

Zbigniew WÓJCIK

Preglacyjny lapiez w Szaflarach na Podhalu

WSTĘP

Zjawiska krasowe na terenie Podhala związane są jedynie ze strefą wychodni skał węglanowych pienińskiego pasa skałkowego. Występują one w kilku miejscach i w postaci dobrze wykształconych form widoczne są między Szaflarami a Czorsztynem (leje krasowe) oraz w kamieniołomach i niewielkich łomikach w Szaflarach i Rogoźniku (kieszenie i kopalne leje krasowe).

W czasie eksploatacji jurajskich wapieni krynoidowych facji czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego, w pobliżu wapiennika w Szaflarach pod Nowym Targiem, w roku 1957 odsłonięto spod utworów plejstocенskich formy krasowe. Charakteryzują się one występowaniem wapiennych kopuł, żeber i otworów prowadzących do jaskiń. Tego typu powierzchnię krasowa nosi nazwę lapiezu (A. Malicki, 1937).

Z inicjatywy prof. dr E. Passendorfera i prof. dr J. Gołaba, na wniosek prof. dr S. Małkowskiego, Państwowa Rada Ochrony Przyrody wysłała mnie do Szaflar, w celu zebrania obserwacji dotyczących charakteru powierzchni krasowej i przedstawienia wniosków odnośnie do ochrony południowo-zachodniego fragmentu kamieniołomu. Materiały zebrane w czasie tego wyjazdu oraz kilku następnych, w latach 1958 i 1959, stanowią przedmiot niniejszego opracowania.

Podjęta akcja zmierzająca do ochrony form krasowych i nadległych utworów plejstocенskich została pomyślnie zakończona. W 1959 r. południowo-zachodni fragment kamieniołomu, jako zabytek przyrody nieożywionej, objęto ochroną.

Zagadnienia poruszane niżej miałem możność niejednokrotnie przedyskutować z prof. S. Małkowskim i prof. E. Passendorferem, za co składam im serdeczne podziękowanie. Wyrażam również wdzięczność drowi L. Wątyśze za dyskusję w terenie nad zagadnieniami związanymi z charakterem pokrycia form krasowych.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Kamieniołom szaflarski znany jest szeroko w piśmiennictwie geologicznym dzięki opisanym przez W. Friedberga (1906) osadom miocenu m.or-

skiego oraz stwierdzonym przez S. Małkowskiego (1924) seriom najdalej wysuniętej na północ moreny pierwszego zlodowacenia tatrzańskiego.

Wyniki pracy W. Friedberga (1906) dotyczące morskiego miocenu na Podhalu, oparte na materiale zebrany w kamieniołomie szaflarskim, wywołały szeroką dyskusję, którą definitywnie rozstrzygła K. Birkenmajer (1953, 1954) zaliczając omawiane osady na podstawie zespołów mikrofaunistycznych oraz form *Ervillia pusilla* Eichw. i *Posidonomya alpina* Gr. s. do aalenu serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skałkowego.

Znacznie większą i o wiele szerszą dyskusję wywołała tzw. morena szaflarska, uznana przez S. Małkowskiego (1924, 1928) za utwór akumulacji pierwszego lodowca tatrzańskiego. Poglądy S. Małkowskiego spotkały się z gorącym poparciem, głównie E. Romera (1929 a, 1929 b). Inni autorzy przeciwstawiali się temu, uważając omawiany osad za sedyment rzek odwadniających Tatry w czasie pierwszego zlodowacenia (B. Halicki, 1930; M. Klimaszewski 1947, 1950—1951). Dyskusja ta znalazła swój oddźwięk w czasie 32 Zjazdu P. T. G. na Podhalu i w Tatrach we wrześniu 1959 r. Morenowej genezy osadów plejstocенskich bronił głównie J. Gołąb uważając, że nie można wykluczyć faktu dopłynięcia jezora lodowcowego do Szaflar. Przeciwnicy tego poglądu, a głównie M. Klimaszewski nawiązał do jednej ze swoich pierwszych rozpraw dotyczących zlodowaceń tatrzańskich (1947) wskazując, że nie było warunków w Tatrach na powstanie lodowców typu pamińskiego. Pogląd ten został podchwycony w czasie dyskusji zjazdowej, a prof. H. Świdziński wskazał, że teren alimentacyjny (Dolina Bystrej wraz z odnogami) był zbyt mały, by mógł się wytworzyć lodowiec tego typu.

W czasie dyskusji nad genezą utworów plejstocенskich w Szaflarach niejednokrotnie zwracano uwagę na charakter skałki, na jakiej znajdowały się te osady. S. Małkowski (1924) zwrócił uwagę, że nierówne podłoże moreny zbudowane jest z „głębokich jam, lejów i rynien“, miejscami wypełnionych *terra rossa*. Podłoże to jest przykładem powierzchniowej korozji, poprzedzającej okres pierwszego zlodowacenia tatrzańskiego. Formy te autor nazywa, przez analogię do podobnych znajdujących się w Alpach — lapiezem.

W następnej swej pracy S. Małkowski (1928), oprócz wyżej przedstawionych form krasowych, opisuje zagłębienie w kształcie leja, w którego środkowej części znajdował się otwór jaskini. Wszystkie zagłębienia oraz jaskinie wypełnione były *terra rossa* i materiałem morenowym.

Również i inni autorzy zwracali uwagę na krasowy charakter podłoża glin plejstocенskich, choć zdania na ten temat były podzielone. E. Romer (1929 b) pisał, że skałka szaflarska jest „na powierzchni silnie zmyta i pokryta rowkowaniem krasowym (*Karren, lapiez*) o wysokości względnej rowków dochodzącej do 2 m“. B. Halicki (1930) nazywa omawiane formy lejami krasowymi, a więc uznaje je za formy krasu podziemnego w przeciwieństwie do poglądów S. Małkowskiego i E. Romera, którzy twierdzili, że jest to kras powierzchniowy. Pogląd ten B. Halicki (1956), jak wolno wnioskować ze zdjęć, podkreśla w piśmiennictwie popularno-naukowym.

Omawiane przez wyżej wymienionych autorów formy krasowe oraz pokrywające je osady plejstocенskie, prawnie chronione jako zabytek przyrody w latach międzywojennych, uległy zniszczeniu. Nowe odsłonięcia

odkryte w 1957 roku pozwalają w sposób dokładniejszy opisać genezę oraz warunki powstania krasu skałki szaflarskiej.

OPIS SKAŁKI SZAFLARSKIEJ

W kamieniołomie szaflarskim odsłaniają się osady zaliczone przez K. Birkenmajera (1953, 1958) do serii czorsztyńskiej i braniskiej pienińskiego pasa skałkowego oraz skały stanowiące osłonę skałkową. Wszystkie starsze serie pokryte są utworami plejstoceńskimi oraz zwietrzeliną holoceniową.

Seria czorsztyńska: 1 — łupki z okruchami kalcytu (głównie aalen), 2 — wapień krynoidowy biały (bajos) i brekcje wapieni krynoidowych zlepionych wapieniem bulastym (baton?, kelowej), 3 wapień bulasty (kelowej-kimeryd), 4 — margle globotruncanowe (cenoman),
 Seria braniska: 5 — radiolaryty czerwone i zielone (malm dolny), 6 — wapień rogowcowy (tyton-neokom dolny), Osłona: 7 — margle puchowskie (maastricht), 8 — osady plejstoceńskie, 9 — usypisko, 10 — rumosz i zwietrzelina, 11 — wyraźniejsze uskoki, 12 — brzeg urwiska, 13 — granice określające miejsce zniszczonego lapiezu, 14 — granice zażytku przyrody nieożywionej

Czorsztyń series: 1 — shales with calcite fragments (chiefly Aalenian), 2 — white crinoid limestone (Bajocian) and breccias of crinoid limestones cemented by nodular limestone (Bathonian?, Callovian), 3 — nodular limestone (Callovian, Kimmeridgian), 4 — Globotruncan marls (Cenomanian), Branisko series: 5 — red and green radiolarites (Lower Malm), 6 — hornstone limestone (Thitonian, Lower Neocomian), Mantle strata: 7 — Puchov marls (Maestrichtian), 8 — Pleistocene deposits, 9 — alluvial layer, 10 — debris and weathered rocks, 11 — more distinct faults, 12 — margin of escarpment, 13 — boundaries defining locality of destroyed lapiez, 14 — boundaries of monument of inanimate nature

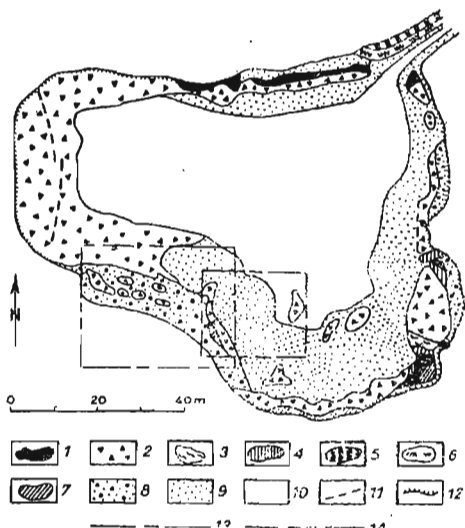


Fig. 1. Szkic odsłonięcia w Szaflarach według K. Birkenmajera (nieco zmieniiony)

Map of exposures at Szaflary, according to K. Birkenmajer (slightly changed)

Osady serii braniskiej w postaci czerwonych i zielonych radiolarytów wieku dolnomalmskiego oraz wapieni z rogowcami wieku tytonskiego i dolnoneokomskiego widoczne są w ścianie niewielkiego wkopu prowadzącego do kamieniołomu (fig. 1). Na zachód i na południe od tego wkopu w głównej części kamieniołomu odsłaniają się osady serii czorsztyńskiej. Najstarsze osady tej serii, zaliczone przez K. Birkenmajera (1953) do aalenu, widoczne są w północno-wschodniej i wschodniej części kamieniołomu. Są to łupki z *Ervilla pusilla* Eichw. i *Posidonomya alpina* Gräs.

Ze skałami aaleńskimi kontaktują (granica typu tektonicznego) białe wapienie krynoidowe bajosu, brekcje i wapienie krynoidowe lokalnie o charakterze bulastym wieku batonńskiego (?) i kelowejskiego oraz, widoczne zwłaszcza we wschodniej części kamieniołomu, wapienie bulaste kelowejsko-kimerydzkie. Seriom tym, zwłaszcza we wschodniej części kamieniołomu, towarzyszą margle cenomańskie.

W południowej części kamieniołomu na utworach serii czorsztyńskiej znajdują się osady osłony skałkowej zaliczone przez K. Birkenmajera (1958) do serii margli puchowskich mastrychtu. W tej części kamieniołomu utwory starsze (margle puchowskie, margle cenomańskie oraz wapienie krynoidowe, bulaste i brekcje batońsko-kimerydzkie) pokryte są łąkami i glinami, których miąższość waha się 0,2÷3 m. Tam gdzie wapienie krynoidowe przebijają się przez margle puchowskie osłony, a widoczne to jest najlepiej w południowo-zachodniej części kamieniołomu, rozwinął się kras kopalny wieku preglacialnego.

CHARAKTERYSTYKA POWIERZCHNI KRASOWEJ

Powierzchnia stropowa skałki szaflarskiej, w miejscu gdzie bezpośrednio pod osadami plejstocеныskimi znajdują się wychodne wapieni krynoidowych, usiana jest licznymi kopułkami i żebrami, między którymi znajdują się zagłębienia o kształcie lejów oraz fragmenty korytarzy jaskiniowych o zniszczonych stropach.

KOPUŁY WAPIENNE

Kopuły wapienne są najpospolitszą formą krasową na omawianej wychodni tych form. Ich największe skupienie występuje w południowo-zachodniej i wschodniej części odsłonięcia, gdzie poszczególne formy dochodzą do 1,5÷4 m wysokości, przy średnicy wahającej się w granicach 1÷3 m.

Kształt poszczególnych kopuł wapiennych jest różny. Najczęściej ich powierzchnia jest prawie obła (tab. I, fig. 7, fig. 8) lub nieco zróżnicowana, zwłaszcza po bokach, gdzie znajdują się niewielkie wklęsnięcia oraz przewieszzone występy wapienne (fig. 6). Na powierzchni poszczególnych kopuł nigdzie nie widać zagłębień o charakterze kotłów wirowo-żwirowych. Ich obecność wskazywałaby na powstanie tych form w dnach potoków.

Na zboczach poszczególnych kopuł (widoczne to jest zwłaszcza na tabl. I, figura 6, oraz tabl. II, fig. 7 i fig. 8) wykształciły się szerokie i krótkie żłobki krasowe; zwane są one również rynnami krasowymi. Formy te rozchodzą się zwykle promieniście od szczytu kopuły do jej podnóża. Zaznaczone są one najlepiej w miejscach, gdzie ściany poszczególnych kopuł są silnie nachylone. Najpospoliciej rynny krasowe widoczne są na zboczach kopuł po ich stronie wschodniej i południowej (tabl. I, fig. 5). Spotykane są również zwłaszcza szerokie żłobki po stronie zachodniej i północnej, choć są one tu znacznie rzadziej reprezentowane.

Zespoły kopuł w omawianym odsłonięciu są zasadniczo podporządkowane systemowi pęknięć o kierunkach N—S i E—W. Wzdłuż tych kierunków wytworzyły się wskutek intensywnej korozji zagłębienia dzielące poszczególne kopuły krasowe.

ŻŁOBKI KRASOWE

Najbardziej charakterystyczne żłobki krasowe, oprócz omówionych wyżej, spotykanych na zboczach kopuł wapiennych, występują w pół-

nocnej części odsłonięcia, tuż nad skarpą kamieniołomu (fig. 8). Są to dwa niemal równoległe do siebie zagłębienia, które oddzielają trzy grzbiety wapienne o kierunku N—S. Głębokość poszczególnych żłobków dochodzi do 0,3÷0,5 m przy szerokości około 30 cm.

Kształt poszczególnych żeber jest różny. Niekiedy formy położone niżej są zupełnie ostre. W innych wypadkach, zwłaszcza widoczne jest to przy żebrach znajdujących się wyżej, poszczególne formy krasowe są silnie zaokrąglone.

Poszczególne żebra i oddzielające je żłobki krasowe są nachylone w kierunku południowym, gdzie dwa wschodnie żebra (fig. 8) na stromych ściankach przechodzą w system mniejszych żłobków i żeberek krasowych.

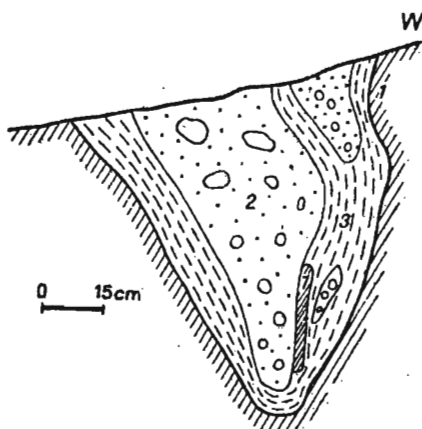
ZAGŁĘBIENIA KRASOWE

W omawianym odsłonięciu występują dwa genetyczne typy zagłębień krasowych, a mianowicie zagłębienia bezodpływowe pomiędzy poszczególnymi kopułami wapiennymi oraz fragment korytarza jaskiniowego o skrodowanym stropie.

Pierwsze z nich są pospolite w południowej i wschodniej części omawianej powierzchni krasowej, tzn. tam gdzie jest najwięcej kopuł wapiennych. Zagłębienia te ilustrują figury 2 i 9. Są to zwykle formy o kształcie leja, o przeciętnej średnicy przekroju górnego około 1,5 m i głębokości 1,2÷1,5 m. Często spotykane są, zwłaszcza we wschodniej części wychodni powierzchni krasowej zagłębienia nieckowate dochodzące do 6 m średnicy w przekroju i 2,5 m głębokości. Ściany poszczególnych zagłębień są mało zróżnicowane (tabl. II, f.g. 7) i jedynie w sporadycznych wypadkach są fragmentami poprzewieszane (fig. 2) lub przechodzą, zwłaszcza w górnych częściach, w niewielkie korytarzyki jaskiniowe, którymi doprowadzana była woda do jaskini znajdującej się w części północno-zachodniej odsłonięcia.

W żadnym z widocznych zagłębień międzykopułowych nie spotkano typowych lejów krasowych. Jakkolwiek form takich należałoby się spodziewać w omawianym odsłonięciu, gdyż leje krasowe często towarzyszą kopułom i żłobkom krasowym, niemniej omawiane zagłębienia w partiach dolnych mają kształt nieckowaty i nigdy nie przechodzą w systemy pęknięć, którymi woda przechodzi zwykle w głąb skały.

Systemy mniejszych zagłębień łączą się zazwyczaj z większymi formami wklęsłymi, które znajdują się najczęściej na zboczach północnych omawianej skałki szaflarskiej lub w pobliżu fragmentarycznie odsłoniętego korytarza jaskini.



Fgi. 2. Przekrój przez zagłębienie krasowe

Section across karst sink holes

- 1 — wapień krynowidowe, 2 — gliny z głazami (plejstocen), 3 — ilny reszdualne (preglacjal)
- 1 — crinoid limestones, 2 — clays with boulders (Pleistocene), 3 — residual clays (Freglacial)

Nieco inaczej wygląda zagłębienie znajdujące się w zachodniej części omawianej powierzchni krasowej (tabl. III, fig. 10). Zagłębienie jest zorientowane w kierunku E-W i ogranicza od zachodu stromą ściankę prawie czterometrowej wysokości, w której widoczny jest fragment idącego na zachód korytarzyka jaskiniowego oraz szereg innych form charakterystycznych dla podziemnej cyrkulacji wodnej. W kierunku wschodnim omawiane zagłębienie jest dobrze widoczne i dochodzi do 10 m długości. Jest ono zarówno od północy, jak i południa ograniczone ściankami, które miejscami wskutek intensywnej korozji wapienia przekształciły się w kopuły krasowe.

W zagłębieniu tym spotykamy szereg form krasowych, które jednoznacznie określają charakter tego zagłębienia. Są to formy, które spotyka się jedynie w jaskiniach, jak np. pionowe lub silnie pochylone korytarzyki doprowadzające wodę z powierzchni skały do jaskini zwane tubami, zagłębienia wirowe określające kierunek przyływu wody przez jaskinię, kotły wirowe i inne.

Zagłębienie to uważam zatem za fragment korytarza jaskiniowego o głębokości 4÷6 metrów i maksymalnej szerokości około 3 m. Strop tego korytarza został skorodowany, ścianki zaś wskutek daleko posuniętego procesu niszczenia chemicznego przybrały charakterystyczne obłe kształty.

Typowe tuby jaskiniowe pochylone pod kątem około 60° widoczne są na zachodniej ścianie ograniczającej szerszą część korytarza jaskini (tabl. III, fig. 11). Widoczne są tu dobrze zwłaszcza dwie formy, które nie dochodzą do powierzchni stropowej skałki szaflarskiej, a w swoich częściach dolnych, zwłaszcza w miejscu, gdzie łączą się z korytarzem jaskiniowym, są znacznie rozszerzone.

Innego typu formy krasowej cyrkulacji podziemnej ilustruje figura 12 (tabl. III). Są tu widoczne dwie formy, a zwłaszcza ścianowy kocioł wirowy wykształcony na małym korytarzyku podziemnym oraz występujący na prawo od niego fragment zakola meandrowego.

Oprócz przedstawionych wyżej form cyrkulacji podziemnej w części wschodniej tego zagłębienia w czasie zdejmowania utworów plejstocenijskich odsłonięto fragmentarycznie allochtoniczne namulisko jaskiniowe, zbudowane z naprzemianległych warstw piaszczystych i ilastych. Inne korytarze, zwłaszcza widoczne na załączonym materiale ilustracyjnym, przeważnie mają namuliska autochtoniczne, zbudowane z gliny rezydualnej. Namulisko jaskiniowe głównego korytarza pokryte jest ilami rezydualnymi oraz osadami plejstocenijskimi o charakterze moreny.

POKRYCIE FORM KRASOWYCH

Wszystkie opisywane wyżej formy krasowe były do niedawna pokryte płaszczem osadów plejstocenijskich, których miąższość na kopułach dochodziła do 20 cm, a w zagłębieniach do 1,5 m i w korytarzu jaskiniowym do 6 m.

Po wykonaniu wkopów w czasie zdejmowania w celach przemysłowych pokrywy czwartorzędowej z wapieni krynoidowych w latach 1957 i 1958 okazało się, że pod utworami plejstocenijskimi w wielu miejscach, zwłaszcza w zagłębieniach, znajduje się il rezydualny, w który osady plejstocenijskie

wdzierają się klinami (fig. 2 i fig. 3). W zagłębieniach tych kliny osadów plejstocenijskich są otoczone czerwobrunatnymi ilami albo niemal całkowicie (fig. 2), albo jedynie częściowo w partiach dolnych zagłębień (fig. 3). Jak widać na załączonych figurach 2 i 3, w osadach plejstocenijskich w klinach znajdują się fragmenty skał wapiennych, które pozbawione są całkowicie otoczenia ilastego, a czasem mają je tylko z jednej strony.

Najgrubsza pokrywa osadów plejstocenijskich znajduje się na formach krasowych we wschodniej części omawianej powierzchni. Utwory te o charakterze moreny dochodzą do 5 metrów miąższo-



Fig. 3. Przekrój przez zagłębienia krasowe. Oznaczenia jak na figurze 2

Section across karst sink holes. Explanations identical as in Fig. 2

ści, zawarte zaś w nich bloki, zwłaszcza kwarcytów werfenskich z Tatr, dochodzą do 1 metra średnicy.

Kopuły wapienne w częściach stropowych pozbawione są zwykle ilów rezydualnych, wskutek czego spoczywa bezpośrednio na nich seria skał plejstocenijskich. Dlatego tam, gdzie osady te są bardziej piaszczyste, na odsłoniętych kopułach widoczne są ślady korozji zachodzącej pod przykryciem tych skał. Zaznacza się ona powstaniem licznych projekcji żyłek kalcytowych dochodzących, zwłaszcza w kopułach ograniczających od południa korytarz jaskini, do 5 mm szerokości. Podobnych projekcji żyłek kalcytowych nie spotkałem w zagłębieniach pokrytych ilem.

GENEZA FORM KRASOWYCH

Przedstawiona wyżej charakterystyka form krasowych oraz rodzaj pokrycia tych form przez osady plejstocenijskie wskazują, że omawiana powierzchnia krasowa ma bardzo skomplikowaną genezę. Z przedstawionych faktów wynika, że obok form, które powstały na powierzchni pod wpływem opadów atmosferycznych, występowała tutaj jaskinia, której część wschodnia została włączona po zniszczeniu przez wody stropu korytarza do rozwoju procesów krasowych na powierzchni skał.

W rozważaniach na temat genezy krasu na skałce szaflarskiej, w odsłonięciu dziś już nie istniejącym, przewijało się kilka motywów, na które chciałbym zwrócić uwagę. Tak więc S. Małkowski (1924), który opisał powierzchnię tę po raz pierwszy, uznał omawiane formy za przykład rozwoju powierzchniowych form krasowych (lapiez) w czasie poprzedzającym osadzenie się utworów plejstocenijskich. W następnej pracy autor (S. Małkowski, 1928) pisze: „Stwierdzić wypada, że niejasne są dotychczas okoliczności powstania kopalnej rzeźby powierzchni skałki szaflarskiej. Nie ulega wątpliwości, że piękne postacie korozji wapieni zawdzięczają swe powstanie działalności wody spływającej po powierzchni skałki i przeni-

kającej szczelinami w jej głąb. Nie wiemy jednak, czy zjawisko to nie zachodziło pod lodowcem, może w pobliżu jego krawędzi?“. W dalszym ciągu cytowanej pracy S. Małkowski nie wyklucza faktu, że „lodowiec mógł wejść na teren, którego zagłębienia były już wypełnione lodem i śniegiem“, co w efekcie ochroniło formy krasowe przed zniszczeniem.

Podobnego zdania co do genezy form krasowych skałki szaflarskiej był E. Romer (1929 b) pisząc, że pod osadami plejstoceniowymi znajduje się rowkowane podłoże. „W razie gdyby utwór szaflarski był osadem transportowanym przez wody tającego lodowca, krasowe rowkowania skałki musiałyby doszczętnie ulec potędze erozji takich wód. Zasmarowanie powierzchni krasowej skałki szaflarskiej materiałem akumulacyjnym bez naruszenia, a przynajmniej z zachowaniem charakteru krasowego powierzchni stanie się zrozumiałe tylko przy założeniu, że dokonało się ono pod naciskiem ruchomej masy lodowca, sunącego pod sobą plastyczny pakiet moreny gruntowej“¹.

B. Halicki nie wnikał przy rozważaniach nad genezą czwartorzędu na Podhalu w genezę form krasowych, w swojej zaś pracy przyjął jedynie, że omawiane formy są lejami krasowymi.

Przedstawiony wyżej materiał wskazuje, że cytowani autorzy byli zgodni co do krasowego charakteru podłoża, brak zaś szczegółowych obserwacji, być może związanych ze skromnymi odsłonięciami, pozostawiał wiele niewyjaśnionych problemów, do których należy również geneza i wiek rozwoju form krasowych.

Materiał przedstawiony w części opisowej jednoznacznie określa charakter powierzchni krasowej. Chciałbym jednak zastanowić się jeszcze nad niektórymi innymi zagadnieniami przedstawionymi w pracach S. Małkowskiego i E. Romera.

S. Małkowski (1928) zakłada możliwość, że omawiana powierzchnia krasowa mogła ewentualnie powstać pod lodowcem lub w pobliżu jego krawędzi. W pierwszym wypadku musiałby, jak sądzę, rozwijać się kras przy udziale potoków podlodowcowych, w drugim zaś — tworzyłyby się na zewnątrz przy udziale wód atmosferycznych, ale wówczas nie można byłoby wykluczyć w jego kształtowaniu udziału wód z topniejącego lodowca.

Oczywiście mogły istnieć takie warunki w strefie czołowo-lodowcowej. Podobne warunki istnieją współcześnie niemal wszędzie tam, gdzie znajdują się lodowce na podłożu wapiennym. Kras tych terenów doczekał się licznych publikacji, z których powołałam się na pracę J. Corbela (1957) poświęconą tego typu formom krasowym północno-zachodniej Europy oraz Spitsbergenu. Kras tych obszarów ma zupełnie odmienny charakter. Spotykane są w nim żłobki krasowe, ale nie ma nigdzie form kopiastych, a zagłębienia pomiędzy poszczególnymi kopolami wapiennymi nie są wypełnione materiałem ilastym.

Wykluczam zatem możliwość powstania w strefie czołowo-lodowcowej form krasowych skałki szaflarskiej.

Czy powierzchnia krasowa tego typu z żebrami i kopolami wapiennymi w rzeczywistości, tak jak to przyjmuje E. Romer (1929 b), nie może powstać w korycie rzeki?

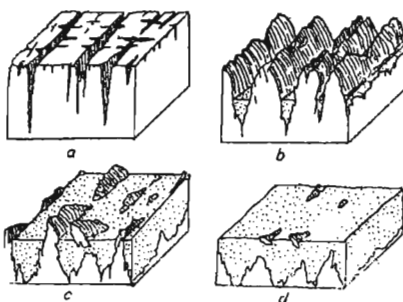
¹ W dawniejszych pracach nazywano morenę denną moreną gruntową.

Wydaje się, że E. Romer nieco upraszczał dyskusję na ten temat. Należy zaznaczyć, że formy typu żeber i kopuł krasowych są bardzo często spotykane w krajach o bardziej gorącym klimacie niż ten, jaki występuje obecnie w Polsce. Tego typu kras opisujący był niejednokrotnie z Jugosławii (A. Hrovat, 1953), a wielkie powierzchnie krasowe w potokach i rzekach Bałkanu miałem możliwość obserwować kilkakrotnie w czasie wycieczek speleologicznych w tych górach².

Fig. 4. Blokdiagram przedstawiający rozwój żeber krasowych według J. Kunsy'ego
Block diagram illustrating development of karst ribs, according to J. Kunsy

1 — początkowe rozszerzenie szczelin w wapieniu przez rozpuszczanie, 2 — szczelinki rozszerzone wskutek ługowania zamieniły się w głębokie rowki, w których gromadzi się bł rezydualny, 3 — grzbieciki żeber stają się coraz cieńsze i niższe, a na powierzchni przeważa bł rezydualny, 4 — izolowane żebra zanikają a powierzchnia skalna ustępuje w głąb

1 — initial widening of fissures in limestone, due to dissolution, 2 — narrow fissures, widened by leaching, changed into deep incisions in which residual clay accumulates, 3 — small crests of ribs increasingly thinned down and lowered; on surface, residual clay predominates, 4 — isolated ribs disappear, rock surface resedes downwards



Cechą charakterystyczną form krasowych powstających w korytkach rzecznych jest to, że ich powierzchnia pokryta jest licznymi kotłami żwirowo-wirowymi. Podobnych form nie ma zupełnie w Szaflarach, a jedyny kocioł wirowy znajduje się we fragmencie jaskini.

Przytoczone powyżej powody skłaniają do usunięcia możliwości powstania form krasowych skałki szaflarskiej w potokach, zarówno powierzchniowych, jak i podlodowcowych.

Proces kształtowania powierzchni krasowej na skałce szaflarskiej był zatem najprawdopodobniej następujący:

Wynurzone spod osłony skałkowej (margli puchowskich) wapienie kryonoidowe zostały zaatakowane przez wody opadowe z CO₂. W wyniku rozwoju procesów korodujących skałę, zwłaszcza w miejscach gdzie była ona splekana, zaczęły się kształtować niewielkie żebra krasowe i dzielące je żłobki. W wyniku tych procesów nastąpiło zróżnicowanie powierzchni, które zapewne niewiele odbiegało od klasycznego schematu podanego przez J. Kunsy'ego (1956), widoczne na figurze 4a. Ponieważ wapień kryono-

² W lecie 1958 r. przeprowadziłem badania geomorfologiczne na północnych stokach Przedbalkanu Centralnego, gdzie w przełomie rzeki Wit przez wapień barremu, w pobliżu wsi Pesterna, znajdują się formy krasowe o charakterze lapiezu na powierzchni około 150 m długości i 40 m szerokości. Występują tu liczne żebra krasowe, choć przeważają zdecydowanie formy typu kopuł. Ich powierzchnia jest obła i w związku z tym przypomina wiele form opisanych wyżej z Szaflar. Niemniej na każdej kopule i nawet na najbardziej ostrych krawędziach żeber występują liczne pionowe kotły żwirowo-wirowe, na których dnie znajdują się głazy dochodzące do 15 cm średnicy. Z wielu kotłów silny strumień w czasie burz usuwa, zwłaszcza mniejsze, gładki i żwir. Podczas suszy w czasie okresowych zaników potoków niektóre partie tej powierzchni przysypywane są materiałem niesionym przez rzekę.

dowy skałki szaflarskiej jest skałą bardzo miękką, należy się zatem spodziewać, że już w tym wstępnym stadium mogły się zaznaczyć na żebrach formy o kształtach obłych lub nawet małe kopuły krasowe. Formy tego typu spotykane są w znacznie twardszych skałach na terenie Tatr, a m. in. w Wielkiej Świstówce i pod Liliowem (Z. Wójcik, 1958, 1959).

Intensywnie opady, a jak wolno sądzić były one przed pierwszym zlodowaczeniem nie mniejsze niż obecnie na Podhalu, świadczą o tym bowiem liczne stanowiska flory opisane przez W. Szafera (1954), przyczyniły się do dalszego rozwoju żeber. Mogły one być zbliżone do klasycznych żeber (fig. 4b), lecz wydaje się, że już wtedy zaznaczyło się różnicowanie na miejsca z żebrami i miejsca, gdzie skała była bardziej spękana, oraz na skupiska kopuł (na skale bardziej litej).

Z biegiem czasu następuje formowanie poszczególnych kopuł, a na zboczach ich zaczynają się formować niewielkie żebra promieniście rozchodzące się od szczytu kopuł do ich podstawy. Rozwój roślinności, podobnie jak w Tatrach (Z. Wójcik, 1958), a zwłaszcza rozkład humusów, przyczynia się bądź do zaakcentowania niektórych żłobków, bądź do powstania form przewieszonych (fig. 7, fig. 6).

Żłobki na kopulach znajdują się zarówno po ich wschodnich, południowych, jak i zachodnich i północnych stronach. Oddzielne żebra mają kierunek S-N i jak to widać na figurze 8, pochylone są na południe. Fakt ten wyklucza możliwość przyjęcia, że w formowaniu się tych form brały udział potoki, gdyż byłyby one wówczas pochylone na północ.

Woda spływająca po powierzchni kopuł nie wnikała w dna zagłębień, lecz ich dnami przepływała do zagłębień większych, a nimi na zewnątrz skałki. Świadczy o tym łączenie się poszczególnych zagłębień oraz gruba warstwa ilów rezydualnych (podobnie jak na fig. 4c), które pozostawały na miejscu konserwując dotychczas powstałe formy krasowe. Gdyby zagłębienia te były lejami krasowymi, tak jak to przyjmuje B. Halicki (1930), wówczas w dużym stopniu ily te przenoszone byłyby przez wody do tworzących się próżni podziemnych.

Cbok form krasu powierzchniowego w stropowej części skałki szaflarskiej powstała jaskinia, której wschodni fragment znany był S. Małkowskiemu (1929). Wody przenikające szczelinami w głąb skały wytworzyły korytarz ponad dwudziestometrowej długości, którego niezniszczony fragment widoczny jest na figurze 11. Korytarz ten dochodzi do 4—5 m wysokości i 3 m szerokości, a wody podziemne odprowadzane były nim w kierunku wschodnim, gdyż na to wskazują zachowane jaskiniowe zagłębienia wirowe. Okresami w jaskini tej musiała być duża cyrkulacja wody, wskutek czego na połączeniach korytarza wytworzyły się kotły wirowe, a na ścianach wcięcie a meandrującego potoku podziemnego. Powoli zanikający strumień podziemny zaakumulował główny korytarz materiałem piaszczystym, który częściowo przemieszał się z iłami rezydualnymi.

Fakt rozwoju korytarza w kierunku W-E, a więc poprzecznie do koryta Białego Dunajca odwadniającego wody jaskini w Szaflarach, wyklucza możliwość interpretacji genezy tej jaskini jako podpotokowej próżni krasowej. Tego typu jaskinie są bardzo częste na terenie Tatr (Jaskinia Wodna Raptawicka i Wodna pod Pisana), a również były opisywane przez G. A. Maksimowicza (1957) z zachodnich zboczy Uralu. Należy dodać, że w jaskiniach formujących się pod potokami znajduje się zwykle cały asor-

tyment skał, jakie niesie rzeka, tymczasem w osadach w jaskini w Szaflarach występuje jedynie il i drobnoziarnisty piasek pochodzący ze zniszczonej osłony skałkowej.

Intensywny rozwój powierzchniowych form krasowych doprowadził do rozmycia stropu omawianego korytarza jaskini. Ściany tego korytarza wskutek dalszych procesów krasowych powoli zatraciły swój pierwotny charakter, a jedynie w zachodniej części naniesione ily z wyżej położonych zagłębień krasowych zakonserwowały ślady cyrkulacji podziemnej, a m. in. zagłębienia wirowe, kotły wirowe, tuby i inne.

Intensywny rozwój form krasowych został zahamowany w okresie odpowiadającym pierwszemu zlodowaceniowi tatrzańskiemu, wskutek sedymentacji na formach krasowych osadów plejstocenijskich.

Przedstawiony wyżej materiał nie mówi, jakiego typu było to zasypanie. Bez wątpliwości łatwiej jest wytłumaczyć zachowanie się tych form przyjęciem, że zasypanie utworami plejstocenijskimi lapiezu nastąpiło albo wówczas, gdy był on pod śniegiem i lodem (S. Małkowski 1928), albo gdy został on pokryty plastycznym pakietem moreny gruntowej transportowanej przez lodowiec (E. Romer, 1929b). Niemniej należy pamiętać, że w Jugosławii opisywano niejednokrotnie małe lapiezy rzeczne zasypane łąkami, glinami i innymi skałami (A. Hrovat, 1953). Podobne przykłady obserwowałem w lapiezie rzeczonym, we wspomnianym wyżej przełomie rzeki Wit w Przedbalkanie w Bułgarii.

Na zakończenie rozważań nad krasem skałki szaflarskiej chciałbym zwrócić uwagę na charakter wypełnienia poszczególnych zagłębień. Pierwotne wypełnienie materiałem rezydualnym poszczególnych zagłębień było mniej więcej takie jak na figurze 4b. Najprawdopodobniej wskutek znacznego nawilgocenia tych ilów w czasie sedymentacji glin powstało w poszczególnych zagłębieniach wiele typowych form wyciśniętych. W efekcie gliny plejstocenijskie w centralnych częściach zagłębień dochodzą najgłębiej (fig. 2, fig. 3), a w ich górnych częściach dochodzą bezpośrednio do wapienia.

W miejscach, gdzie w górnych częściach zagłębień oraz na kopułach gliny leżą bezpośrednio na wapieniu krynoidowym, obserwujemy dalszy rozwój procesów krasowych, których przykładem są projekcje żyłek kalcytowych. Odsłonięcie tych form spod utworów czwartorzędowych przyczyniło się, bez wątpienia, do wzmożenia powierzchniowych form krasowych.

W sumie omawiane formy krasowe skałki szaflarskiej uważam za typowy lapiez, pod którym powstała niewielka jaskinia.

WIEK LAPIEZU SZAFLARSKIEGO

Jak wynika z rozważań przeprowadzonych w części omawiającej genezę lapiezu szaflarskiego, gliny plejstocenijskie osadzone w czasie pierwszego zlodowacenia tatrzańskiego na poziomie kopuły szczytowej skałki szaflarskiej (B. Halicki 1930, M. Klimaszewski 1947, 1950/1951) wskazują, że główny rozwój krasu nastąpił w okresie bezpośrednio poprzedzającym pierwsze zlodowacenie tatrzańskie. Wydaje się, że na podstawie przesłanek geomorfologicznych można bardziej sprecyzować wiek omawianej powierzchni krasowej.

W ostatnich pracach M. Klimaszewski (1958) wykazał, że rozwój krasu jest ściśle uzależniony od warunków klimatycznych, a w poszczególnych strefach klimatycznych na kuli ziemskiej spotykamy podobne formy krasowe. Tak np. w obszarach o klimacie gorąco-wilgotnym występują wielkie kopuły wapienne dochodzące do 200 i więcej metrów wysokości (kras kopulasty), oddzielające zaś je zagłębienia są dużymi poljami. Tego typu powierzchnie były niejednokrotnie opisywane przez H. Lehmana (*vide* M. Klimaszewski, 1958) z Kuby. W obszarach zimnych, subpolarnych rozwija się niejednokrotnie mały kras kopiasty (G. Rasmuson, 1957—1958) oraz drobne żłobki krasowe opisane m. in. ze Spitsbergenu przez J. Corbela (1957). W obszarach wysokogórskich zaznacza się charakterystyczna strefowość krasu, gdyż powyżej granicy lasu tworzą się żłobki, a w lasach skupiska lejów krasowych (Z. Wójcik, 1959b). Wreszcie w klimacie umiarkowanym rozwijają się pośrednie formy krasowe pomiędzy tymi, które spotyka się w górach wysokich i opisanymi z zimnych stref klimatycznych.

Porównując lapież skałki szaflarskiej z formami krasowymi przedstawionych wyżej stref klimatycznych należy wykluczyć możliwość powstania tych form w klimacie gorąco-wilgotnym i zimnym, subpolarnym. W pierwszym wypadku dlatego, że są to formy zbyt małe (kopuły nie przekraczają 4 m wysokości), a w drugim — są zbyt wielkie, jak na formy krasowe opisywane z krajów subpolarnych [kopki opisane przez G. Rasmusona (1957—1958) dochodzą do 60 cm wysokości i występują pojedynczo na zupełnie płaskim terenie].

Wykluczyć należy również powstanie lapiezu szaflarskiego w klimacie wysokogórskim, gdyż skałka szaflarska znajduje się na dolnopłoceniowej powierzchni Pogórza Gubałowskiego. (M. Klimaszewski, 1959), a jej najwyższy szczyt dochodzi do 675 m n.p.m.

Pozostaje nam zatem możliwość interpretacji rozwoju zjawisk krasowych jedynie w klimacie umiarkowanym.

Zgodnie z materiałami przedstawionymi przez W. Szafera (1954) na podstawie analizy roślinności w plejstocenie i pliocenie w okolicy Czorsztyna, w okresie tym panował na północnym Podhalu klimat następujący: w dolnym pliocenie w omawianym obszarze panował klimat leśny, ciepły i wilgotny, a w optimum nawet subtropikalny, z średnią temperaturą około 18°C i z opadami około 1800 mm. W górnej części następuje ochłodzenie (13°C) oraz zwiększenie opadów (około 2000 mm), wskutek czego klimat jest leśny, nieco chłodniejszy i wilgotniejszy. W środkowym pliocenie panuje klimat leśny, umiarkowanie chłodny, średnio wilgotny z temperaturą około 7°C i 800 mm opadów. W pliocenie górnym na Podhalu północnym panuje klimat leśny, ciepły, w optimum kontynentalny i dość suchy (temperatura około 12°C i opady około 600 mm). W starszym wreszcie plejstocenie panował klimat leśny, chłodny, dość wilgotny (około 5°C i 700 mm opadów).

Jakkolwiek dane przedstawione wyżej mają charakter jedynie orientacyjny, to już z tego przeglądu wynika, że należy się spodziewać, iż lapież szaflarski mógł powstać w najwyższym pliocenie oraz w okresie bezpośrednio poprzedzającym sedymentację osadów plejstoceniowych w czasie pierwszego zlodowacenia. Istniały bowiem wówczas najbardziej dogodne warunki ku temu, by rozwijał się kras powierzchniowy o licznych, średniej wielkości kopach krasowych i licznych żebrach. Dolina Białego Dunajca,

do której były odwadniane wody z jaskini, znajdowała się nieco poniżej powierzchni krasowej. Zwiększenie się siły transportującej materiał tatrzański w tej rzece w starszym plejstocenie doprowadziło do zaakumulowania tej doliny i osadzenia niesionych materiałów na skałce szaflarskiej.

Na to, że lapiez szaflarski powstał w klimacie cieplejszym, wskazuje również duża ilość iłów rezydualnych (S. Małkowski, 1924, 1928 — *terra rossa*), które mogły pozostać jedynie dlatego na miejscu, że były zbyt małe opady.

WNIOSKI

Wapienie krynoidowe bajosu serii czorsztyńskiej pienińskiego pasa skalkowego odsłonięte z margli puchowskich osłony skałkowej podlegały w górnym pliocenie oraz okresie, poprzedzającym bezpośrednio sedimentację glin w gūnzu, intensywnym procesom krasowym. Ich wynikiem było powstanie licznych kopuł, żeber krasowych oraz dzielących je zagłębień bezodpływowych wyścielonych przez ily rezydualne.

Wnikające szczelinami w wapieniu wody do wnętrza skałki szaflarskiej wytworzyły obszerną jaskinię korytarzową, której część wschodnia uległa wskutek intensywnej korozji powierzchniowej zniszczeniu. Nastąpiło to przed gūnzem, gdyż zarówno powierzchniowe formy krasowe, jak i część jaskini zostały pokryte glinami osadzonymi w czasie pierwszego zlodowacenia tatrzańskiego.

Przykryte przez ily rezydualne oraz gliny plejstocenijskie formy krasu powierzchniowego (*lapiez*) i podziemnego (jaskinia), zostały zakonserwowane w sposób naturalny. Dopiero sztuczne odsłonięcia, wykonane w czasie eksploatacji wapieni krynoidowych, odsłoniły ten niezmiernie interesujący przykład krasu kopalnego.

Omawiana powierzchnia krasowa, ze względu na swój unikatowy charakter, uznana została za zabytek przyrody nieożywionej.

Muzeum Ziemi PAN

Nadesłano dnia 3 lutego 1960 r.

PIŚMIENNICTWO

- BIRKENMAJER K. (1953) — W sprawie morskiego miocenu na Podhalu. Roczn. Pol. Tow. Geol., 21 [1951], p. 235—278. Kraków.
- BIRKENMAJER K. (1954) — Sprawozdanie z badań geologicznych przeprowadzonych nad neogenem na Podhalu w latach 1949—1951. Biul. Inst. Geol., 86, p. 59—79. Warszawa.
- BIRKENMAJER K. (1957) — Zabytki przyrody nieożywionej Pienińskiego Pasa Skalkowego, [1], Ochr. Przynr., 24, p. 157—178. Kraków.
- BIRKENMAJER K. (1958) — Przewodnik geologiczny po pienińskim pasie skalkowym. W. G. Warszawa.
- CORBEL J. (1957) — Les karsts du nord-ouest de l'Europe et de quelques regions de comparaison. Institut des Études Rhodaniennes de l'Université de Lyon. Mémoires et documents., 12. Lyon.

- FRIEDBERG W. (1906) — Das Miozän der Niederung von Nowy Targ. Sitzber. Österr. Akad. Wiss., 65. Wien.
- HALICKI B. (1930) — Dyluwialne zlodowacenie północnych stoków Tatr. Spraw. Państ. Inst. Geol., 5, nr 3—4, p. 375—534. Warszawa.
- HALICKI B. (1956) — Rzeźbiarstwo krajobrazów. Wiedza Powszechna. Warszawa.
- HRQVAT A. (1953) — Kraška ilovica njene načilnosti in vpliv na zgradbe. Ljubljana.
- KLIMASZEWSKI M. (1947) — Polskie Karpaty Zachodnie w okresie dyluwialnym. Pr. Wrocł. Tow. Nauk., 4 (B), nr 7. Wrocław.
- KLIMASZEWSKI M. (1950) — Morfologia zamknięcia Doliny Białej Wody w Tatrach. Ochr. Przyr., 19, 37—57. Kraków.
- KLIMASZEWSKI M. (1950—1951) — Rzeźba Podhala. Czas. Geogr., 21, 22, p. 237—250. Warszawa-Wrocław.
- KLIMASZEWSKI M. (1958) — Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej. Prz. Geogr., 30, nr 3, p. 421—438. Warszawa.
- KLIMASZEWSKI M. (1959) — Rozwój geomorfologiczny Tatr Polskich. Biul. Inst. Geol., 149, p. 273—279. Warszawa.
- KUNSKY J. (1956) — Zjawiska krasowe. PWN. Warszawa.
- МАКСИМОВИЧ Г. А. (1957) — Корреляция речных террас и горизонтальных карстовых пещер. Тр. ком. по изуч. четвер. периода, 13, стр. 243—252. Москва.
- MALICKI A. (1937) — Rozwój i stan badań nad terenami krasowymi. Czas. geogr., 15, nr 2, p. 112—123. Lwów.
- MAŁKOWSKI S. (1924) — O morenie lodowca tatrzańskiego w okolicy Nowego Targu. Kosmos, 49, p. 1—8. Lwów.
- MAŁKOWSKI M. (1928) — Odsłonięcia utworów dyluwialnych w kamieniołomie szafiarskim pod Nowym Targiem. Zabytki Przyr. nieożyw., nr 1, p. 62—64. Warszawa.
- RASSMUSON G. (1957—1958) — Kleinkegelkarst in Nordschweden. Wissenschaft. Zs. der Ernst Moritz Arndt-Universität, 7, nr 1/2, p. 65—66. Greifswald.
- ROMER E. (1929a) — Najstarszy okres lodowcowy w Tatrach. Pam. II Zjazdu Słowiańskich Geografów i Etnografów w Polsce w roku 1927, 1, p. 343—344. Kraków.
- ROMER E. (1929b) — Tatrzańska epoka lodowa. Pr. geograf. Lwów.
- SZAFER W. (1954) — Pliocenńska flora okolic Czorsztyna i jej stosunek do plejstocenu. Pr. Inst. Geolog., 9. Warszawa.
- WÓJCIK Z. (1958) — Wielka Świstówka. Ziemia, 3, nr 1, p. 31—32. Kraków.
- WÓJCIK Z. (1959a) — Posiedzenie Muzeum Ziemi poświęcone zabytkom krasu kopalnego w Polsce. Chronimy przyrodę ojczystą, 15, nr 3, p. 46. Kraków.
- WÓJCIK Z. (1959b) — Zjawiska krasowe i jaskinie Tatr. Wierchy, 27. Kraków.

Збигнев ВУЙЦИК

ДОЛЕДНИКОВЫЙ КАРСТ В ШАФЛЯХ НА ПОДГАЛЕ

Резюме

В Шафлярах, вблизи Нового Тарга на Подгале (Западные Внутренние Карпаты) в 1957 г. обнаружено из под плейстоценовых отложений карстовую

поверхность составленную из ребер известняковых куполов и бессточных впадин. Под этой поверхностью найден автором фрагмент хорошо сохранившейся пещеры, простирающейся с запада на восток, на стенах которой сохранились корманы, меандровые полуконусы, трубы и флютбеты.

На основании детального анализа доледникового климата автор утверждает, что развитие карста в Шафлярах наступило в верхнем плиоцене, когда в теплом лесном климате (температура около 12°C и около 600 мм осадков) на поверхности скал начали образоваться карстовые ребра и купола достигающие 4 м высоты. В бессточных впадинах между ними отлагались резидуальные глины.

Воды проникающие щелями вглубь известняковой породы образовали обширную пещеру, восточная часть которой уничтожена сильной поверхностной коррозией. Это наступило до гюнзовского оледенения так как наружные карстовые формы и часть пещеры покрыты глинами отложенными во время первого татранского оледенения.

Описанный ископаемый карст признан заповедником природы и подлежит законной охране.

Zbigniew WÓJCIK

PERIGLACIAL LAPIEZ AT SZAFLARY IN PODHALE

Summary

In 1957, there was uncovered at Szaflary near Nowy Targ in Podhale (Western Interior Carpathians), from under Pleistocene deposits, a karst surface built of numerous ribs, calcareous domes, and outletless depressions. Underneath this surface, the so-called lapiez, the author discovered fragments of a well preserved cave extending in W-E direction; in the walls of this cave there have been preserved, safe from destroying, wall pockets, meander semicomes, tubes and flutes.

On the basis of his detailed analysis of the climate during the Postglacial, the author claims that the karst development at Szaflary must have taken place in the Upper Pliocene at a time, when in the warm forest climate (with temperature at about 12°C and about 600 mm. precipitation) there started to develop, on the surface of the klippen zone, karst ribs and domes, of up to 4 m. height; in between them, residual clays were deposited outletless depressions.

Penetrating through fissures into the calcareous rocks, surface waters formed extensive caves; the eastern part of these caves was later destroyed, due to intensive surface corrosion. All this took place before the Günz, — since, both the karst forms on the surface and part of the cave have been covered by clays sedimented during the first Tatra glatiation.

The discussed fossil lapiez has meanwhile been declared a monument of inanimate nature, and is by law subject to conservation.

TABLICA I

Fig. 5. Ogólny widok lapiezu w Szaflarach
General view of lapiez at Szaflary

Fig. 6. Kopyły krasowe w rezerwacie szaflarskim
Karst domes, in the Szaflary reserve



Fig. 5



Fig. 6

Zbigniew WÓJCIK — Preglacjalny łapieź w Szaflarach na Podhalu

TABLICA II

Fig. 7. Kopyły krasowe z zaznaczającymi się żłobkami
Karst domes, with marked grooves

Fig. 8. Zespół żeber krasowych na skałce szaflarskiej
Group of karst ribs in the Szaflary klippe

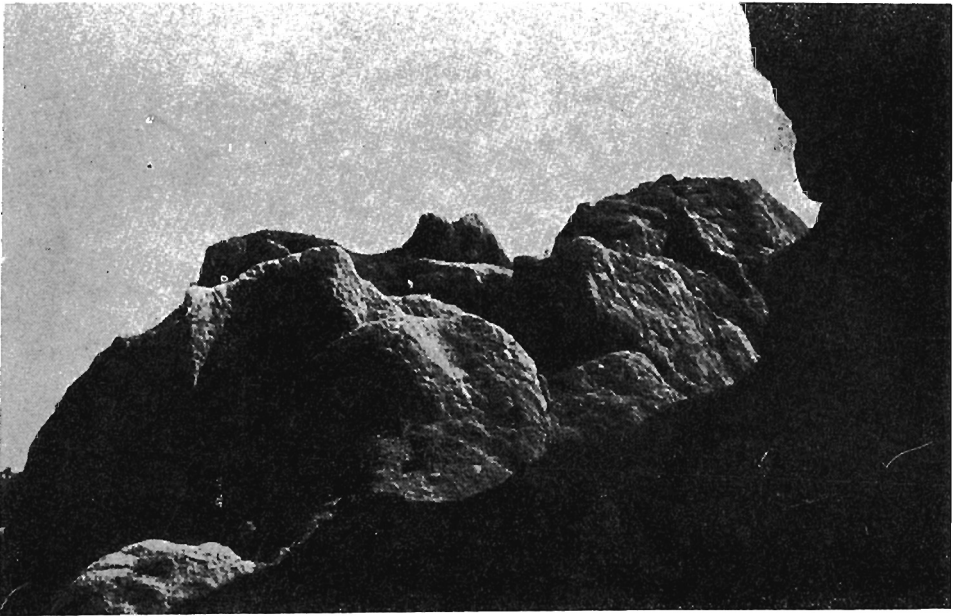


Fig. 7



Fig. 8

Zbigniew WÓJCIK — Preglacjalny lapiez w Szaflarach na Podhalu

TABLICA III

Fig. 9. Zagłębienie krasowe wypełnione ilami i glinami plejstocenijskimi
Karst sink hole filled with Pleistocene clays and loams

Fig. 10. Fragment korytarza jaskini o zniszczonym stropie
Fragment of passage to cave with destroyed roof



Fig. 10



Fig. 9

TABLICA IV

Fig. 11. Zachowany korytarz jaskini wraz z ukośnie ułożonymi tubami
Preserved passage to cave, with slanting tubes

Fig. 12. Ścianowy kocioł wirowy, na lewo od młotka — fragment zakola meandrowego
Wolled-in bowl pit; to left of hammer shown, fragment of meander bend



Fig. 12



Fig. 11

Zbigniew WÓJCIK — Preglacialny lapiez w Szaflarach na Podhalu