

Metoda datowania kosmogenicznym izotopem ^{36}Cl — nowe dane do chronologii glacialnej Tatr Wysokich

Jan Dzierżek*, Jerzy Nitychoruk*, Grażyna Zreda-Gostyńska**, Marek Zreda***

Prezentowana metoda polega na pomiarze zawartości izotopu ^{36}Cl , powstałego w przypowierzchniowej warstwie skały pod wpływem promieniowania kosmicznego. Przy określonym tempie produkcji ilość akumulowanego w pobranej próbce izotopu zależy od czasu ekspozycji i stałej rozpadu. Dzięki długiemu czasowi połowicznego rozpadu (301000 lat) izotopem ^{36}Cl można datować formy powierzchni ziemi, powstałe w przedziale wiekowym od kilku tysięcy do kilkuset tysięcy lat.

Wyniki datowania 37 próbek i form rzeźby lodowcowej w Tatrach metodą ^{36}Cl zostały przedstawione na szerszym tle paleogeograficznym. Otrzymano daty z przedziału czasowego od 21 do 6,5 tysięcy lat. Według dat „chlorowych” najstarsze są moreny w okolicach Brzeziny (21–15,3 ka), a najmłodsze z okolic Morskiego Oka (9,9–7,3 ka). Wyniki datowania za pomocą ^{36}Cl stanowią istotny głos w dyskusji nad chronologią glacialną Tatr.

Słowa kluczowe: kosmogeniczny izotop ^{36}Cl , datowanie, chronostratygrafia, plejstocen, Tatry

Jan Dzierżek, Jerzy Nitychoruk, Grażyna Zreda-Gostyńska & Marek Zreda — **The method of dating by cosmogenic ^{36}Cl — new data in glacial chronology of the High Tatra Mts.** *Prz. Geol.*, 47: 987–992.

The cosmogenic ^{36}Cl method of dating of Quaternary deposits and the first results of dating of moraines in selected regions of the Polish Tatra Mts. are presented. The method is based on measuring the concentration of ^{36}Cl that is produced and accumulated in rocks exposed to cosmic rays. The concentration of ^{36}Cl in the rock depends on the production rate, decay constant and the time of exposure. Due to the long half-life of ^{36}Cl (301,000 yr), the method can be used to determine ages of landforms and sediments in the age range from a few thousand to a few hundred thousand years.

Thirty seven samples from glacial deposits and landforms have been dated and the results are presented in paleogeographical context. The obtained dates show that these glacial features are of Vistulian and Holocene age (21–6.5 ky).

The oldest moraines (21–15.3 ky) are in the vicinity of Brzeziny, and the youngest (9.9–7.3 ka) are near Morskie Oko Lake. These results of ^{36}Cl dating are an important contribution to the discussion of glacial chronology of this mountain range.

Key words: cosmogenic ^{36}Cl , dating, chronostratigraphy, Pleistocene, Tatra Mts.

Temat historii glacialnej Tatr Polskich wzbudzał kontrowersje wśród badaczy od wielu lat. Znajdowało to wyraz w licznych publikacjach prezentujących kolejne poglądy na temat wieku form rzeźby i osadów lodowcowych, ich genezy, liczby i zasięgu zlodowaceń. Według opracowanych w ostatnich latach schematów stratygraficznych (Dzierżek i in., 1990; Lindner, 1994; Lindner i in., 1993) w Tatrach zachowały się ślady rozwoju lodowców w czasie kilku zlodowaceń. Dla poszczególnych rejonów istnieją dokładniejsze schematy deglacjacji, zwłaszcza ostatniego zlodowacenia, przypisujące poszczególnym osadom i formom wiek z dokładnością do stadiału czy fazy (Dzierżek i in., 1986, 1987). Najlepszym przykładem jest tu Dolina Białej Wody, gdzie autorzy (Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1997), przyporządkowując formy rzeźby glacialnej kolejnym zdarzeniom lodowcowym (stadiom recesyjnym) określili ich ramy czasowe, a tym samym przedstawili obraz najmłodszej historii glacialnej Tatr. Warto jednak zwrócić uwagę na podstawy na jakich opierają się owe schematy. Są to:

— szczegółowa analiza geomorfologiczna i kartowanie geologiczne oraz badania terenowe pozwalające ustalić stan zachowania form i stopień zwietrzenia materiału lodowcowego (Partsch, 1923; Romer, 1929; Halicki, 1930; Klimaszewski, 1967, 1988; Dzierżek i in., 1986, 1987; Lindner i in., 1990; Lindner, 1994);

— datowanie osadów glacialnych i fluwioglacialnych, głównie metodą TL (Prószyńska-Bordas, 1988; Butrym i in., 1990; Lindner i in., 1993);

— datowanie nacieków jaskiniowych metodami radiowęglową, torowo-uranową, ESR i TL (Głazek, 1984; Hercman i in., 1987; Bluszcz i in., 1988);

— kompleksowe badania osadów jezior tatrzańskich, w tym datowania ^{14}C i ^{210}Pb oraz analiza palinologiczna, makroszcątkowa, okrzemkowa i geochemiczna (Wicik, 1984; Krupiński, 1984; Marciniak & Cieśla, 1984; Obidowicz, 1993; Baumgart-Kotarba & Kotarba, 1993; Baumgart-Kotarba i in., 1993, 1996; Kotarba, 1996).

Przedstawione metody badawcze używane do odtworzenia chronologii glacialnej Tatr są jednak głównie metodami pośrednimi. Wynik datowania radiowęglowego osadów jeziornych czy jaskiniowych nie pozwala na jednoznaczne określenie interesującego nas epizodu glacialnego. W przypadku wysokich gór sytuacje utrudnia brak profilów geologicznych z materiałem odpowiednim do datowania bezwzględne. Innym mankamentem jest ograniczony zasięg czasowy poszczególnych metod datowania. Powszechną zasadą w konstrukcji schematów chronostratygraficznych jest także przyporządkowanie form i osadów (moren końcowych, wyglądów lodowcowych, poziomów fluwioglacialnych, lodowców gruzowych itp.), wyznaczonych na danym obszarze, do odpowiednich miejsc w ogólnych schematach chronostratygraficznych. Jednak korelacja zdarzeń glacialnych w plejstocenie Tatr ze zdarzeniami glacialnymi w Alpach, na Niżu Polskim, czy co gorsza ze stadiami izotopowymi zapisanymi w rdzeniach oceanicznych musi być obarczona błędami. Błędy te wynikają nie tylko z różnorodności zastosowanych metod badawczych, ale i z obiektywnych trudności w uwzględnieniu

*Wydział Geologii, Uniwersytet Warszawski, ul. Żwirki i Wigury 93, 02-098 Warszawa

** Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, AZ, 85721, USA

***Department of Hydrology and Water Resources, University of Arizona, Tucson, AZ, 85721, USA

nianiu czynnika regionalnego, czy lokalnego wpływającego na rozwój zlodowaceń w czasie i przestrzeni. Zastosowanie

jednej metody bezpośredniego datowania bezwzględne osadów i form lodowcowych na różnych obszarach umożli-

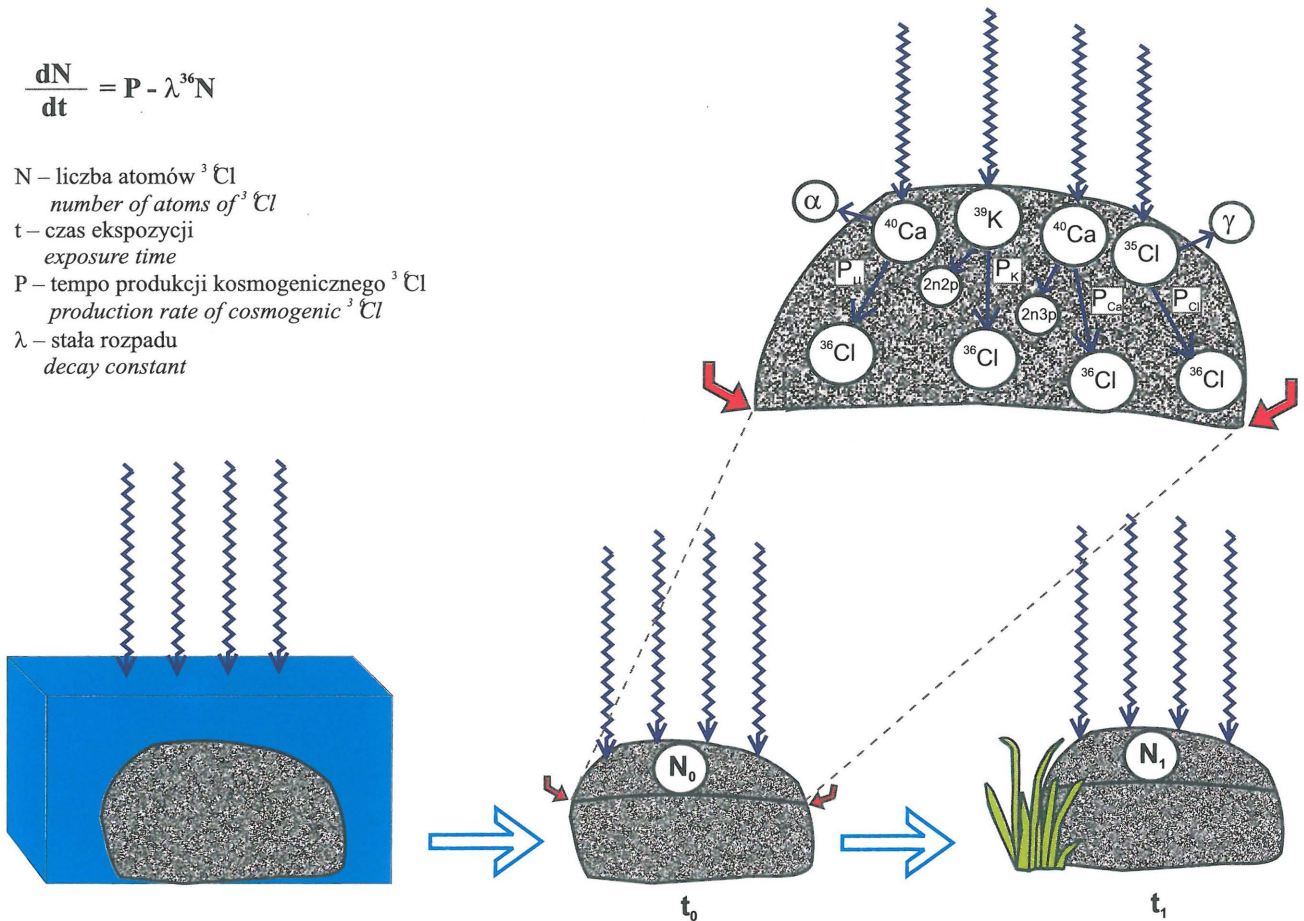
$$\frac{dN}{dt} = P - \lambda^{36}\text{Cl}N$$

N – liczba atomów ^{36}Cl
number of atoms of ^{36}Cl

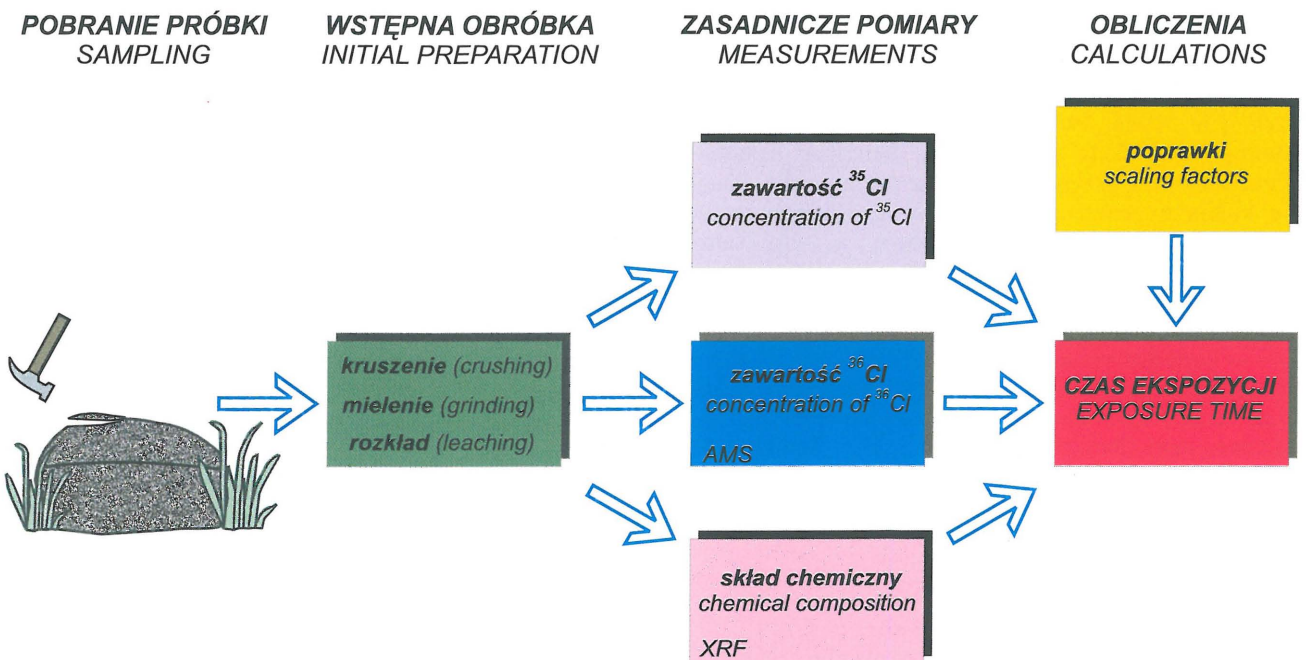
t – czas ekspozycji
exposure time

P – tempo produkcji kosmogenicznego ^{36}Cl
production rate of cosmogenic ^{36}Cl

λ – stała rozpadu
decay constant



Ryc. 1. Schemat ideowy metody datowania kosmogenicznym izotopem chloru-36
Fig. 1. The conceptual diagram of cosmogenic ^{36}Cl surface exposure dating method



Ryc. 2. Główne etapy procesu technologicznego. AMS — akceleratorowy spektrometr masowy; XRF — spektrometr promieniowania rentgenowskiego

Fig. 2. The main technological stages. AMS — accelerator mass spectrometry; XRF — X-ray fluorescence spectrometry



Ryc. 3. Dolina Pięciu Stawów Polskich — typowy przykład rzeźby glacialnej

Fig. 3. Pięć Stawów Polskich Valley — an example of glacial landscape



Ryc. 5. Pobieranie próbki z moreny Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich

Fig. 5. Sample collection from a moraine in Przedni Staw in the Pięć Stawów Polskich Valley.



Ryc. 4. Głaz granitowy na Gęsiej Szyi wytypowany do datowania

Fig. 4. Large granitic boulder selected for the dating in the vicinity of Gęsia Szyja

wiłoby bardziej wiarygodną konstrukcję schematów chronostarygraficznych i lepszą ich wzajemną korelację.

Takie możliwości stwarza metoda datowania oparta na pomiarze zawartości kosmogenicznego izotopu ^{36}Cl w skale.

Opis metody

Metoda ta została zaproponowana w latach pięćdziesiątych przez Davisa i Schaeffera (1955), ale dopiero od niedawna, dzięki zastosowaniu bardzo czułych akceleratorowych spektrometrów masowych (Elmore & Phillips, 1987) może być rutynowo stosowana w geologii. W Polsce od paru lat trwają prace nad jej zastosowaniem do datowania osadów lodowcowych (Dzierżek i in., 1996, 1998; Dzierżek, 1996, 1998). Główną przewagą tej metody nad innymi stosowanymi w chronostratygrafii plejstocenu jest nie tylko możliwość bezpośredniego datowania różnorodnych obiektów geologicznych, ale też duży zasięg czasowy, gdyż ze względu na długi czas połowicznego rozpadu izotopu chloru-36 można ją stosować w ramach czasowych od paru tysięcy lat do kilkuset tysięcy lat. Najlepsze wyniki, obarczone najmniejszym błędem, są uzyskiwane dla młodszego plejstocenu.

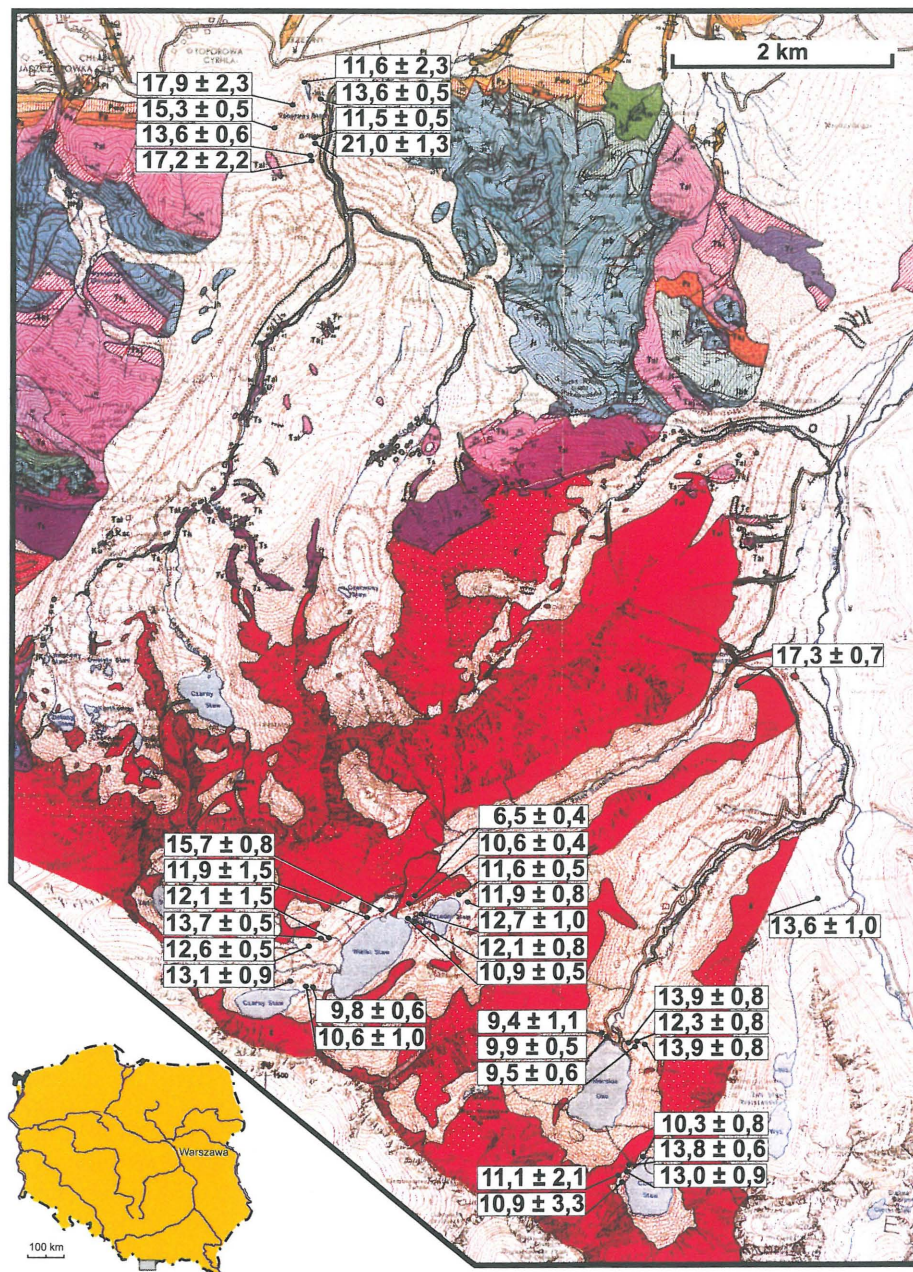
Podstawy datowania metodą kosmogenicznych izotopów opierają się na prostym zjawisku fizycznym polegającym na wytwarzaniu w przypowierzchniowej warstwie

skały izotopów, w tym izotopu chloru-36, wskutek reakcji cząstek promieniowania kosmicznego z niektórymi izotopami „bombardowanej” skały (ryc. 1). Są trzy podstawowe izotopy dające kosmogeniczny izotop chlor-36: ^{35}Cl , ^{39}K , ^{40}Ca . Znając, z coraz dokładniejszym przybliżeniem, tempo produkcji kosmogenicznego izotopu chloru-36 (Evans i in., 1997; Phillips i in., 1996; Stone i in., 1996, 1998), zawartość tych pierwiastków w badanej skale oraz zmierzoną koncentrację kosmogenicznego ^{36}Cl możemy określić czas jaki dana powierzchnia skalna była wystawiona na działanie promieni kosmicznych (ryc. 2). Równanie na czas ekspozycji (wiek ^{36}Cl) uwzględnia radiogeniczny ^{36}Cl , powstały w wyniku samoczynnego rozpadu uranu i toru, występujących w skale, a także szerokość geograficzną, wysokość nad poziom morza i głębokość od powierzchni badanej próbki.

Przy użyciu chloru-36 wydatowano m.in.: krater meteorytowy w Arizonie na ok. 49 ka (Phillips i in., 1991), lawy bazaltowe w Lathrop Wells w Nowej Anglii na średnio: 81 ka (Zreda i in., 1993), moreny lodowcowe w Sierra Nevada na: 150–1 ka (Phillips i in., 1990), Wind River Range w Wyoming na 190 do 14 ka (Phillips i in., 1997), osady plażowe w Panamint and Death Valley w Kalifornii na <200 do 50 ka (Zreda, 1994), tarasy rzeczno-lodowcowe w Wyoming na 100–20 ka (Zreda, 1994), prehistoryczne trzęsienia ziemi w Montanie na 24–0,4 ka (Zreda & Noller, 1998) i deglacjację cieśniny Naresa między Grenlandią i Wyspą Ellesmera (Zreda i in., 1999).

Do pierwszych datowań metodą kosmogenicznego chloru-36 w Polsce wybrano obszar Tatr Polskich, gdzie można się spodziewać najlepiej zachowanych osadów i form rzeźby lodowcowej (ryc. 3). Pobrano kilkadziesiąt próbek, z których część jest w trakcie laboratoryjnej obróbki w USA. Zgromadzono także kolekcję kilkudziesięciu próbek z niektórych obszarów Niżu Polski, które po ostatecznym opracowaniu mogą się stać świetnym materiałem do korelacji chronostratygraficznej zlodowaceń kontynentalnych i górskich.

Wytypowanie obiektów najlepiej nadających się do opróbowania było poprzedzone analizą geologiczną i geomorfologiczną, oceną obiektu w skali makro — wybranie właściwego wału morenowego — i w skali mikro — wybranie odpowiedniego głazu i najważniejszej jego powierzchni jako miejsca pobrania próbki. Staranny dobór obiektów w poszczególnych rejonach polegał na wskaza-



Ryc. 6. Wiek ^{36}Cl niektórych form rzeźby glacialne w Tatrach Wysokich (na mapie geologicznej Bac-Moszaszwili i in., 1979)

Fig. 6. Cosmogenic ^{36}Cl ages of selected glacial features in the High Tatra Mts. (on the base of geological map, Bac-Moszaszwili et al., 1979)

niu takich głazów, które w ciągu swej geologicznej historii miały najmniejszą szansę na przykrycie przez warstwy mineralne (np. piaski eoliczne, aluwia), organiczne (gruba pokrywa torfowa), czy grube warstwy śniegu, zalegające większą część roku. Wybierano obiekty, które nie wykazywały śladów redepozycji, np. przez procesy zboczowe, działanie zamrozu, oraz takie, których górna powierzchnia nie wykazywała znaczących śladów erozji (np. silne spękanie i dezintegracja przypowierzchniowej warstwy skały). Wszystkie wymienione wyżej warunki wpływają zakłócająco na ilość zakumulowanego w skale izotopu chloru, a przez to dają niewłaściwy wiek. Do opróbowania najlepsze są duże głazy (>1,5x2m), mocno zakotwiczone w podłożu, ale wystające co najmniej na ok. 1–1,5 m ponad powierzchnię terenu (ryc. 4, 5). Najlepsze są głazy ze szczytowych, poziomych partii wałów morenowych. Zwy-

kle brano po kilka próbek (więcej niż jedną) z sąsiednich głazów, budujących daną formę. Próbkę wielkości ok. 500 g pobierano z najwyższej, najlżejszej płaskiej powierzchni głazu, za pomocą młotka i dłuta (ryc. 2). Następnie próbkę oczyszczano z części organicznych i kruszono do frakcji 0,25–1,00 mm, po czym traktowano rozcieńczonym kwasem azotowym, wielokrotnie płukano i suszono. Część próbki, zmieloną w młynku kulkowym, przeznaczono do analiz geochemicznych określających elementy główne i niektóre pierwiastki śladowe, pozostałą część zaś doprowadzono do postaci AgCl i poddano analizie w akceleratorowym spektrometrze masowym, która pokazuje koncentrację chloru-36 w stosunku do całkowitego chloru (ryc. 2). Badania analityczne były wykonane w University of Arizona (częściowo przez autorów) oraz w Purdue University.

Wyniki badań

W tab. 1 poniżej i na ryc. 6 przedstawiono wyniki datowania metodą kosmogenicznego chloru-36 uzyskane już dla moren i wyglądów („podłoże”) lodowcowych w rejonie Morskiego Oka i Czarnego Stawu n. M. Okiem, Doliny Pięciu Stawów Polskich, Doliny Suchej Wody, Doliny Roztoki. Wyniki z pozostałych rejonów (Dolina Białki, Dolina Bystrej, Dolina Małej Łąki, a także wybrane rejonu Tatr Słowackich) zostaną przedstawione po uzyskaniu wszystkich danych laboratoryjnych. Są to dane publikowane w Polsce po raz pierwszy i choćby z tego tylko powodu jeszcze za wcześnie na ich kompleksową analizę, tym bardziej, że nie ma jeszcze wszystkich wyników. Ale już teraz warto zwrócić uwagę na pewne wnioski jakie wypływają z zestawienia dat.

Dyskusja

Na pierwszy rzut oka dane te, rozrzucone w przedziale 21–6,5 ka, wydają się chaotyczne. Przy dokładniejszej analizie okazuje się, że najstarsze „wieki” mają moreny położone w Dolinie Suchej Wody w rejonie Toporowych Stawów. Daty 21–17,9 ka wydają się odzwierciedlać czas maksymalnego zasięgu lądolodu w okresie zlodowacenia Wisły w czasie fazy Łysej Polany (Dzierżek i in., 1986) i korelować z morenami WB1–WB3, wyróżnionymi ostatnio przez Kotarbow (1997) w Dolinie Białki. Dane nie

Tab. 1. Wyniki datowania osadów lodowcowych Tatrach Polskich metodą kosmogenicznego izotopu ^{36}Cl

Lokalizacja	Rodzaj materiału	Numer próbki	Wiek	Uwagi
Czarny Staw n. M. Okiem	morena	T95-1CS	$13,0 \pm 0,9$	próg
	morena	T95-2CS	$10,9 \pm 3,3$	próg
	podłoże	T95-3CS	$11,1 \pm 2,1$	próg
	podłoże	T95-4CS	$13,8 \pm 0,6$	próg
	morena	T95-5CS	$10,3 \pm 0,8$	próg
Morskie Oko	morena	T96-22MO	$9,4 \pm 1,1$	morena wewnętrzna
	morena	T96-23MO	$7,3 \pm 1,0$	morena wewnętrzna
	morena	T96-24MO	$9,9 \pm 0,5$	morena wewnętrzna
	morena	T96-25MO	$13,9 \pm 0,8$	morena zewnętrzna
	morena	T96-26MO	$9,5 \pm 0,6$	morena zewnętrzna
	morena	T96-27MO	$12,3 \pm 0,8$	morena zewnętrzna
	morena	T96-28MO	$13,9 \pm 0,8$	morena zewnętrzna
Dolina Białki	głaz	T96-29DB	$13,6 \pm 1,0$	okolice Czuby Rozt.
Dolina Pięciu Stawów Polskich	morena	T95-6DPSP	$11,6 \pm 0,5$	Przedni Staw
	morena	T95-7DPSP	$11,9 \pm 0,8$	Przedni Staw
	głaz	T95-8DPSP	$12,7 \pm 1,0$	Mały Staw
	głaz	T95-9DPSP	$10,9 \pm 0,5$	Mały Staw
	głaz	T95-10DPSP	$12,1 \pm 0,8$	Mały Staw
	podłoże	T95-11DPSP	$6,5 \pm 0,4$	Wyżnia Kopa
	podłoże	T95-12DPSP	$10,6 \pm 0,4$	Wyżnia Kopa
	morena	T96-14DPSP	$9,8 \pm 0,6$	Czarny Staw
	morena	T96-15DPSP	$13,1 \pm 0,9$	Czarny Staw
	morena	T96-16DPSP	$10,6 \pm 1,0$	Czarny Staw
	morena	T96-17DPSP	$12,6 \pm 0,5$	Wielki Staw
	podłoże	T96-18DPSP	$13,7 \pm 0,5$	Wielki Staw
	morena	T96-19DPSP	$12,1 \pm 1,5$	Wielki Staw
morena	T96-20DPSP	$11,9 \pm 1,5$	Wielki Staw	
podłoże	T96-21DPSP	$15,7 \pm 0,8$	Wielki Staw	
Dolina Roztoki	podłoże	T95-13WM	$17,3 \pm 0,7$	okolice Wodogrzmotów
Dolina Suchej Wody	morena	T95-14TS	$17,2 \pm 2,2$	Wyżni Toporowy Staw
	morena	T95-15TS	$13,6 \pm 0,6$	Wyżni Toporowy Staw
	morena	T95-16TS	$21,0 \pm 1,3$	Wyżni Toporowy Staw
	morena	T95-17TS	$11,5 \pm 0,5$	Wyżni Toporowy Staw
	morena	T95-18TS	$13,6 \pm 0,5$	Niżni Toporowy Staw

wskazują na zakwalifikowanie tych moren do starszej fazy (Hurkotnego) ostatniego zlodowacenia, jak wcześniej sugerowano (Lindner i in., 1990). Istnienie kilku wyników o kilka tysięcy lat młodszych należy zapewne wiązać z erozją moren, lecz to wymaga potwierdzenia dodatkowymi analizami. Próbką pobrana z wychodni podłoża przedczwartorzędowego rejonie Doliny Roztoki w okolicach Wodogrzmotów Mickiewicza dała wiek ok. 17 ka, czyli od tego czasu obszar ten pozbawiony był lodu. Wiek ten jest zgodny stratygraficznie z wiekiem moren w Toporowych Stawach, które są poniżej Wodogrzmotów Mickiewicza.

Próbka z głazu w rejonie Roztockiej Czuby w Dolinie Białki dała wynik 13,6 ka, co potwierdza zaproponowany przez Kotarbów (1997) wiek deglacjacji tego obszaru.

Z dat uzyskanych w Dolinie Pięciu Stawów Polskich można wnioskować, że najwcześniej lód wytopił się z obszaru położonego na NW od Wielkiego Stawu i na N od Czarnego Stawu, odbyło się to pomiędzy 15,7–11,9 ka. W osi doliny lód leżał dłużej. Wokół Przedniego Stawu najmłodsza data (11 ka), określa ten czas od góry. Od dołu wytopienie się lodu z misy stawu jest określone początkiem akumulacji osadów jeziornych, które zdaniem Krupińskiego (1984) miało miejsce przed 10 ka. Daty uzyskane dla moren wokół Przedniego Stawu (11,6–11,9 ka) nie determinują maksymalnego zasięgu lodowca w czasie fazy Pięciu Stawów Polskich (Dzierżek i in., 1986), gdyż próbki pochodzą z wałów wewnętrznych, położonych bliżej misy jeziora. Moreny pomiędzy Czarnym a Wielkim Stawem zostały wydatowane metodą ^{36}Cl na 10,6–10,9 ka (por. Dzierżek i in., 1986, 1987). Porównanie tych dat wynikami datowania osadów jeziornych w Czarnym Stawie na 10,1 ka (Wicik, 1979) daje niezwykle krótki czas od ustąpienia lodu do początku akumulacji osadów w misie jeziornej, a tym samym sugeruje znaczne tempo sedymentacji jeziornej (por. Wicik, 1984; Kotarba, 1996). Próbki z wygładów Wyżniej Kopy dały wiek zaskakująco młody (10,5–6,5 ka) i świadczą prawdopodobnie o czasowym zasłonięciu powierzchni wygładu przez warstwę osadów lodowcowych lub fluwioglacjalnych. Wniosek ten wymaga jednak porównania dodatkowymi pomiarami.

W rejonie Morskiego Oka na uwagę zasługuje fakt zarejestrowania w datach ^{36}Cl dwóch etapów rozwoju lodowców. Moreny zewnętrzne powstały w okresie 12,3–13,9 ka, moreny wewnętrzne zaś znacznie później: 7,3–9,9 ka. Wyniki te zmieniają nieco interpretację Kotarbów (1997). Próbki pobrane z progu Czarnego Stawu nad Morskim Okiem dały wyniki w zakresie 10,3–13,8 ka. Jednak wydaje się, że nie datują one momentu ostatecznej deglacjacji lodowca z misy jeziora. Prawdopodobnie około 9,5 ka cały ten obszar był pokryty lodem, za wyjątkiem progu Czarnego Stawu, gdzie lodu, albo nie było wcale, albo był na tyle cienki, że promieniowanie kosmiczne mogło docierać do skał podłoża.

Uwagi końcowe

Reasumując należy zaznaczyć, że przedstawione wyniki datowania osadów lodowcowych i skał podłoża metodą kosmogenicznego izotopu ^{36}Cl obejmują jedynie część historii glacialnej Tatr Polskich, przypadającą na stadiał Białki zlodowacenia Wisły (Lindner i in., 1990, 1993). Nie mogą więc stanowić w tej chwili podstawy nowego schematu chronostratygraficznego, który zostanie opracowany po uzyskaniu wszystkich pobranych próbek. Pierwsze wyniki laboratoryjne dotyczące próbek z rejonu Hurkotnego, Gołego Wierchu i Gęsiej Szyi zapowiadają znacznie starsze daty. Potrzebne są także dodatkowe próbki z wyżej położonych dolin, takich jak: Hala Gąsienicowa, czy wyższe partie Doliny Pięciu Stawów. Dopiero wtedy będzie możliwa korelacja czasowa rozwoju zjawisk glacialnych w Tatrach. Ale już teraz można stwierdzić, że wyniki datowania kosmogenicznym izotopem chloru-36 są źródłem nowych danych i stanowią podstawę do szerszej dyskusji na temat młodszego plejstocenu Tatr.

Prace zostały sfinansowane przez Komitet Badań Naukowych (grant nr: 6P04D 001 12). Autorzy dziękują Dyrekcji Tatrzańskiego Parku Narodowego za umożliwienie przeprowadzenia badań.

Literatura

- BAC-MOSZASZWILI 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. 1993 — Późnoglacialne i holocenijskie osady Czarnego Stawu Gąsienicowego w Tatrach. Dokumentacja Geogr. IG i PZ PAN. Z badań fizyczno-geograficznych w Tatrach, 4–5: 9–30.
- BAUMGART-KOTARBA M. & KOTARBA A. 1997 — Würm glaciation in the Biała Woda valley, High Tatra Mountains. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica, 31: 57–81.
- BAUMGART-KOTARBA M., KOTARBA A. & WACHNIEW P. 1993 — Młodoholocenijskie osady jeziorne Morskiego Oka w tatrach Wysokich oraz ich datowanie radioizotopami ^{210}Pb i ^{14}C . Dokumentacja Geogr. IG i PZ PAN. Z badań fizyczno-geograficznych w Tatrach, 4–5: 45–61.
- BAUMGART-KOTARBA M., DEC J., KOTARBA A. & ŚLUSARCZYK R. 1996 — Cechy geomorfologiczne i sedimentologiczne misy jeziornej Morskiego Oka i górnej części Rybiego Potoku w świetle badań geofizycznych. Dokumentacja Geogr. IG i PZ PAN. Z badań fizyczno-geograficznych w Tatrach, II, 4: 9–31.
- 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.
- DAVIS JR. R. & SCHAEFFER O.A. 1955 — Chlorine-36 in nature. Ann. New York Acad. Sc., 62: 102–122.
- 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., LINDNER L. & NITYCHORUK J. 1987 — Rzeźba i osady czwartorzędowe Doliny Pięciu Stawów Polskich (Wysokie Tatry). Prz. Geol., 35: 8–15.
- DZIERŻEK J., NITYCHORUK J., ZREDA M. G. & ZREDA-GOSTYŃSKA G. 1996 — Cosmogenic isotope ^{36}Cl — a new perspective for Quaternary chronostratigraphy of Poland. Geol. Quater., 40: 481–486.
- DZIERŻEK J., ZREDA M. G. & ZREDA-GOSTYŃSKA G. 1998 — Cosmogenic ^{36}Cl dating of glacial deposits in Poland. Field Symposium on Glacial Processes and Quaternary Environment in Latvia. Abstract of papers and posters: 13–15.
- ELMORE D. & PHILLIPS F.M. 1987 — Accelerator mass spectrometry for measurement of long-lived radioisotopes. Science, 236: 543–550.
- EVANS J. M., STONE J.O., FIFIELD L.K. & CRESSWELL R.G. 1997 — Cosmogenic chlorine-36 production in K-feldspar. Nuclear Instruments & Methods in Physics Research section B—Beam Interactions with Materials and Atoms, 123: 334–340.
- GŁAZEK J. 1984 — Pierwsze datowanie izotopowe nacieków z jaskiń tatrzańskich i ich konsekwencje dla stratygrafii plejstocenu Tatr. Prz. Geol., 32: 39–43.
- HALICKI B. 1930. — Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Spraw. Państw. Inst. Geol., 5: 377–534.
- HERCMAN H., PAZDUR M.F. & WYSCZAŃSKI-MINKOWICZ T. 1987 — Reconstruction of climatic changes in the Tatra Mts, based on datings of deposits from selected caves. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan., 21: 59–75.
- KLIMASZEWSKI M. 1967 — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie czwartorzędowym. [W:] Czwartorzęd Polski (red. R. Galon, J. Dylak). PWN: 431–497.
- KLIMASZEWSKI M. 1988 — Rzeźba Tatr Polskich. PWN.
- KOTARBA A. 1996 — Sedimentation rates in the High Tatra lakes during the Holocene — geomorphic interpretation. Stud. Geomorph. Carpatho-Balcan., 30: 51–60.
- 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: 37–48.
- LINDNER L. 1994 — Stadials and interglacials of the last glaciation (Würm, Vistulian) in the Polish Tatra Mts. and Podhale. Acta Geogr. Univ. N. Copernici, 27: 59–73.
- LINDNER L., DZIERŻEK J. & NITYCHORUK J. 1990 — Problem wieku i zasięgu lodowców ostatniego zlodowacenia (Vistulian) w Tatrach Polskich. Kwart. Geol., 34: 339–354.
- 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.
- MARCINIAK B. & CIEŚLA A. 1983 — Badania diatomologiczne i geochemiczne późnoglacialnych i holocenijskich osadów Przedniego Stawu w Dolinie Pięciu Stawów Polskich (Tatry). Kwart. Geol., 37: 123–150.
- OBIDOWICZ A. 1993. — Wahania górnej granicy lasu w późnym glacialu i holocenie w Tatrach. Dokumentacja Geogr., 4–5, Z badań fizyczno-geograficznych w Tatrach: 31–43.
- PARTSCH J. 1923 — Die Hohe Tatra zur Eiszeit, Leipzig.
- PHILLIPS F.M., ZREDA M.G., SMITH S.S., ELMORE D., KUBIK P.W. & SHARMA P. 1990 — Cosmogenic chlorine-36 chronology for glacial deposits at Bloody Canyon, Eastern Sierra Nevada. Science, 248: 1529–1532.
- PHILLIPS F.M., ZREDA M. G., SMITH S.S., ELMORE D., KUBIK P.W., DORN R.I. & RODDY D.J. 1991 — Age and geomorphic history of Meteor Crater, Arizona, from cosmogenic ^{36}Cl and ^{14}C in varnish. Geoch. Cosmochim. Acta, 55: 2695–2698.
- PHILLIPS F.M., ZREDA M.G., FLINSCH M. R., ELMORE D. & SHARMA P. 1996 — A reevaluation of cosmogenic ^{36}Cl production rates in terrestrial rocks. Geophysical Res. Lett., 23: 949–952.
- PHILLIPS F.M., ZREDA M.G., GOSSE J.C., KLEIN J., EVENSON E.B., HALL R.D., CHADWICK O.A. & SHARMA P. 1997 — Cosmogenic ^{36}Cl and ^{10}Be ages of Quaternary glacial and fluvial deposits of the Wind River Range, Wyoming. Geol. Soc. Amer. Bull., 109: 1453–1463.
- PRÓSZYŃSKA-BORDAS H., STAŃSKA-PRÓSZYŃSKA W. & PRÓSZYŃSKI M. 1988 — TL dating of partially bleached sediments by the regeneration method. Quatern Sc. Rev., 7: 265–271.
- ROMER E. 1929 — The ice age in the Tatra Mts. Mem. Acad. Pol., A., 1: 253.
- STONE J.O., ALLAN G.L., FIFIELD L.K., CRESSWELL R.G. 1996 — Cosmogenic chlorine-36 from calcium spallation. Geoch. Cosmochim. Acta, 50: 679–692.
- STONE J.O., EVANS J. M., FIFIELD L.K., ALLAN G.L. & CRESSWELL R.G. 1998 — Cosmogenic chlorine-36 production in calcite by muons. Geoch. Cosmochim. Acta, 62: 433–454.
- WICK B. 1984 — Osady jezior tatrzańskich i etapy ich akumulacji. Pr. i Stud. Geogr. UW, 5: 55–69.
- ZREDA M.G. 1994 — Development and calibration of the cosmogenic ^{36}Cl surface exposure dating method and its application to the chronology of Late Quaternary glaciations. Unpublished Ph.D. Dissertation. New Mexico Institute of Mining and Technology.
- ZREDA M.G. & NOLLER J.S. 1998 — Ages of prehistoric earthquakes revealed by cosmogenic chlorine-36 in a bedrock fault scarp at Hebgen Lake. Science, 282: 1097–1099.
- ZREDA M.G., PHILLIPS F.M., KUBIK P.W., SHARMA P. & ELMORE D. 1993 — Eruption age at Lathrop Wells, Nevada from cosmogenic chlorine-36 accumulation. Geology, 21: 57–60.
- ZREDA M., ENGLAND J., PHILLIPS F., ELMORE D. & SHARMA P. 1999 — Unblocking of the Nares Strait by Greenland and Ellesmere ice-sheet retreat x10,000 years ago. Nature, 398: 139–142.