J. Głazka (1984); 7 – próbki nacieków węglanowych datowane dwiema lub trzema metodami; stadia  $^{18}\text{O}$  według N.J. Shackletona, N.D. Opdyke'a (1973)

1 – glacial deposits; 2 – carbonate sinters, according to H. Hercman et al. (1987); samples dated by: 3 – thermoluminescence method according to A. Bluszcz et al. (1988), H. Hercman et al. (1987), H. Prószyńska-Bordas et al. (1988), J. Butrym et al. (1990) and the authors; 4 – radiocarbon method according to B. Wicik (1979), H. Hercman et al. (1987), A. Bluszcz et al. (1988) and P. Libelt (1988); 5 – ESR method according to A. Bluszcz et al. (1988); 6 – U/Th method according to J. Głazek (1984); 7 – samples of carbonate sinters dated by two or three methods;  $^{18}\text{O}$  stages according to N.J. Shackleton, N.D. Opdyke (1973).

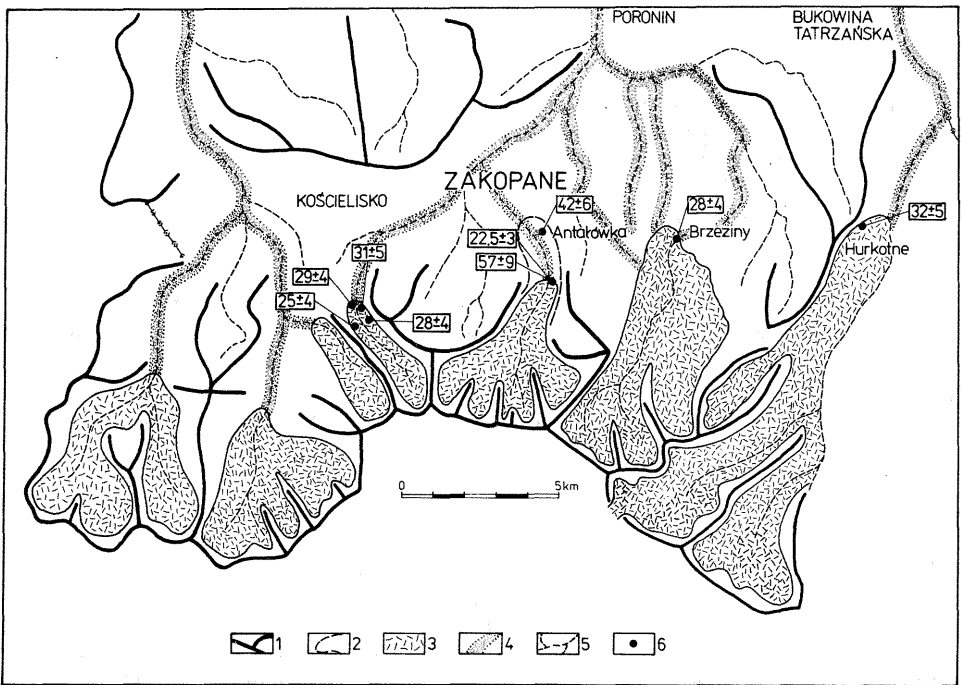


Fig. 3. Tatry Polskie w starszej części stadiała Białki (faza Hurkotnego)

Polish Tatra Mts during the older part of the Białka Stage (Hurkotne Phase)

1 – główne grzbiety górskie; 2 – zasięg lodowca w stadiale Bystrej; 3 – położenie lodowców w stadiale Białki – fazy Hurkotnego; 4 – główne szlaki odpływu wód lodowcowych; 5 – zarys współczesnych rzek i jezior; 6 – położenie i wiek termoluminescencyjny osadów lodowcowych w tys. lat

1 – main mountain crests; 2 – glaciers extent during the Bystra Stage; 3 – glaciers extent during the Białka Stage (Hurkotne Phase); 4 – main tracks of glacial outflow; 5 – outline of the present rivers and lakes; 6 – location and thermoluminescence age of glacial deposits (in thousands of years)

$48,2 \pm 7,0$  i  $42,2 \pm 6,5$  ka (E. Drozdowski, 1986; E. Drozdowski, S. Fedorowicz, 1985; S. Fedorowicz, 1988).

#### STADIAŁ BIAŁKI

Jak wykazały ostatnie badania geologiczne i geomorfologiczne przeprowadzone przez autorów nad młodszym czwartorzędem wybranych rejonów Tatr Polskich oraz oznaczenia wieku termoluminescencyjnego pobranych próbek osadów mineralnych tutejszych moren czołowych, istnieją podstawy dla włączenia do ostatniego zlodowacenia moreny czołowej na Hurkotnym, która wraz z najbardziej zewnętrznymi morenami czołowymi w Dolinie Suchej Wody (Brzeziny) i w Dolinie Małej Łąki winna dokumentować rozwój lodowców w starszej części stadiała Białki, określonej jako f a z a H u r k o t n e g o (fig. 2 i 3).

We wszystkich trzech wymienionych rejonach najbardziej zewnętrzne moreny czołowe pozostawione przez lodowce Doliny Białki, Doliny Suchej Wody i Doliny Małej Łąki odznaczają się bardziej zatartą rzeźbą, a zwłaszcza słabiej zachowanymi zagłębieniami bezodpływowymi lub ich brakiem – jako pozos-

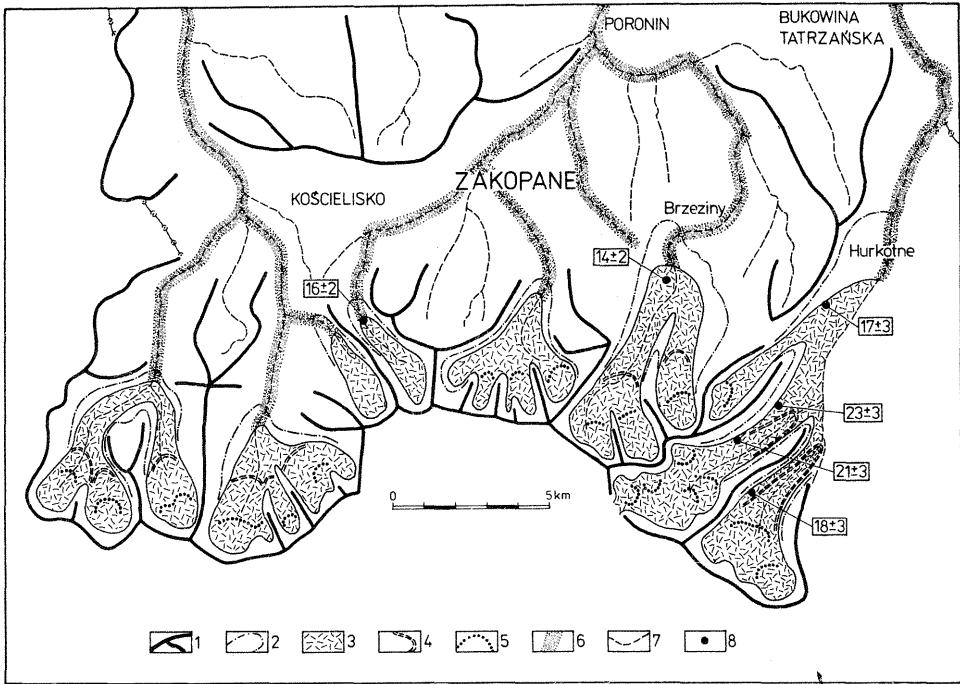


Fig. 4. Tatry Polskie w środkowej części stadiała Białki (faza Łysej Polany)  
Polish Tatra Mts during the middle part of the Białka Stage (Łysa Polana Phase)

1 – główne grzbiety górskie; stadiał Białki: 2 – zasięg lodowców w fazie Hurkotnego; 3 – położenie lodowców w fazie Łysej Polany; 4 – zasięg lodowców w fazie Włosienicy; 5 – zasięg lodowców w fazie Doliny Pięciu Stawów Polskich; 6 – główne szlaki odpływu wód lodowcowych; 7 – zarys współczesnych rzek i jezior; 8 – położenie i wiek termoluminescencyjny osadów lodowcowych w tys. lat

1 – main mountain crests; Białka Stage: 2 – glaciers extent during the Hurkotne Phase, 3 – glaciers extent during the Łysa Polana Phase, 4 – glaciers extent during the Włosienica Phase, 5 – glaciers extent during the Dolina Pięciu Stawów Polskich Phase; 6 – main tracks of glacial outflow; 7 – outline of the present rivers and lakes; 8 – location and thermoluminescence age of glacial deposits (in thousands of years)

tałościami po bryłach martwego lodu. Fakt ten, jak też przyleganie do nich od południa form czołowomorenowych o bardziej urozmaiconym reliefie, jednoznacznie wskazuje na ich wcześniejszą akumulację. Dotychczas utworzenie moreny czołowej na Hurkotnem było związane przez wszystkich autorów ze zlodowaceniem przedostatnim = Riss (E. Romer, 1929; B. Halicki, 1930; M. Klimaszewski, 1967, 1988).

Ostatnio wykonane oznaczenia wieku termoluminescencyjnego moreny na Hurkotnem (próbka z głębokości 2 m) dały wiek  $32 \pm 5$  ka (Lub-1596), moreny w Brzezinach –  $28 \pm 4$  ka (Lub-1619), a dwudzielnego, zewnętrznego wału moreny czołowej w Dolinie Małej Łąki –  $31 \pm 5$ – $25 \pm 4$  ka (J. Butrym i in., 1990). W przypadku moren czołowych w Dolinie Małej Łąki daty te stały się podstawą do wcześniejszego wyróżnienia tam transgresji lodowców w fazie I Doliny Małej Łąki (J. Butrym i in., 1990). Powyższe daty świadczą, że wymienione moreny czołowe można uznać za zbliżone wiekowo, a dwudzielność zewnętrznego wału moreny czołowej w Dolinie Małej Łąki może dowodzić dwóch etapów formowania czoła lodowca zajmującego tę dolinę w fazie Hurkotnego. Określenie wieku fazy Hurkotnego na około 32–25 ka (fig. 2)

potwierdza sugestie J. Głazka (1984) o możliwości wcześniejszego rozwoju w Tatrach tych lodowców ostatniego zlodowacenia, których inwentarz morenowy jest dobrze zaznaczony w tutejszej morfologii oraz świadczy, że dokumentujące tę fazę moreny zewnętrzne zachowane w wyżej wymienionych dolinach winny wyznaczać maksymalny zasięg lodowców stadiału Białki w Tatrach Polskich (fig. 3). W Tatrach Słowackich za odpowiednik fazy Hurkotnego winien być przyjmowany stadiał A w nomenklaturze R. Halouzki (1977).

Zasięg lodowców tatrzańskich w fazie Hurkotnego musiał tym samym wyprzedzać czasowo maksymalny rozwój łądolodu skandynawskiego w czasie ostatniego zlodowacenia Niziu Polskiego (fig. 2). Na Niziu Polskim za odpowiednik czasowy tej fazy wypada przyjąć ochłodzenie (fazę ?) bezpośrednio poprzedzające rozwój flory znanej ze stanowiska Konin – Maliniec II (K. Tobolski, 1984).

W Tatrach Polskich młodsze ocieplenie klimatyczne = i n t e r f a z a 1 było dotychczas określane przez autorów jako interfaza waksmundzka (J. Dzierżek i in., 1986, 1987) lub jako interfaza I Wielkiej Polany (J. Butrym i in., 1990). W Dolinie Waksmundzkiej (por. J. Głazek, 1960, 1963) jest ona reprezentowana podmorenowymi osadami fluwiogłacialnymi, a w strefie Wielkiej Polany w Dolinie Małej Łąki zanikiem tutejszego lodowca w okresie oddzielającym moment utworzenia dwóch wałów zewnętrznych i wału wewnętrznego moreny czołowej. Ówczesne ocieplenie sprzyjało także ponownemu narastaniu nacieków węglanowych w tutejszych jaskiniach (fig. 2). W Jaskini Miętusiej wiek tych nacieków określono metodą radiowęglową na  $25,6 \pm 0,5$  ka (H. Hercman i in., 1987; A. Bluszcz i in., 1988). W Tatrach Słowackich opisywanej interfazie winien odpowiadać interstadiał A/B w nomenklaturze R. Halouzki (1977).

Na Niziu Polskim odpowiednikiem wymienionej interfazy były warunki klimatyczne sprzyjające rozwojowi flory zachowanej w stanowisku Konin – Maliniec II (por. K. Tobolski, 1984) i datowanej metodą radiowęglą na  $22,05 \pm 0,45$  i  $22,23 \pm 0,48$  ka (M.F. Pazdur, A. Walanus, 1979).

Ponowny rozwój lodowców tatrzańskich nastąpił w f a z i e Ł y s e j P o l a n y (fig. 2 i 4) uznawanej dotychczas za moment maksymalnego rozwoju lodowców ostatniego zlodowacenia w Tatrach (por. J. Dzierżek i in., 1986, 1987). Obserwacje poczynione w Dolinie Roztoki, w Dolinie Małej Łąki i w Dolinie Białki oraz oznaczenia wieku termoluminescencyjnego wykazały, że z fazą tą należy wiązać akumulację moren bardziej wewnętrznych, a więc młodszych od moren czołowych przypisywanych fazie Hurkotnego. I tak w dorzeczu Białki (fig. 4) lodowce fazy Łysej Polany pozostawiły poza moreną czołową, zachowaną w rejonie Łysej Polany, m.in. dwa wały moren bocznych, zachowanych w Dolinie Roztoki i datowanych metodą termoluminescencji na  $23 \pm 3$  (Lub-1616) i  $21 \pm 3$  ka (Lub-1615) oraz moreny boczne zachowane w rejonie Morskiego Oka i Rusinowej Polany, datowane metodą termoluminescencji odpowiednio na  $18 \pm 3$  (Lub-1617) i  $17 \pm 3$  ka (Lub-1618). W Dolinie Małej Łąki moreny boczne tej fazy datowano metodą termoluminescencji na  $19 \pm 3 - 17 \pm 6$  ka (J. Butrym i in., 1990). W Tatrach Słowackich odpowiednikiem tej fazy jest stadiał B w nomenklaturze R. Halouzki (1977).

Mając na uwadze powyższe daty, jak też miejscami zaznaczającą się dwu- a nawet trójdzielność moren czołowych i bocznych fazy Łysej Polany, należy sądzić, że faza ta może odpowiadać ochłodzeniu klimatycznemu, które doprowadziło na Niziu Polskim do maksymalnego zasięgu łądolodu skandynawskiego w czasie ostatniego zlodowacenia (fig. 2). Starszą część tego zasięgu



dokumentuje tam faza Leszna (około 20 ka), a młodszą — faza Poznania (około 18,4 ka) i subfaza Chodzieży (około 17,2 ka) — S. Kozarski (1986, 1988).

Młodsze ocieplenie wyrażone jest w Tatrach Polskich cofnięciem części większości tutejszych lodowców i określone jest przez autorów mianem i n t e r f a z y 2 (fig. 2). We wcześniejszych pracach regionalnych było ono opisywane jako interfaza Polany pod Wołoszynem (por. J. Dzierżek i in., 1986, 1987) lub jako interfaza II Wielkiej Polany (J. Butrym i in., 1990). Warunkując ją ocieplenie umożliwiło także akumulację organogeniczną w Dolinie Waksmundzkiej (por. M. Włodek, 1978). W Tatrach Słowackich odpowiednikiem tej interfazy jest zapewne interstadiał B/C w nomenklaturze R. Halouzki (1977), a na Niżu Polskim interfaza mazurska (fig. 2).

Następujący po tym ociepleniu rozwój lodowców tatrzańskich doprowadził do utworzenia kolejnego systemu form czołowomorenowych. W Dolinie Małej Łąki doszło wówczas do powstania najbardziej wewnętrznego wału moreny czołowej datowanej metodą termoluminescencji na  $16 \pm 2$  ka (J. Butrym i in., 1990). W Dolinie Rybiego Potoku morena czołowa ówczesnego lodowca zachowana jest w rejonie Włosienicy (J. Dzierżek i in., 1986, 1987), od której pochodzi nazwa f a z y W ł o s i e n i c y (fig. 2 i 4). W Tatrach Słowackich fazie tej winien odpowiadać stadiał C w nomenklaturze R. Halouzki (1977), a na Niżu Polskim faza pomorska z maksymalnym zasięgiem ładolodu skandynawskiego około 15,2 ka (por. S. Kozarski, 1986, 1988).

Młodsze ocieplenie w i n t e r f a z i e 3 przyniosło w Tatrach Polskich zanik brzeżnych części lodowców. W Dolinie Małej Łąki doszło wówczas zapewne do utworzenia postglacjalnego zbiornika jeziornego na obszarze Wielkiej Polany (por. A. Kotarba i in., 1977; J. Butrym i in., 1990). W Tatrach Słowackich interfazie tej odpowiada zapewne interstadiał oddzielający stadiał C od fazy D<sub>1</sub> w nomenklaturze R. Halouzki (1977). Na Niżu Polskim ocieplenie to wyrażone jest jako interfaza oddzielająca fazę pomorską od fazy Gardna (fig. 2).

Kolejny rozwój lodowców tatrzańskich, określane przez autorów jako f a z a D o l i n y P i ę c i u S t a w ó w P o l s k i c h (fig. 2), doprowadził do utworzenia najmłodszych w obrębie stadiału Białki i z reguły najwyżej położonych w Tatrach Polskich form i osadów lodowcowych. Z oznaczeń wieku termoluminescencyjnego tych osadów wynika, że najstarsze z nich były akumulowane około 14,2 ka (H. Prószyńska-Bordas i in., 1988), zaś akumulacja najmłodszych mogła być równowiekowa z późnoglacjalnym, a nawet borealnym zapełnianiem jezior wysokogórskich osadami dennymi (por. J. Dzierżek i in., 1986, 1987), czego dowodzą zarówno datowania radiowęglowe tych osadów (B. Wicik, 1979), jak też ich badania palinologiczne (K.M. Krupiński, 1984) i diatomologiczne (B. Marciniak, A. Cieśla, 1983). Akumulacja w tych jeziorach zachodziła przez cały holocen, rejestrując m.in. wahania górnej granicy lasów (por. K.M. Krupiński, 1984). Zmieniające się w tych jeziorach poziomy wód i ich żyzność oraz chemizm osadów dokumentują badania diatomologiczne i szczątków *Cladocera*, a także badania geochemiczne (B. Marciniak, A. Cieśla, 1983; K. Szeroczyńska, 1984). Wyróżnione w fazie Doliny Pięciu Stawów Polskich momenty nabrzmiwania jeziorów lodowcowych ostatniego zlodowacenia Tatr Polskich (por. J. Dzierżek i in., 1986, 1987) znajdują odpowiedniki w Tatrach Słowackich w postaci faz D<sub>1</sub>–E<sub>3</sub> w nomenklaturze R. Holouzki (1977).

Towarzyszący ociepleniu holoceniowskiemu rozwój nacieków węglanowych został datowany metodą radiowęgla na  $3,6 \pm 0,6$  i  $1,6 \pm 0,6$  ka (H. Hercman i in., 1987), a ówczesna akumulacja organiczno-mineralna w zagłębiach niektórych

cyrków polodowcowych na  $3,59 \pm 0,8 - 0,36 \pm 0,05$  ka (P. Libelt, 1988).

Ostatnie kilkaset lat obejmujące młodszy subatlantyk zaznaczyło się w Tatrach Polskich ochłodzeniem i wzrostem opadów (Mała Epoka Lodowa 600–100 lat temu), sprzyjającym rozwojowi akumulacji tzw. moren niwalnych i przełęczowych lodowców gruzowych (J. Dzierżek i in., 1986, 1987; J. Dzierżek, J. Nitychoruk, 1986). Z tego też okresu pochodzą zapewne szczątkowe lodowce karowe zachowane w Tatrach Wysokich w Wielkim Kotle Mięguszowieckim oraz pod Rysami (J. Dzierżek i in., 1982*a, b*; S. Wdowiak, 1959, 1961).

## UWAGI KOŃCOWE

W podsumowaniu powyższych rozważań należy stwierdzić, że wobec braku danych paleontologicznych badania geomorfologiczne i geologiczne oraz datowania metodami fizycznymi i izotopowymi osadów czwartorzędowych i ówczesnych nacieków węglanowych, mimo częstych zastrzeżeń do wyników analizy termoluminescencyjnej (por. M.F. Pazdur, A. Bluszcz, 1987*a, b*), czy też rozbieżności między wynikami różnych metod, winny być główną podstawą odtworzenia zasięgu i wieku lodowców plejstoceńskich w Tatrach Polskich.

Wykazana możliwość wyróżnienia w Tatrach Polskich osadów lodowcowych ostatniego zlodowacenia w przedziale czasowym około 60–40 ka (stadiał Bystrej?), jak też możliwość większego zasięgu tych lodowców niż podczas ich późniejszego rozwoju około 32–10 ka (stadiał Białki), nie powinny być zaskoczeniem, jeśli zważyć, że mamy tu do czynienia ze zlodowaczeniami górskimi, szybciej reagującymi na globalne zmiany klimatyczne, a zwłaszcza na ochłodzenia i wzrost opadów, niż lądolody kontynentalne, wywodzące się tylko częściowo z obszarów górskich. Znany autorom rozwój lodowców spitsbergeńskich w czasie ostatniego zlodowacenia wyraził się również ich maksymalnym rozwojem około 50–43 ka (G.S. Boulton, 1979; L. Lindner i in., 1983, 1984, 1987; P. Kłysz i in., 1989). Ponadto dzięki coraz częstszej możliwości datowania termoluminescencyjnego górskich osadów lodowcowych i wodnolodowcowych należy się liczyć z ich poważnym odmładzaniem, jak to wykazano ostatnio na przykładzie północnego przedpola Alp (por. K. Rögner i in., 1988).

W świetle powyższych stwierdzeń nie powinien budzić zastrzeżeń także fakt wcześniejszego osiągnięcia maksymalnego zasięgu lodowców stadiału Białki (w fazie Hurkotnego około 32–30 ka) niż lądolodu stadiału głównego (w fazie Leszna około 20 ka) na Niziu Polskim. Dowiedziono także, że w Górach Skalistych i na ich wschodnim przedpolu większość formujących się lodowców górskich wyprzedzała w rozwoju maksimum zasięgu lądolodu laurentyjskiego (N.W. Rutter, 1984).

## PIŚMIENICTWO

- BAC-MOSZASZWILI M., BURCHART J., GŁAZEK J., IWANOW A., JAROSZEWSKI W., KOTAŃSKI Z., LEFELD J., MASTELLA L., OZIMKOWSKI W., RONIEWICZ P., SKUPIŃSKI A., WESTFALEWICZ-MOGILSKA E. (1979) – Mapa geologiczna Tatr Polskich 1:30 000. Wyd. Geol. Warszawa.
- BLUSZCZA A., GOSLAR T., HERCMAN H., PAZDUR M.F., WALANUS A. (1988) – Comparison of TL, ESR and  $^{14}\text{C}$  dates of speleothems. *Quatern. Sc. Rev.*, **7**, p. 417–421.
- BOULTON G.S. (1979) – Glacial history of the Spitsbergen archipelago and the problem of a Barents Shelf ice sheet. *Boreas*, **8**, p. 31–57.
- 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**, p. 20–26, nr 1.
- DROZDOWSKI E. (1986) – Stratygrafia i geneza osadów zlodowacenia Vistulian w północnej części Dolnego Powiśla. *Pr. Geogr. Inst. Geogr. Przestrz. Zagosp. PAN*, **146**.
- DROZDOWSKI E., FEDOROWICZ S. (1985) – Nowe datowania termoluminescencyjne osadów zlodowacenia Vistulian nad dolną Wisłą. *Prz. Geogr.*, **57**, p. 599–609, nr 4.
- DZIERŻEK J., LINDNER L., NITYCHORUK J. (1986) – Late Quaternary deglaciation of the Eastern Polish Tatra Mts. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **34**, p. 395–407, nr 4.
- DZIERŻEK J., LINDNER L., NITYCHORUK J. (1987) – Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry). *Prz. Geol.*, **35**, p. 8–15, nr 1.
- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J. (1985) – Rzeźba i osady lodowcowe oraz osady i procesy zboczowe w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry). *Arch. Inst. Geol. Podst. UW. Warszawa*.
- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J. (1986) – Types of fossil rock glaciers in the Polish High Tatra Mts. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, **34**, p. 409–418, nr 4.
- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., ŻOŁNA P. (1982a) – Badania lodowczyka pod Bulą pod Rysami. *Pr. Studenc. Koła Nauk. Geogr. UMCS*, **1**, p. 65–76.
- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., ŻOŁNA P. (1982b) – Mapa płatów firnowych w okolicy Morskiego Oka. *Pr. Studenc. Koła Nauk. Geogr. UMCS*, **1**, p. 59–64.
- FEDOROWICZ S. (1988) – Dolina dolnej Wisły – wyniki datowań TL w laboratorium Uniwersytetu Gdańskiego. *Prz. Geol.*, **36**, p. 727–731, nr 12.
- GŁAZEK J. (1960) – Czwartorzędowe osady podmorenowe Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. *Prz. Geol.*, **8**, p. 154–155, nr 3.
- GŁAZEK J. (1963) – Les séries sedimentaires du versant nord de Wołoszyn (Hautes Tatras). *Acta Geol. Pol.*, **13**, p. 467–480, nr 3–4.
- GŁAZEK J. (1984) – Pierwsze datowania izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. *Prz. Geol.*, **32**, p. 39–43, nr 1.
- HAKENBERG M. (1959) – Uwagi o morfologii glacialnej Doliny Pięciu Stawów Polskich w Tatrach. *Prz. Geol.*, **7**, p. 364–369, nr 8.
- HALICKI B. (1930) – Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. *Spraw. Państw. Inst. Geol.*, **5**, p. 377–534, z. 3/4.
- HALOUZKA R. (1977) – Stratigraphical subdivision of sediments of the last glaciations in the Czechoslovak Carpathians and their correlation with the contemporary Alpine and North-European glaciations. *IGCP Project 73 (1) 24. Quaternary glaciations in the Northern Hemisphere. Raport 4 on the Session in Stuttgart*, p. 83–90
- 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-Balcan.*, **21**, p. 59–75.
- JACZYŃSKI S. (1959) – Fotogrametryczna analiza młodszej pokrywy i form czwartorzędowych

- wych Doliny Chochołowskiej i Jarzączej w Tatrach Zachodnich. *Prz. Geol.*, 7, p. 369–372, nr 8.
- KLIMASZEWSKI M. (1961) – The Tatras. W: Guide-book of the excursion. From the Baltic to the Tatras. 3 – South Poland. INQUA Vith Congress, p. 168–205.
- KLIMASZEWSKI M. (1967) – Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. W: Czwartorzęd Polski (red. R. Galon, J. Dylík), p. 431–497. PWN. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. (1988) – Rzeźba Tatr Polskich. PWN. Warszawa.
- KŁYSZ P., LINDNER L., MARKS L., WYSOKIŃSKI L. (1989) – Zarys chronostratygrafii młodszego czwartorzędu w rejonie północnego obramowania Billefjordu (Olav V Land, Spitsbergen). *Inst. Nauk o Ziemi UMCS. Mat 3 Sesji Polarnej nt. Badania środowiska naturalnego Zachodniego Spitsbergenu*, p. 171–177. Lublin.
- KONDRACKI J. (1984) – Badania paleolimnologiczne w Tatrach w latach 1974–1978. *Pr. Stud. Geogr.*, 5, p. 25–37.
- KOTARBA A., SMOLAK W., SROKA J. (1977) – Some remarks on the modelling of glacial valley-floors in the Polish Tatra Mts in the light of geophysical measurements. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 11, p. 67–78.
- KOZARSKI S. (1986) – Skale czasu a rytm zdarzeń geomorfologicznych Vistulianu na Nizinie Polskiej. *Czas. Geogr.*, 57, p. 247–270, z. 2.
- KOZARSKI S. (1988) – Time and dynamics of the Last Scandinavian ice-sheet retreat from northwestern Poland. *Geogr. Pol.*, 55, p. 91–101.
- KRUPIŃSKI K.M. (1984) – Evolution of Late Glacial and Holocene vegetation in the Polish Tatra Mts, based on pollen analysis of sediments of the Przedni Staw Lake. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 31, p. 37–48, nr 1–4.
- LIBELT P. (1988) – Warunki i przebieg sedymentacji osadów postglacjalnych w cyrkach lodowcowych Tatr Zachodnich na przykładzie Kotła Starorobociańskiego. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan.*, 22, p. 63–82.
- LINDNER L. (1985) – Origin and age of the Cracow Canyon, Western Tatra Mts. *Acta Geol. Pol.*, 35, p. 189–198, nr 1–2.
- LINDNER L. (1987) – Main stratigraphic problems in the Pleistocene of Poland. *Bull. Pol. Acad. Sc. Earth Sc.*, 35, p. 343–358, nr 4.
- LINDNER L., MARKS L., PEKALA K. (1983) – Quaternary glaciations of South Spitsbergen and their correlation with Scandinavian glaciations of Poland. *Acta Geol. Pol.*, 33, p. 169–182, nr 3–4.
- LINDNER L., MARKS L., PEKALA K. (1984) – Late Quaternary glacial episodes in the Hornsund Region of Spitsbergen. *Boreas*, 13, p. 35–47.
- LINDNER L., MARKS L., PEKALA K. (1987) – Quaternary chronostratigraphy of south Spitsbergen. *Polar. Res.*, 5, n. s., p. 273–274.
- MAKOWSKA A. (1986) – Morza plejstocenyjskie w Polsce – osady, wiek i paleogeografia. *Pr. Inst. Geol.*, 120.
- MARCINIAK B., CIEŚLA A. (1983) – Badania diatomologiczne i geochemiczne późnoglacjalnych i holocenyjskich osadów z Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry). *Kwart. Geol.*, 37, p. 123–150, nr 1.
- MOJSKI J.E. (1985) – Geology of Poland, 1, Stratigraphy, part 3b, Cainozoic, Quaternary. *Inst. Geol. Warszawa*.
- PAZDUR M.F., BLUSZCZ A. (1987a) – Wykorzystanie chronometrii termoluminescencyjnej w chronostratygrafii czwartorzędu. *Cz. I. Prz. Geol.*, 35, p. 566–570, nr 11.
- PAZDUR M.F., BLUSZCZ A. (1987b) – Wykorzystanie chronometrii termoluminescencyjnej w chronostratygrafii czwartorzędu. *Cz. II. Prz. Geol.*, 35, p. 624–628, nr 12.
- PAZDUR M.F., WALANUS A. (1979) – The Konin – Maliniec site: age assessment by radiocarbon methods. Guide-book to the symposium „Vistulian stratigraphy” Poland, p. 45–46. Warszawa.

- PRÓSZYŃSKA-BORDAS H., STAŃSKA-PRÓSZYŃSKA W., PRÓSZYŃSKI M. (1988) — TL dating of partially bleached sediments by the regeneration method. *Quatern. Sc. Rev.*, **7**, p. 265–271.
- ROMER E. (1929) — The ice age in the Tatra Mts. *Mem. Acad. Pol., Ser. A 1*.
- RÖGNER K., LÖSCHER M., ZÖLLER L. (1988) — Stratigraphie, Paläogeographie und erste Thermolumineszenzdatierungen in der westlichen Iller — Lech — Platte (Nördliches Alpenvorland, Deutschland). *Z. Geomorph. N. F. Suppl.*, **70**, p. 51–73.
- RUTTER N.W. (1984) — Pleistocene history of the western Canadian ice-free corridor. *Geol. Surv. Canada Pap.*, 84–10. Quaternary stratigraphy of Canada a Canadian contribution to IGCP Project 24 (ed. R. J. Fulton), p. 49–56.
- SHACKLETON N.J., OPDYKE N.D. (1973) — Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28–238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a  $10^5$  year and  $10^6$  years scale. *Quatern. Res.*, **3**, p. 39–55, nr 1.
- SKIERSKI Z. (1984) — Wiek i geneza Smreczyńskiego Stawu. *Pr. Stud. Geogr.*, **5**, p. 81–91.
- STAŃSKA-PRÓSZYŃSKA W., PRÓSZYŃSKI M. (1984) — Termoluminescencyjne wskaźniki moren. W: Złodowacenia środkowopolskie na wyżynach południowopolskich i terenach przyległych. *Przew. konf.*, p. 31–36. Sosnowiec.
- STASIAK J. (1984) — Wiek i ewolucja Szczyrbskiego Jeziora. *Pr. Stud. Geogr.*, **5**, p. 71–80.
- SZEROCZYŃSKA K. (1984) — Analiza Cladocera w osadach niektórych jezior tatrzańskich. *Pr. Stud. Geogr.*, **5**, p. 93–102.
- TOBOLSKI K. (1984) — The Vistulian fossil flora from Konin—Maliniec, Poland. *Diss. Bot.*, **27** (Festschrift Welten), p. 319–332.
- WDOWIAK S. (1959) — Współczesne resztkowe lodowczyki firnowe Wysokich Tatr. *Prz. Geol.*, **7**, p. 375–376, nr 8.
- WDOWIAK S. (1961) — Współczesny lodowiec karowy w Wielkim Kotle Mięszowieckim nad Morskim Okiem w Tatrach. *Biul. Geol. Wydz. Geol. UW*, **1**, p. 87–92, cz. 1.
- WICIK B. (1979) — Postglacialna akumulacja osadów w jeziorach Tatr Wysokich. *Prz. Geol.*, **27**, p. 403–404, nr 7.
- WICIK B. (1984) — Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji. *Pr. Stud. Geogr.*, **5**, p. 55–69.
- WIĘCKOWSKI K. (1984) — Makroskopowa charakterystyka osadów dennych jezior tatrzańskich. *Pr. Stud. Geogr.*, **5**, p. 39–54.
- WŁODEK M. (1978) — Czwartorzęd rejonu Doliny Waksmundzkiej w Tatrach. *Biul. Inst. Geol.*, **306**, p. 175–197.

Лешек ЛИНДНЕР, Ян ДЗЕРЖЕК, Ежи НИТЫХОРУК

### ВОПРОС ВОЗРАСТА И ДАЛЬНОСТИ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ В ПОЛЬСКИХ ТАТРАХ

#### Резюме

Проведенные авторами геоморфологические и геологические исследования рельефа и четвертичных осадков районов польской части Высоких Татр (Я. Дзержек и др., 1986, 1987; Я. Дзержек, Е. Нитыхорук, 1985, 1986). и Западных Татр (Л. Линднер, 1985; Я. Бутрым и др., 1990), а также датирования этих отложений методами радиоугля (Б. Вицик, 1979; Л. Линднер, 1988) и термолуминесцентным (В. Станьска-Прушиньска, М. Прушиньски, 1984; Х. Пру-

шиньска-Бордас и др., 1988; Я. Бутрым и др., 1990) стали основой представления нового мнения по возрасту и дальностям ледников в пределах стадиалов и фаз последнего оледенения в Польских Татрах (фиг. 1–4). Отдельные стадиалы и фазы развития этих ледников были разделены интерстадиальными и интерфазовыми потеплениями, способствующими нарастанию в пещерах карбонатных накипей, датированных методами: торгово-урановой (Е. Глазек, 1984), термолюминесцентной, радиоугля и ЕСР (Х. Херцман и др., 1987; А. Блещ и др., 1988).

Все вышеупомянутые данные, а также результаты лито- и биостратиграфических исследований осадков послеледниковых озер (Б. Вищик, 1979; Б. Марциняк, А. Цесьля, 1983; К.М. Крупиньски, 1984; К. Шерочиньска, 1984; К. Венцковски, 1984) указывают на то, что старшее развитие ледников последнего оледенения произошло в Польских Татрах около 60–40 тыс. лет тому назад в стадиале Быстрой, который по возрасту коррелируется со стадиалом Швеца на Польской Низменности (фиг. 2). В этом стадиале ледники последнего оледенения с северной стороны Татр достигли местно свою максимальную дальность (фиг. 3). Этот стадиал опережало здесь потепление I интерстадиала Ментусей пещеры, которое сделала возможным нарастание карбонатных накипей датированных на  $70 \pm 35 - 60 \pm 20$  тыс. лет (фиг. 2). Младшее развитие ледников последнего оледенения произошло в Польских Татрах около 32–10 тыс. лет тому назад в стадиале Бялки коррелированным с главным стадиалом на Польской Низменности. Развитие ледников этих двух стадиалов (Быстрой и Бялки) было разделено потеплением II интерстадиала Ментусей пещеры, которое тоже сделало возможным нарастание карбонатных накипей датированных на  $40 \pm 12 - 35 \pm 1,5$  тыс. лет (фиг. 2).

В пределах стадиала Бялки выделены 4 фазы развития татринских ледников, разделены 3 интерфазами (фиг. 2). В фазе Хуркотного (самой старшей) татринские ледники характеризовались самым большим распространением (фиг. 3 и 4). В фазе Лысой Поляны, коррелированной по времени с фазами Лешна–Позная на Польской Низменности, эти ледники дошли до линии (фиг. 4), принятой Е. Ромером (1929), Б. Халицким (1930), М. Климашевским (1967, 1988) и Я. Дзержом и др. (1986, 1987) за доказательство их максимальной дальности. В фазе Влосеницы, коррелированной с приморской фазой на Польской Низменности, дальность этих ледников была гораздо меньше, а в фазе Долины пяти польских прудов, коррелированной с фазой Гардна на Польской Низменности, эти ледники занимали главным образом самых высоких партии местных долин (фиг. 4). Окончательное исчезновение этих ледников произошло вероятно в старшем голоцене (пролом бореального и атлантического периодов). В малом ледниковом периоде (600–100 лет тому назад) в Польских Татрах происходило развитие переваловых щебневых ледников, а также пластов, остаточных теперь, каровых ледников.

Leszek LINDNER, Jan DZIERŻEK, Jerzy NITYCHORUK

#### QUESTION OF THE AGE AND GLACIERS EXTENT DURING THE LAST GLACIATION (VISTULIAN) IN THE POLISH TATRA MTS

##### S u m m a r y

Geologic and geomorphologic investigations of relief and Quaternary deposits were carried through in the selected areas of the Polish part of High Tatra Mts (J. Dzierżek et al., 1982a, b, 1986, 1987; J. Dzierżek, J. Nitychoruk, 1986, 1987) as well as in the Western Tatra Mts (L. Lindner, 1985; J.

Butrym et al., 1990). These studies together with the absolute datings of deposits by radiocarbon method (B. Wicik, 1979; P. Libelt, 1988) and thermoluminescence method (W. Stańska-Prószczyńska, M. Prószczyński, 1984; H. Prószczyńska-Bordas et al., 1988; J. Butrym et al., 1990) caused ground for a new opinion about the age and the extents of glaciers during stages and phases of the Last Glaciation in the Polish Tatra Mts (Fig. 1–4). Each stage and phase of glaciers development was separated by the interstage or interphase warmings which were conducive to growing of the carbonate sinters in the caves. These sinters were dated by U/Th method (J. Głazek, 1984) as well as by thermoluminescence, radiocarbon and ESR methods (H. Herzman et al., 1987; A. Bluszcz et al., 1988).

All above mentioned data together with results of the litho- and biostratigraphical studies over the sediments of postglacial lakes (B. Wicik, 1979; B. Marciniak, A. Cieśla, 1983; K.M. Krupiński, 1984; K. Szeroczyńska, 1984; K. Więckowski, 1984) proved that the older development of glaciers of the Last Glaciation in the Polish Tatra Mts occurred at 60,000–40,000 years BP, during the Bystra Stage. This stage is an equivalent of the Świecie Stage in the Polish Lowland (Fig. 2). During the Bystra Stage glaciers reached locally their greatest extent on the northern side of the Tatra Mts (Fig. 3). This stage was preceded by the warming of the I Interstage of Miętusia Cave, when sinters dated for  $70,000 \pm 35,000$  to  $60,000 \pm 20,000$  years BP, grew (Fig. 2).

The younger development of glaciers in the Polish Tatra Mts during the Last Glaciation occurred at about  $32,000 \pm 10,000$  years BP. This glacial episode called Białka Stage is correlated with the Main Stage in the Polish Lowland (Fig. 2). Development of glaciers during the both Bystra and Białka stages was divided by the warming of the II Interstage of Miętusia Cave. Carbonate sinters dated for  $40,000 \pm 12,000$  to  $35,000 \pm 1500$  years BP also grew then (Fig. 2).

Within the Białka Stage four phases of glaciers development separated by three interphases were distinguished (Fig. 2). During the Hurkotne Phase (the oldest one) glaciers in the Polish Tatra Mts. reached their maximum extent (Fig. 3, 4). During the Łysa Polana Phase, which correspond with the Leszno–Poznań phases in the Polish Lowland, glaciers reached the line (Fig. 4) recognized by E. Romer (1929), B. Halicki (1930), M. Klimaszewski (1967, 1988), J. Dzierżek et al. (1986, 1987) as the record of their greatest extent. During the Włosienica Phase correlated with the Pomeranian Phase in the Polish Lowland, extent of glaciers was smaller (Fig. 4), whereas during the Dolina Pięciu Stawów Polskich Phase — an equivalent of the Gardno Phase on the Polish Lowland, glaciers occurred only in the uppermost parts of valleys (Fig. 4).

Glaciers in the Polish part of Tatra Mts disappeared probably in the Older Holocene, at the turn of Boreal and Atlantic Period. During the Little Ice Age (600–100 years BP) only col rock glaciers and pathes (residual now) of cirque glaciers developed.

*Translated by Ryszard Szczęsny*