

JERZY GŁAZEK i ZBIGNIEW WÓJCIK

Zjawiska krasowe wschodniej części Tatr Polskich

STRESZCZENIE: Na terenie wschodniej części Tatr Polskich występują liczne formy krasowe (leje, uwały, rynienki, ponory oraz kanały podziemnej cyrkulacji potoków powierzchniowych wraz z wywierzyiskami). Formy te układają się w dwie strefy krasowe widoczne w profilu pionowym. W niższej dominują formy krasu zakrytego (reprodukowane w morenach leje i uwały oraz ponory), a w wyższej przeważają formy krasu odkrytego (rynienki, studnie, leje). Większość omawianych form powstała w postglacjale i holocenie. Starsze, być może plioceńskie, są wysooko położone jaskinie oraz kopuła szczytowa Kopy Magury.

WSTĘP

Dotychczas na terenie Tatr zajmowano się przeważnie badaniem podziemnych form krasowych, co spowodowane było dużym, jak na tak mały masyw górski, nagromadzeniem jaskiń. Jedynie praca A. Wrzowska (1933) była próbą ujęcia całości problematyki krasowej w obrębie Tatr Polskich. Niniejszy artykuł, oparty na materiałach zebranych między dolinami Suchej Wody i Białki, daje próbę charakterystyki licznych form krasu powierzchniowego i jego związku z krasem podziemnym.

Opracowane materiały zbierane były w czasie wykonywania szczegółowego zdjęcia geologicznego oraz badań speleologicznych prowadzonych we wschodniej części Tatr Polskich.

Jest naszym miłym obowiązkiem podziękować za życzliwe zainteresowanie prof. dr E. Passendorferowi i doc. dr Z. Kotańskiemu. Ich uwagi przyczyniły się do dokładniejszego sprecyzowania wielu poruszonych zagadnień. Wdzięczni jesteśmy również p. S. Zwolińskiemu za dyskusję nad niektórymi zagadnieniami przepływu wód krasowych w Dolinie Suchej Wody oraz za udostępnienie nie opublikowanych szczegółowych planów jaskiń wołoszyńskich. Ponadto prof. K. Guzik podzielił się z nami, podczas referowania tej pracy na zebraniu Katedry Geologii Ogólnej UW swoimi cennymi spostrzeżeniami. Jemu również pragniemy szczerze podziękować.

PRZEGLĄD DOTYCHCZASOWYCH BADAŃ

Pierwszym, który zwrócił uwagę na procesy krasowe we wschodniej części Tatr Polskich, był znawca Karpat Wewnętrznych A. Rehman (1895). Stwierdził on znikanie potoku Suchej Wody w licznych szczelinach i próżniach w wapieniach. Podkreślić należy, że wielkie wywierzysko krasowe w Dolinie Suchej Wody poniżej wąwozu Skalnite znał już L. Zejszner (1852). Dokładniej opisał to wywierzysko i przypisywał mu genezę krasową A. Wrzosek (1933).

Problemem giniecia wód w Dolinie Suchej Wody zajął się dokładnie A. Wrzosek (1933). Jego zdaniem, w dolinie tej

„...znikająca w wapieniach wierchowych część wód dostaje się w masyw wapienny Gładkiego Jaworzyńskiego (wody Kasprowej Groty?)¹, ale jeszcze prawdopodobniejsze, że znaczna część tych wód wydostaje się na powierzchnię, jako wywierzysko Olczyjskie”.

Zdaniem tego autora, przypuszczenie to potwierdzają stosunki hipsometryczne i tektoniczne w tej części Tatr.

Praca A. Wrzoska ma charakter opisowy i na interesującym nas obszarze omawia niektóre ponory i leje krasowe w Dolinie Stawów Gąsienicowych. Ponadto autor ten opisuje wywierzysko znajdujące się w pobliżu wylotu wąwozu Skalnite, a także podkreśla morfologię krasową Kop Sołtysich, dolin Filipki i Białki.

Wskutek przyjęcia założenia, że tereny o mniejszym nachyleniu, pokryte płaszczem roślinności, są pod względem krasowym mało interesujące, Wrzosek w konsekwencji nie dostrzegł w Tatrach doskonale rozwiniętych lejów krasowych.

Problemem „suchych” wód w Tatrach zajmował się również A. Gądomski (1938). Jego praca nie wnosi jednak nic nowego w porównaniu z cytowaną powyżej rozprawą A. Wrzoska.

W latach powojennych najwięcej uwagi zagadnieniom krasu powierzchniowego omawianego terenu poświęcił K. Kowalski (1953). Autor ten stwierdził, że

„...na stokach Wołoszyna widać ... duże zapadliska w materiale morenowym, powstałe najprawdopodobniej nad lejami w przykrytym moreną, krasowiejącym podłożu wapiennym”.

K. Kowalski podkreśla również, podobnie jak A. Wrzosek (1933), skomplikowaną hydrografię krasową Doliny Suchej Wody i nie wyłącza, że Wywierzysko Olczyjskie zasilane jest z jej górnej części. Opisuje on również po raz pierwszy obydwie jaskinie wołoszyńskie.

¹ W inwentarzu jaskiń K. Kowalskiego (1953) nazywa się ona Kasprową Niżnią.

Nieco miejsca zjawiskom krasu powierzchniowego poświęcił S. Zwoliński (1955), którego zdaniem stosunkowo słaby rozwój tych form krasowych w Tatrach związany jest ze stromymi spadkami zboczy, zwałami moren i stożków nasypowych, pokrywą roślinną w dolinach, a wreszcie niekorzystnym uwarstwieniem.

Należy zaznaczyć, że S. Zwoliński zjawiska krasowe Tatr porównywał z krasem Gór Dynarskich, tymczasem — jak to podkreślił M. Klimaszewski (1958) — kras tatrzański ma charakter wysokogórski i nie należy go porównywać ze śródziennomorskim.

W wymienionej pracy S. Zwoliński wspomina o niewielkich jaskiniach „w dolinkach opadających ku północy z gniazda Kop Sołtysich” (s. 59) oraz wymienia odkrytą przez A. Michalika jaskinię w pobliżu Polany pod Wołoszynem².

Ponadto o niektórych lejach krasowych na interesującym nas terenie wspominali B. Halicki (1955), A. Michalik (1955) i J. Grodzicki (1959).

Ostatnio ukazała się praca o hydrografii Tatr Polskich K. Wit i Z. Ziemońskiej (1958). Na załączonej mapie autorki te znaczą w dorzeczu Suchej Wody liczne miejsca gubienia się potoków oraz wywieziska. Opracowany przez nie teren został podzielony na trzy regiony hydrograficzne: południowy, krasowy (środkowy) i północny.

PRZEGLĄD SKAŁ PODŁOŻA PODLEGAJĄCEGO PROCESOM KRASOWYM

Budowę geologiczną interesującego nas terenu omówimy idąc z południa ku północy, tj. poczynając od najniższych do najwyższych jednostek tektonicznych. Południową granicę tego obszaru stanowi kontakt serii wierchowej z trzonem krystalicznym Tatr, północną natomiast granicą fliszu podhalańskiego z podlegającymi procesom krasowym skałami eocenu tatrzańskiego. Wewnątrz tego obszaru wyróżnia się serie dwóch pasm: wierchowego i regłowego dolnego.

Pasma wierchowe

Pokrywa autochtoniczna masywu krystalicznego

Na trzonie krystalicznym leży pokrywa autochtoniczna zredukowana tektonicznie na elewacji Koszystej. Wskutek tego na Wołoszynie pozostały z niej tylko strzępy piaskowców kwarcytowych seisu (Michalik 1955). Ku zachodowi, przy przejściu do depresji Goryczkowej, po-

² Praca złożona była do druku przed opublikowaniem inwentarza jaskiń K. Kowalskiego. Dlatego S. Zwoliński wymienia jedną, a nie dwie, opisane przez Kowalskiego, jaskinie ze zboczy Wołoszyna.

krywa ta rozszerza się i pojawiają się stopniowo wyższe ogniwa stratygraficzne. Na Małej Koszystej w jej skład wchodzi w zwarty pas piaskowców kwarcytocznych i strzępy łupków seisu (Michalik 1955, Głazek 1959). Natomiast w okolicy Liliowego obok werfenu zjawia się lias — piaskowce kwarcytoczne, a na Liliowym i na Hali Gąsienicowej malmo-urgon — wapienie i alb — łupki i margle (Michalik 1955, Kotański 1959, 1961). W pokrywie autochtonicznej trzonu na omawianym terenie łatwo podlegają procesom krasowym tylko utwory malmo-urgonu. Brak węglanowych utworów środkowego triasu, zdaniem Z. Kotańskiego (1961), został spowodowany erozją przeddoggerską (seria Koszystej i Liliowego).

Elementy fałdu Czerwonych Wierchów

Do tej jednostki na obszarze Stawów Gąsienicowych Z. Kotański (1961) zalicza strzępy wapieni i dolomitów środkowego triasu oraz wapieni malmo-urgonu. Skały te są podatne na krasowienie.

Fałd Giewontu

W dolinie Stawów Gąsienicowych w skład tej jednostki wchodzi skały krystaliczne Beskidu — Kasprowego — Uhrocia wraz z ich pokrywą osadową. Są to piaskowce i łupki seisu (na N od Uhrocia), wapienie, dolomity i łupki kampilu (na przełęczy Mechy), wapienie i dolomity środkowego triasu, a w końcu masy wapieni malmo-urgonu (szczytowej części Kopy Magury) i margle albu (północne zbocze Kopy Magury).

Skały węglanowe środkowego triasu i malmo-urgonu fałdu Giewontu są bardzo silnie skrasowiałe.

Porwaki wierchowe w spągu płaszczowiny regłowej

Osady te są najlepiej rozwiniętą wierchową jednostką tektoniczną na tym terenie (Kotański 1961). Na obszarze Wołoszyna do niej należą wapienie i dolomity środkowego triasu, w których powstały jaskinie wołoszyńskie. Wapienie i dolomity środkowego triasu tej jednostki tworzą znaczną część północnych zboczy Małej Koszystej.

Pasma regłowe dolne

Dolna jednostka — dygitacja Suchego Wierchu (dygitacja Krokwi — Grabowska-Hakenberg 1958)

Reprezentowana jest ona przez: 1) środkowy trias: dolomity (północne zbocza Wołoszyna i Małej Koszystej), dolomity i wapienie (dno Suchej Wody); 2) górny trias: łupki, piaskowce i dolomity (północne

zbocza Wołoszyna i Małej Koszystej); 3) retyk: wapienie i łupki (północne zbocza Wołoszyna i Małej Koszystej); 4) lias: łupki, margle, piaskowce, rogowce i wapienie (masyw Kop Sołtysich); 5) dogger i malm: wapienie krzemionkowe i radiolaryty; 6) kredę dolną: łupki, margle i wapienie. W jednostce tej krasowienu łatwo ulega jedynie środkowy trias.

Utwory młodsze od górnego triasu tworzą skomplikowaną synklinę, oddzielającą dolną jednostkę reglową od górnej. W utworach tych H. Grabowska-Hakenberg (1958) wykazała istnienie jeszcze jednej jednostki tektonicznej o znaczeniu lokalnym — dygitacji Kop Sołtysich, zbudowanej tylko z liasu.

Górna jednostka — dygitacja Krokwi (dygitacja Gęsiej Szyi — Grabowska-Hakenberg 1958)

Utwory środkowego triasu górnej jednostki tektonicznej wykształcone są w postaci dolomitów. Na nich leżą wyższe stratygraficzne ogniwa na Łysej Skałce i Gołym Wierchu. Zjawiska krasowe rozwinęły się jedynie w dolomitach środkowego triasu.

Eocen podhalański

Na północy, na powyżej omówionym kompleksie fałdowym, leżą utwory paleogenu, rozpoczynające się transgresywnymi zlepieńcami eocenu środkowego. Dolna część paleogenu — tzw. eocen numulitowy (zw. także tatrzańskim) ciągnie się wąskim, miejscami zanikającym pasem od Łysej Skałki ku zachodowi wzdłuż całego terenu. Są to zlepieńce i wapienie detrytyczne. Skały te, zwłaszcza w Dolinie Suchej Wody, są miejscami silnie skrasowiałe.

Wyższa część paleogenu to flisz podhalański, który nie ulega krasowienu.

Czwartorzęd

Dna dolin Suchej Wody, Pańszczycy, Waksmundzkiej i Białki wyścielają moreny ostatniego zlodowacenia. Moreny te złożone są przeważnie z niekrasowiejących skał krystalicznych i piaskowców kwarcyticznych seisu.

W Dolinie Waksmundzkiej spod moreny ukazują się czwartorzędowe utwory, będące prawdopodobnie osadem fluwialnym (Głazek 1960).

Moreny wyścielają doliny, jak to podkreślił B. Halicki (1955), niezbyt grubym płaszczem. Świadczą o tym odsłonięcia skał starszych i leje krasowe.

CHARAKTERYSTYKA FORM KRASOWYCH

Na terenie dorzeczy Suchej Wody i Białki spotykamy szereg form krasowych, które ogólnie można podzielić na: 1) formy związane z obecnością czynnymi podziemnymi przepływami krasowymi, 2) formy krasu podmorenowego, 3) formy krasu odkrytego — powierzchniowego, oraz 4) próżnie krasowe (jaskinie).

Hydrografia krasowa

O przepływach krasowych górnej części Doliny Suchej Wody wspominali dotychczas A. Wrzosek (1933), S. Zwoliński (1955) i K. Wit & Z. Ziemońska (1958), J. Głazek & Z. Wójcik (1961), a A. Wrzosek również o odwodnieniu krasowym Kop Sołtysich.

W czasie opracowania niniejszego tematu stwierdziliśmy, że typowe podziemne przepływy krasowe występują nie tylko w Dolinie Suchej Wody, lecz również w dolinie Pańszczycy i Waksmundzkiej, a także w dolinie Białki.

Najbardziej pospolitymi formami związanymi z podziemnymi przepływami krasowymi są ponory. Rzadziej spotykane są krasowe wycieki i wywierzyśka.

Dolina Suchej Wody

System podziemnych przepływów krasowych w Dolinie Suchej Wody rozpoczyna się poniżej Sobkowego Stawu Gąsienicowego (Zwoliński 1955), gdzie powierzchniowy potok ginie w wielkim ponorze. Dalej zespół licznych ponorów widoczny jest w pobliżu schroniska PTTK „Murówaniec”. W ponorach tych znikają wody zwłaszcza na wiosnę oraz w czasie wyjątkowo silnych opadów. Następne ponory obserwujemy poniżej przecięcia się Potoku Suchej Wody z zielonym szlakiem turystycznym, prowadzącym z Hali Gąsienicowej do doliny Pańszczycy, na terenie odsłoneń środkowego triasu wierchowego fałdu Giewontu (Kotański 1959). Nieco niżej w korycie Suchej Wody, poniżej odsłoneń werfenu reglowego (ok. 1310 m n.p.m.), rozpoczyna się następny system ponorów i lejów krasowych. Jest on związany z obecnością w podłożu wapieni i dolomitów środkowego triasu reglowego. Dolomity te odsłaniają się w kilku miejscach w potoku, a także tworzą skałki na wschodnim zboczach doliny (Halicki 1955). Dalej ku północy ciągną się te skały w dół potoku do około 1230 m n.p.m. Dolna granica omawianego systemu ponorów ograniczona jest od północy występowaniem w podłożu nieprzepuszczalnych utworów kajpru reglowego. W związku z tym powstało w tym miejscu większe wywierzyśko krasowe. S. Zwoliński (1961) przypuszcza, że wypływają tu również wody Potoku Pańszczyckiego, ginące w ponorach powyżej hali Pańszczycy.

Następny system ponorów w Suchej Wodzie rozpoczyna się poniżej polany Psia Trawka i ciągnie się w dół doliny na przestrzeni około 900 m, gdzie w korycie potoku występuje kilkadziesiąt ponorów (pl. I, fig. 1). Zwykle z ponorem w korycie potoku związane jest lejowate zagłębienie, spowodowane wciąganiem wraz z wodą do próżni krasowych rumowiska rzeczno. Zagłębienia te dochodzą miejscami do 6 m głębokości i wtedy związane z nimi bywają świeże urwiska zboczowe. Występowanie w tym miejscu dużego systemu ponorów ewentualnie potwierdzałyby przypuszczenie H. Grabowskiej-Hakenberg (1958) o istnieniu w podłożu środkowego triasu regłowego. Naszym zdaniem, przypuszczenie to potwierdza również występowanie dużej ilości gruzu dolomitów środkowotriasowych w nowo powstałych wyrwach, związanych z lejowatymi zagłębieniami i ponorami.

Następny system ponorów występuje poniżej dolnego mostu drogi jezdnej na Halę Gąsienicową na Suchej Wodzie. Kilkanaście tu występujących ponorów związanych jest z obecnością zlepieńców eocenu tatrzańskiego w dnie potoku. Przy wysokim stanie wody można zaobserwować znikanie wody w rozszerzonych szczelinach tych skał. Omawiany system ponorów ciągnie się aż do granicy z fliszem.

W strefie tej na prawym zboczu koryta Suchej Wody istnieje kilka wywierzysk krasowych. Wśród nich, obok efemerycznych działających tylko przy wysokim stanie wód, występuje sześć wywierzysk, których działanie obserwowaliśmy podczas długotrwałej jesiennej suszy 1960 r. Największe z tych wywierzysk dawno opisane przez L. Zejsznera (1852), a później przez A. Wrzoska (1933), znajduje się około 300 m poniżej wylotu wąwozu Skalnite (wysokości ok. 945 m .n.p.m.). Jest ono jednocześnie ostatnim w kierunku NEE w omawianym systemie wywierzysk. Wywierzysko w pobliżu wylotu wąwozu Skalnite cechuje stały i duży wypływ (ponad 300 l/sek.) stawiający je w rzędzie największych wywierzysk tatrzańskich. Woda ta ma temperaturę około 6°C, niezależną od wahań temperatury powietrza. Pomiary ciepłoty, wykonane późną jesienią 1960 r., dały wynik 6,1°C przy utrzymującej się od kilku dni temperaturze powietrza od -1° do 9°C (zależnie od pory dnia) i temperaturze wód w strumieniach powierzchniowych 3,0-4,6°C. W tym czasie wody mniejszych wywierzysk, położonych nieco w górę od wielkiego źródła, miały temperaturę około 5°C. Zatem wywierzyska te mogą być, przynajmniej częściowo, związane z innymi systemami odwodnienia podziemnego.

Wody wypływające na powierzchnię z tego systemu wywierzysk wynoszą piasek i żwir. Wśród tego żwiru zauważyliśmy otoczaki czerwonych łupków i piaskowców. Być może, że pochodzą one z utworów kajpru, nie odsłaniających się na powierzchni. Jednakże mógł się ten materiał dostać do wywierzyska również z rumowiskiem Suchej Wody.

Największe z omawianych wywierzyisk stale zasila w wodę suche do tego miejsca (z wyjątkiem najwyższych stanów wody) koryto Suchej Wody. Dalej ku północy nie obserwowaliśmy już ponorów.

Potok Pańszczycki

Podobnie jak potok w Dolinie Suchej Wody, również i Potok Pańszczycki ginie w licznych ponorach. Jest rzeczą charakterystyczną, że zanika on już na początku lata, nawet w czasie znacznych opadów.

Bardzo wyraźny system ponorów znajduje się powyżej hali Pańszczycy w Potoku Pańszczyckim i jego dopływie (bez nazwy), równoległym do zbocza Małej Koszystej. W górnej części tego systemu, w Po-

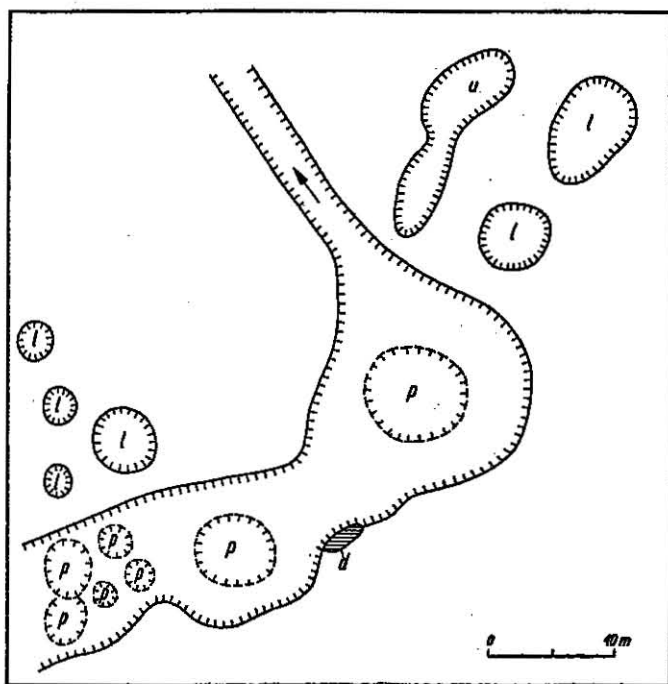


Fig. 1

Fragment koryta Potoku Pańszczyckiego powyżej Hali Pańszczycy. W północnej części za strefą ponorów widoczne jest nagłe zżęczenie koryta p ponory, l reprodukowane w morenach leje krasowe, u reprodukowany w morenie uwał, d wychodnia dolomitów środkowego triasu regłowego

Fragment of bed of the Potok Pańszczycki stream above Hala Pańszczyca. In the north, beyond the swallow-hole zone the streambed narrows abruptly p swallow-holes (ponors), l karst funnels (dolines) reproduced in moraines, u valley-sink (uwała) reproduced in the moraine, d outcrop of Middle Triassic sub-tatic dolomites

toku Pańszczyckim, widoczne są stale czynne ponory, którymi wpływają duże ilości wody prawie przez cały rok (ewentualnie nie działają one tylko z powodu zamarznięcia podczas silnych mrozów). Ponory te, z wyjątkiem najwyższych stanów wód, wchłaniają całą wodę płynącą Potokiem Pańszczyckim. O ogromnym ubytku wód świadczy niezwykle, nie notowany w Tatrach, fakt nagłego zwężenia koryta potoku poniżej ponorów (fig. 1). Ponorom tym towarzyszą, w pobliżu koryta występujące, liczne leje krasowe niekiedy przechodzące w uwały. System tych ponorów i lejów krasowych uwarunkowany jest zapewne płytkim występowaniem utworów węglanowych środkowego triasu wierchowego i regłowego. Świadczą o tym m.in. niewielkie odsłonięcia dolomitów w brzegu potoku obok działających w jego dnie ponorów.

Pewna ilość wód płynie zwężonym korytem potoku poniżej tych ponorów po deszczach i w okresie roztopów, kiedy podziemne próżnie krasowe nie są w stanie wchłonać całej wody płynącej potokiem. W tych okresach widoczne są również ponory położone bardziej na północ w okolicy górnego skraju hali Pańszczycy. Formy te występują także w potoku płynącym u podnóża Małej Koszystej. I tu, podobnie jak powyżej hali Pańszczycy, można obserwować związek ponorów z odsłonięciami dolomitów środkowego triasu regłowego. Ponorom tym również towarzyszą leje krasowe na zalesionych zboczach obu potoków. Niektóre z tych lejów zaznaczył na mapie B. Halicki (1955).

Na pd.-zachodnim skraju Polany Waksmundzkiej, w stale działającym wywierzysku o wydajności do 100 l/sek., bierze początek drugi prawobrzeżny (nie nazwany) dopływ Potoku Pańszczyckiego. Potok ten rozlewa się i częściowo zanika w młakach na pn.-zachodnim skraju Polany Waksmundzkiej.

Północna granica systemu ponorów powyżej hali Pańszczycy i wpływ na Polanie Waksmundzkiej związane są z odpornymi na krasowie nie utworami górnego triasu regłowego.

Drugi, najbardziej na północ wysunięty system ponorów, znajduje się w pobliżu ujścia Potoku Pańszczyckiego do Sucheje Wody. Stwierdzono tu kilka, niezbyt zresztą wyraźnych ponorów.

Potok Waksmundzki

Bardziej na wschód, w Dolinie Waksmundzkiej, poniżej czerwonego szlaku turystycznego, widoczne są liczne formy krasowe. Jednak podziemne przepływy krasowe są tu trudne do uchwycenia.

W Potoku Waksmundzkim w kilku miejscach występują ponory. Najwięcej ich znajduje się poniżej przecięcia koryta doliny z czerwonym szlakiem turystycznym. Tu potok bardzo szybko traci prawie całą wodę. Obok ponorów w korycie, na zboczach doliny istnieje kilka lejów krasowych rozwiniętych w wapieniach nasuniętego środkowego triasu

wierchowego. Dalsze ponory występują w korycie potoku jeszcze niżej i są związane z próżniami krasowymi w dolomitach środkowego triasu regłowego. Niewielkie odsłonięcia tych skał widoczne są w brzegu potoku. Około 500 m dalej obserwowaliśmy małe okresowo działające wywierzyisko.

Dolina Białki

Obserwacje nasze ograniczają się jedynie do zachodniego zbocza doliny Białki. Widoczne są tu suche żleby z wychodniami skał węglanowych środkowego triasu. W żlebach tych poniżej jaskiń wołoszyńskich zauważyliśmy jeden większy ponor. Brak innych ponorów prawdopodobnie związany jest ze znoszeniem po stromym zboczu pokrywy morenowej, maskującej ślady przepływów krasowych.

Niewielkie suche dolinki, o charakterze kotlinek krasowych (stromie zbocza, przy łagodnie nachylonych i stosunkowo szerokich dnach), znajdują się obok jaskiń wołoszyńskich.

Wielkie ponory istnieją również w dolinie Białki w korycie potoku na wysokości ok. 995 m n.p.m. W lecie 1961 roku Białka ginęła zupełnie w tym miejscu i pojawiała się na powierzchni w dużym wywierzyisku krasowym przy wylocie Doliny Waksmundziej (pl. II). Na tej podstawie przypuszczamy, że około 300-metrowy odcinek suchego koryta wskazuje na obecność w podłożu krasowiejących skał środkowego triasu.

Uwagi ogólne o podziemnych przepływach krasowych

Powyżej przytoczone fakty wskazują, że w wielu miejscach pomiędzy dolinami Suchej Wody i Białki odbywa się podziemna intensywne cyrkulacja krasowa w odcinkach dolin, gdzie bezpośrednio w podłożu potoków występują skały ulegające krasowieniu (głównie wapienie i dolomity środkowego triasu) i tworzą się podziemne rzeki. Kierunek przepływu tych rzek wyznaczają częściowo ponory. Wskazują one, że na niewielkich odcinkach koryt potoków cyrkulacja podziemna odpowiada kierunkowi potoków powierzchniowych. Potoki podziemne są w tym przypadku ograniczone zwykle do widocznych na powierzchni stref krasowiejących. Jedynie głęboko położone odgałęzienia tych rzek mogą przebiec się pod sfałdowanymi jednostkami płaszczowiny regłowej, czy fałdu Giewontu, bardziej na północ (fig. 2).

W Dolinie Suchej Wody przegradą, która ogranicza mniejsze potoki podziemne, są piaskowce i łupki wernfenu, a dalej piaskowce i łupki górnego triasu płaszczowiny regłowej dolnej. Występowanie tych przegród, obok danych hipsometrycznych i zachodniej wergencji osi elementów tektonicznych, skłoniło wielu autorów do szukania wypływów znikających w krasowiejącym podłożu wód w Dolinie Suchej Wody w wywierzyiskach Doliny Goryczkowej, Kasprowej i Olczyńskiej. Zdaniem S. Zwo-

lińskiego (1955), wpływem wód ginących w ponorach Doliny Stawów Gąsienicowych jest Wywierzisko Goryczkowe, a nie wyłączone, że również Grota Kasprowa Niżnia, co też podkreślał A. Wrzosek (1933). Wrzosek nie wyłączał możliwości, że wody ginące w Dolinie Stawów Gąsie-

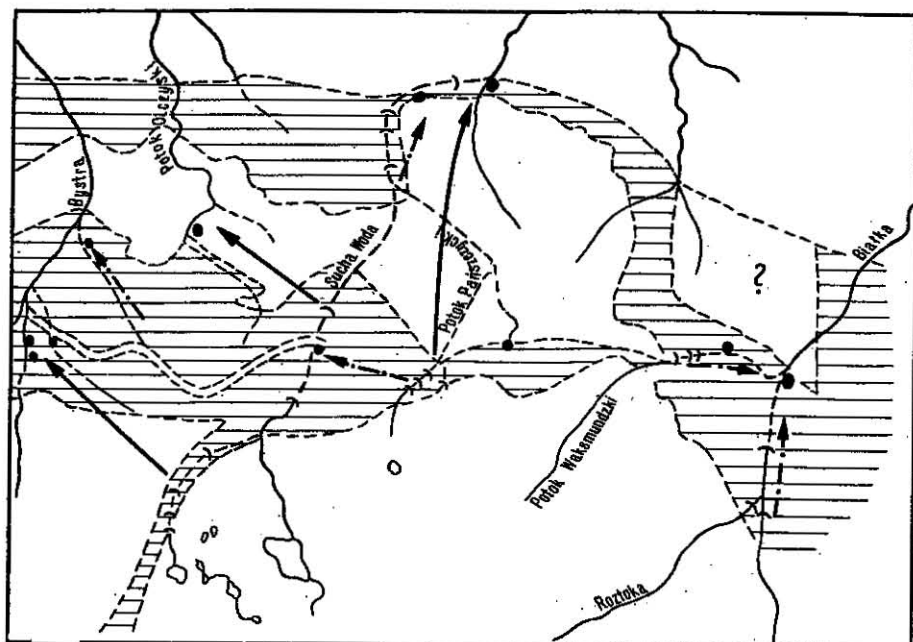


Fig. 2

Schematyczna mapka kierunków cyrkulacji krasowej we wschodniej części Tatr Polskich

1 strefa intensywnego krasowienia, 2 większe ponory, 3 większe wywierzyska, 4 przypuszczalny kierunek przepływu głębokich wód krasowych, 5 przypuszczalny kierunek przepływu płytkich wód krasowych

Sketch map of the trends of karst circulation in the eastern part of the Polish Tatra Mts.

1 zone of intense karstification, 2 major swallow holes (ponors), 3 major karst springs (some of them vauclusian), 4 supposed trend of circulation of deep karst waters, 5 supposed trend of circulation of shallow karst waters

nicowych mają swój wpływ w Wywierzisku Olczyskim. Ze względu na istnienie po drodze nieprzepuszczalnej przegrody w postaci skał reglowego werfenu, wydaje nam się, że tę możliwość należy uznać za mało prawdopodobną.

Nie wyłączone, jak to uważa S. Zwoliński (1955, 1961), że w Wywierzysku Olczyskim wypływają wody ginące powyżej polany Psia Trawka w środkowej części Doliny Suchej Wody. Wody te giną tu na obszarze zbudowanym ze środkowego triasu dygitacji Suchego Wierchu, i mogą ewentualnie wypływać na granicy z niekrasowiejącymi utworami górnego triasu synkliny Czerwonej Przełęczy. Przemawia za tym fakt, że granica węglanowych utworów środkowego triasu i osadów klastycznych górnego triasu w Dolinie Olczyskiej znajduje się około 160 m niżej. Natomiast w wywierzysku, przy południowej stronie synkliny Czerwonej Przełęczy w Suchej Wodzie, prawdopodobnie wypływają wody ginące w górnych ponorach doliny Pańszczycy.

Dotychczas w literaturze tatrzańskiej nie ma wzmianki o występowaniu licznych ponorów w Dolinie Suchej Wody poniżej polany Psia Trawka. Jedynie na mapce w pracy K. Wit i Z. Ziemońskiej (1958) zaznaczono „całkowite ginięcie wody” na tym odcinku doliny. Wody te prawdopodobnie płyną jakiś czas pod korytem potoku (na obszarze występowania ponorów), a następnie zbaczają ku wschodowi wzdłuż biegu warstw i wypływają w systemie wywierzysk, znajdującym się poniżej ujścia wąwozu Skalnite.

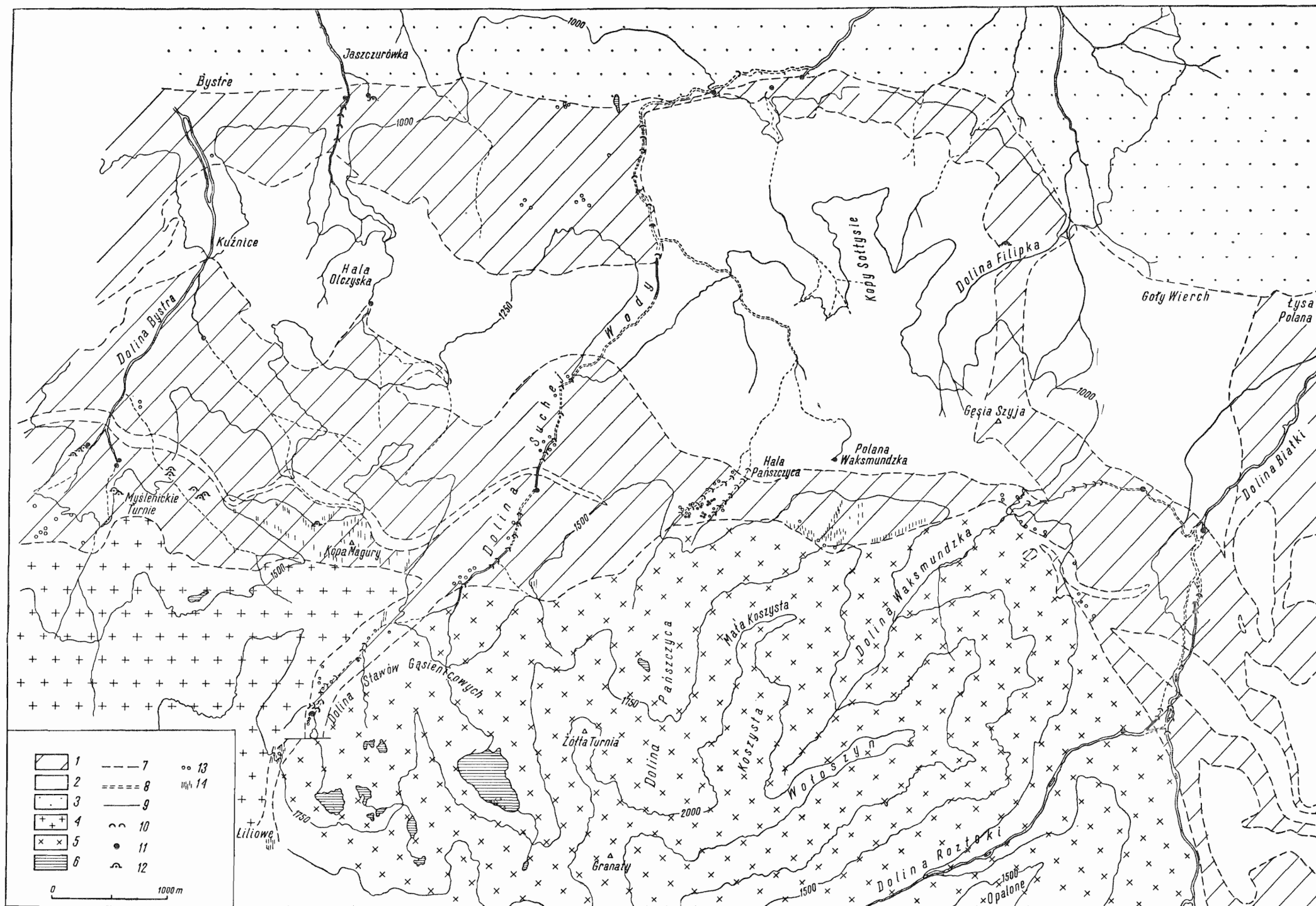
Jednak w wywierzyskach tych wypływa wielokrotnie więcej wody niż zanika w dolnym odcinku Doliny Suchej Wody (poniżej Psiej Trawki). Poza tym stała temperatura i wyrównany wypływ wód tego wywierzyska wskazuje na dłuższą drogę podziemnego przepływu. Wywierzyska te, jak przypuszczał A. Wrzosek (1933), zapewne również zbierają wody z masywu Kop Sołtysich. Nie jest wyłączone, że w systemie tych wywierzysk, a szczególnie w największym z nich, wypływa również część wód ginących w warstwach stromo nachylonych dolomitów środkowego triasu reglowego na skraju hali Pańszczycy. Wody te, jak można przypuszczać na podstawie przekroju H. Grabowskiej-Hakenberg (1958), mogą płynąć próżniami krasowymi w dolomitycznym środkowym triasie w podłożu Kop Sołtysich i wypływać na powierzchnię w wywierzysku za wąwozem Skalnite. Zaznaczone na tym przekroju wyniesienie ku górze czoła fałdu reglowego na granicy z eocenem tatrzańskim sprzyjałoby powstaniu dużego wywierzyska.

Pojawienie się krasowych wód głębokich na południowej granicy fliszu podhalańskiego znane jest z innych miejsc w Tatrach, a mianowicie z okolic Zakopanego (Kowalski 1920) i Jaszczurówki (Sobol 1959).

W małym wywierzysku na skraju Polany Waksmundzkiej wypływają najprawdopodobniej wody infiltrujące wapienie i dolomity środkowego triasu z północnych zboczy Małej Koszystej.

Nie wyjaśniony pozostaje problem przepływu wód Potoku Waksmundzkiego, ponieważ nie udało się dotychczas znaleźć ich prawdopodobnego wypływu. Przesłanki tektoniczne i hipsometryczne wskazują, że wody Doliny Waksmundzkiej spływają do Białki.

Rozmieszczenie form krasowych we wschodniej części Tatr Polskich
Distribution of karst forms in the eastern part of the Polish Tatra Mts.



1 tereny z licznymi powierzchniowymi i podziemnymi formami krasowymi, 2 tereny ze słabo rozwiniętym krasem powierzchniowym, 3 tereny z nielicznymi formami krasowymi znajdującymi się głęboko pod fliszem podhalańskim, 4 tereny z krasem głębokim wykształconym pod krystalinikiem jądra fałdu Giewontu, 5 tereny z nielicznymi formami powierzchniowego „krasu granitowego”, 6 jeziora, 7 przypuszczalne granice zasięgu serii ulegających intensywnemu krasowieniu, 8 okresowo suche koryta potoków, 9 poziomicę co 250 m, 10 ponory, 11 wywierzyska, 12 jaskinie, 13 leje krasowe, 14 pola żeber krasowych

1 areas abounding in surface and underground karst forms, 2 areas with poorly developed karst topography, 3 areas with few karst forms occurring deep below the Podhale Flysch, 4 areas with deep karst situated under the crystalline core of the Giewont fold, 5 areas with few forms of the surface “granite karst”, 6 lakes, 7 supposed boundaries of the extent of strongly karsted rock series, 8 seasonally dry stream beds, 9 contour lines spaced every 250 m., 10 swallow holes (ponors), 11 karst springs (some of them, vauclisian), 12 caves, 13 karst funnels (dolines), 14 lapies fields

Kras podmorenowy

O występowaniu podmorenowych lejów krasowych na omawianym obszarze wspominali K. Kowalski (1953), B. Halicki (1955), A. Michalik (1955), J. Grodzicki (1959) i inni.

W czasie naszych badań znaleźliśmy szereg nowych stanowisk podmorenowych lejów krasowych (por. mapka — tabl. I). Występują one w miejscach, gdzie pod morenami znajdują się skały węglanowe malmu i środkowego triasu wierzchowego oraz skały węglanowe środkowego triasu reglowego.

Obok lejów krasowych na terenie pokrytego morenami podłoża wierzchowego w dolinie Pańszczycy stwierdziliśmy istnienie uwałów — form krasowych dotychczas nie znanych z Tatr.

Leje krasowe

Wspominaliśmy wyżej, że ponorom występującym w dnie potoków towarzyszą, na zboczach dolin, leje krasowe. Zwykle są one okrągłe i dochodzą do 30-40 m średnicy przy 15 m głębokości. Ostre ściany tych lejów świadczą o ich stałym rozwoju.

Największe skupienia lejów krasowych występują w Dolinie Suchej Wody i w Pańszczycy. W Dolinie Suchej Wody widoczne są one nie tylko w pobliżu schroniska „Murowaniec” na Hali Gąsienicowej, jak to podawał A. Wrzosek (1933), lecz także powyżej tego miejsca, począwszy od Sobkowego Stawu (Grodzicki 1959) w dół. W sąsiedztwie opisanych przez Z. Kotańskiego (1959) odsłoneń wierzchowego środkowego triasu oraz na N od odsłoneń werfenu reglowego, gdzie wspominał o nich Halicki (1955). Leje te występują zwykle w skupieniach po kilka na obu brzegach potoku. Ściany lejów zbudowane są zazwyczaj z moreny wyściełającej dno doliny, miejscami jednak spotkać w nich można bloki wapieni i dolomitów środkowego triasu, wskazujące na płytką obecność tych skał w podłożu. O cienkiej pokrywie morenowej świadczą odsłonięcia skał węglanowych w dnie potoku.

W dolinie Pańszczycy, powyżej hali tej samej nazwy, znajduje się największe w Tatrach skupienie lejów krasowych (pl. III). Niektóre z nich znaczny na mapce B. Halicki (1955), część innych znalazł prof. K. Guzik, wykonując szczegółowe zdjęcie geologiczne (informacja ustna). Ostatnio zjawiska krasowe w dolinie Pańszczycy zostały szczegółowo opisane przez J. Głazka (1962, 1963).

Leje w dolinie Pańszczycy występują na grzbiecie pomiędzy dwoma potokami odwadniającymi wschodnią część Pańszczycy. Ponadto wiele z nich znajduje się na wschód i zachód od tego grzbietu. Na zachód od grzbietu istnieje kilkanaście czynnych lejów. W stromych ich ścianach widoczne są jedynie moreny. Największy z nich ma średnicę 20 m i głę-

bokość 10 m. Dna niektórych lejów dochodzą do wysokości koryta potoku. Zbocza lejów nie są porośnięte drzewami. W jednym przypadku stwierdziliśmy w 1960 r. współczesne zapadnięcie się dna leju. Wszyst-

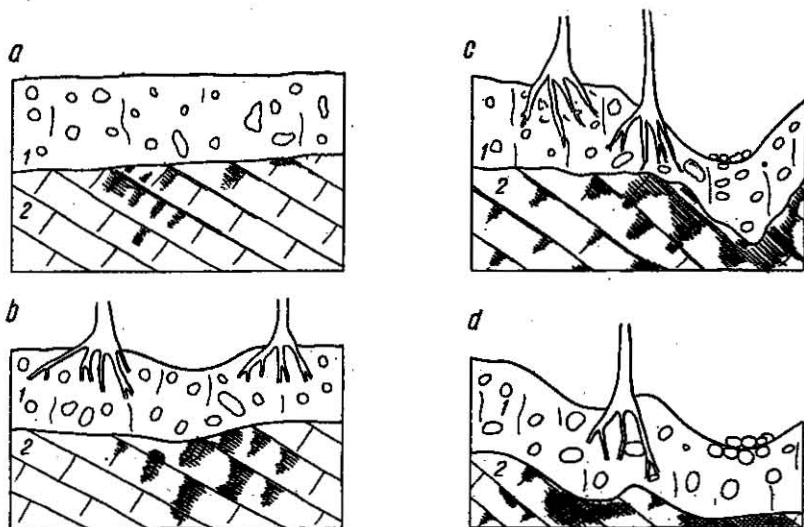


Fig. 3

Schemat obrazujący powstanie reprodukowanych w morenie lejów i uwałów krasowych

a spękane wapienie pokryte moreną, b rozwój pokrywy leśnej ułatwia migrację wody do krasowiejącego podłoża, c powstanie pojedynczego leju, d łączenie się lejów w uwały. 1 glina morenowa, 2 wapienie

Diagram showing the formation of karst funnels (dolines) and valley sinks (uvalas) reproduced in moraines

a fractured, moraine-covered limestones, b development of a woodcover favouring the migration of water into the karsted rockbed, c formation of single funnel, d dolines joined into uvalas. 1 morainic clay, 2 limestones

kie omawiane formy bądź zwięzają się stopniowo w dół i wówczas dna ich zaścielają duże bloki z moreny, bądź też mają płaskie dna, zaślane drobnym materiałem napływowym.

Kilkanaście czynnych lejów krasowych występuje w grzbiecie pomiędzy wspomnianymi potokami. Największe z nich osiągają średnicę u góry 35 m i głębokość 15 m. Leje te mają strome i świeże ściany, a dna ich wysłane są piaskami lub głazami granodiorytowych. Wśród tych głazów są widoczne niewielkie otwory (za ciasne jednak, aby można było je zbadać). Wielkie leje łączą się niekiedy w uwały (fig. 3).

Następna grupa lejów występuje na obu brzegach Potoku Waksmundzkiego poniżej czerwonego szlaku turystycznego. Na zachodnim brzegu jest parę wyraźnych, niewielkich lejów, w sąsiedztwie których znajdują się odsłonięcia wapieni wierzchowego środkowego triasu. O wiele liczniejsze zagłębienia lejkowate występują na wschodnim brzegu potoku. Są to małe niegłębokie i na ogół zarośnięte zagłębienia. Niektóre z nich mają dna zamulone, a czasem nawet wypełnione torfem. Częściej jednak są zawałone blokami granodiorytu pochodzącymi z moreny. Geneza tych form nie jest jasna. Nie można wykluczyć, że w wielu przypadkach mogą to być formy wytopiskowe, powstałe w czasie recesji ostatniego zlodowacenia.

Na pn.-wschodnich zboczach Wołoszyna znajduje się kilka lejów, z których część jest bez wątplenia pochodzenia krasowego. Piękne leje krasowe występują przy czerwonym szlaku turystycznym na SE od Polany pod Wołoszynem (pl. I, fig 2; pl. IV). Leje te sięgają 40 m średnicy i 25 m głębokości. Są one asymetryczne, co uzależnione jest od stromych zboczy, a górna ich ściana ma około 25 m, podczas gdy dolna zaledwie 2-3 m. Zamulone dna tych lejów są suche, co świadczy o tym, że zbierająca się w nich woda ma dogodny odpływ podziemny.

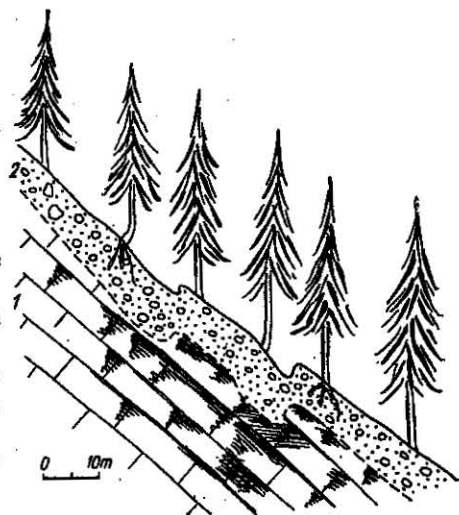
Występowanie lejów na pochyłym zboczu (nachylenie ok. 30°) jest bardzo interesujące. Świadczy to, że stromość zboczy nie przeszkadza rozwojowi krasu. Zatem wyżej cytowany pogląd S. Zwolińskiego (1955), mówiący o braku rzeźby krasowej na stromych zboczach z powodu szybkiego spływu wód, nie potwierdza się.

Fig. 4

Leje krasowe reprodukowane w morenie na pochyłych zboczach Wołoszyna
1 skrasowiałe podłoże wapienne, 2 morena

Karst funnels (dolines) reproduced in a moraine on inclined slopes of Mt. Wołoszyn

1 karsted limestone rockbed, 2 moraine



Obok form krasowych związanych z występowaniem w podłożu nasuniętych wapieni i dolomitów wierzchowego środkowego triasu, na pn.-wschodnich zboczach Wołoszyna (fig. 4), w dużej mierze pokrytych

morenami, występują mniej wyraźne, lejcowate zagłębienia o wątpliwej genezie. Prawdopodobnie w większości są to formy wytopiskowe, pochodzące z okresu recesji ostatniego zlodowacenia. Nie można jednak wyłączyć, że niektóre z nich są zasypnymi lejami krasowymi. Problem ten rozstrzygnąć by mogły tylko roboty ziemne.

Wszystkie opisane wyżej leje widoczne są w morenach o miąższości kilku, a miejscami kilkunastu metrów. Mają one prawie zawsze świeże ściany, co świadczy, że stale rozwijają się i w większości biorą udział w odprowadzaniu wody do podziemnych próżni krasowych. Leje te występują wśród utworów morenowych porośniętych lasem, a zawarte w glebie kwasy humusowe i CO_2 pochodzące z rozkładu substancji roślinnej sprzyjają krasowieniu podłoża.

Podkreślamy wszakże, że powyżej omówione formy są przykładem zakrytego krasu, zaznaczającego się w morenach. Właściwy kras rozwija się w wapieniach i dolomitach środkowego triasu, pod utworami morenowymi pokrywy czwartorzędowej.

Uwały

Zgodnie z terminologią M. Klimaszewskiego (1961), uwałami nazywamy zagłębienia bezodpływowe, powstałe przez połączenie kilku lejów krasowych. Cechą charakterystyczną tych form jest niewyrównane dno, często urozmaicone nową generacją lejów. Uwały nie były dotychczas opisywane z Tatr.

System łączących się ze sobą lejów krasowych, tworzących zagłębienia bezodpływowe o niewyrównanym dnie, występuje na S od hali Pańszczycy w morenach porośniętych lasem. Są to jednak formy nie przekraczające 50 m długości. Obserwowane przez nas uwały powstały przez połączenie dwu lub trzech lejów krasowych i podobnie jak one mają świeże ściany, a dna zawałone dużymi blokami. Drobny materiał, występujący pierwotnie w morenach, został wciągnięty do próżni krasowych. Uwały te występują wśród moren, pod którymi znajdują się krasowiejące skały środkowego triasu nie widoczne w dnach dolin. Są to więc formy czynnego krasu zakrytego, który jest reprodukowany w morenach. Podobne uwały reprodukowane w utworach czwartorzędowych opisał S. Z. Różycki z okolic Opoczna (1946).

Kras odkryty

Wystające na powierzchni skałki wapienne na omawianym terenie widoczne są w okolicy Hali Gąsienicowej, na zboczach Dubrawisk, Małej Koszystej i Wołoszyna. Można na nich obserwować opisane poniżej formy krasu odkrytego.

Rynienki krasowe

Rynienki (żłobki) krasowe są najpospolitszymi formami krasu odkrytego na omawianym obszarze — można je obserwować niemal na każdej skałce wapiennej (pl. V, VI, VII). W zależności od odporności skały, spękań i długości czasu ekspozycji powierzchni krasowiejących, rynienki osiągają różne rozmiary. Na skałkach wapiennych można obserwować rynienki zarówno bardzo drobne (o głębokości kilku milimetrów), jak i duże, których rozmiary wahają się w granicach 3-10 cm głębokości i 2 m długości. Niekiedy można zauważyć związek rynienek z kępami traw i kosówek wnikałymi w głąb rynienek (Mała Koszysta, skałka 1752 m nad Zielonym Stawem Gąsienicowym, Kopa Magury). Podobne formy obserwował J. Corbel (1957) w Alpach, a na terenie Tatr Z. Wójcik (1958) w Wielkiej Świstówce. Duże rynny są zwykle predysponowane spękaniem. W wielu miejscach, zwłaszcza na Małej Koszystej, można prześledzić przejście od nieco rozszerzonych i rozmytych szczelin (pl. V, fig. 1) do typowych rynienek krasowych. Rynienki krasowe rozwijają się na powierzchniach silnie nachylonych, a czasem nawet pionowych. Na silnie nachylonych powierzchniach rynienki zwykle bieżą prosto w kierunku spadku ściany, podczas gdy na słabo nachylonych płaszczyznach krasowiejących przebieg ich jest mniej regularny.

Rynienki krasowe rozwinięte są szczególnie dobrze na grubopłytkowych wapieniach malmo-urgonu, które występują tylko na zachodnim krańcu badanego terenu (pl. VIII, fig. 1). Znacznie mniejsze rynienki występują na cienkowarstwowanych i wyraźnie oddzielonych od siebie wapieniach środkowego triasu. W takich warunkach nie mogą tworzyć się długie rynny. Natomiast form tych na dolomitach środkowego triasu w ogóle nie obserwowaliśmy. Jest to zapewne związane z silnym strąskaniem tych skał oraz powolniejszym wietrzeniem chemicznym. Szybkie rozpadanie się skały na ostrokrawędzisty gruz nie sprzyja widocznie powstawaniu rynienek krasowych.

Pewną osobliwością, świadczącą o chemicznym wietrzeniu dolomitów na powierzchni, są zagłębienia dochodzące do 1 mm średnicy i 1,5 mm głębokości. Formy te powstały w wyniku rozpuszczania dolomitów przez drobne porosty.

Leje krasowe

Leje krasowe na omawianym terenie są stosunkowo rzadką formą krasu odkrytego. Spotykaliśmy je na Małej Koszystej oraz na skałce 1752 m nad Zielonym Stawem Gąsienicowym. Na całym terenie znaleźliśmy zaledwie cztery takie leje, z tego trzy na łagodnie nachylonych zboczach, a jeden na stromym stoku Małej Koszystej. Wszystkie te leje występują na wysokości 1590-1770 m n.p.m. Mają one dość regularny

kształt, górna ich średnica dochodzi do 25 m (górny lej na Małej Koszystej), a głębokość nie przekracza 3 m. Ściany i dno tych lejów zaściela rumosz złożony z bloków wapieni i dolomitów. Miejscami jednak odsłaniają się in situ w ich ścianach skały krasowiejące.

Suche dolinki i żleby krasowe

Suche żleby na omawianym terenie są częstymi formami krasowymi. Są one zwykle niezbyt głęboko wcięte. Żleby te przez większą część roku są całkowicie suche, a wody w nich pojawiają się jedynie okresowo po dużych opadach lub w czasie roztopów. Przykładem tego typu form mogą być żleby północnego zbocza Małej Koszystej. W zboczach i dnie omawianych form na dużych przestrzeniach odsłaniają się krasowiejące skały.

Wszystkie wody suchych żlebów zwykle giną w szczelinach w skrawiałym podłożu. Wywierzyisko na SW skraju Polany Waksmundzkiej odwadnia krasowe żleby Małej Koszystej.

Ciekawe formy dolinek krasowych występują w żlebie z jaskiniami na NE zboczu Wołoszyna. W górnej części żleb ten rozgałęzia się palczasto na cztery krótkie dolinki o płaskim lub słabo nachylonym dnie lecz bardzo stromych ścianach. W dnie jednej z tych dolinek znajduje się otwór Jaskini Wołoszyńskiej Wyżniej. Wylot Jaskini Wołoszyńskiej Niżniej znajduje się w skałce w dolince bardziej północnej. Zbocza oraz dna tych dolinek są zasłane moreną, spod której w kilku miejscach odsłaniają się wapień i dolomity środkowego triasu wierzchowego. Są to zatem formy zarówno krasu odkrytego, jak i reprodukowanego w morenie.

Kras podziemny

Na omawianym terenie znane są jedynie dwie większe jaskinie, występujące na pn.-wschodnich zboczach Wołoszyna. Wylot dolnej jaskini znajduje się na wysokości około 1160 m n.p.m., czyli ponad 165 m nad poziomem doliny Białki (ok. 995 m n.p.m. w tym miejscu). Jaskinia ta stanowi rodzaj silnie podnoszącego się korytarza, przedzielonego w środku wyraźną pionową komorą typu studni. Znajdujące się na ścianach tej jaskini zagłębienia wirowe wskazują, że przez jaskinię przepływał kiedyś większy potok odwadniający zbocze. Obecnie przy normalnym stanie wód po progu komory sączy się woda. Po deszczach natomiast płynie tam strumyk ginący wśród głazów dna komory. Współczesne wody nigdy nie wypływają przez otwór wejściowy, lecz giną w głębi jaskini w szczelinach i rumowiskach na dnie komory.

Otwór Jaskini Wołoszyńskiej Wyżniej leży 15 m wyżej od wylotu poprzedniej. Jaskinia ta ma w zasadzie układ poziomy, a tylko końcowy

odeinek wznosi się nieco ku górze. Przez jaskinię okresowo przepływa strumień, ginący w szczelinach jej dna. Omawiana jaskinia powstała początkowo wskutek bocznego odwodnienia poniżej zwierciadła wód podziemnych, kiedy początkowo nieregularne próżnie krasowe istniejące w wapieniach i dolomitach środkowego triasu zostały połączone w jeden poziomy lecz kręty korytarz. Następnie wskutek znacznego wcięcia potoku podziemnego, przy jednoczesnym podcinaniu ścian, dawny korytarz został przemodelowany i znacznie w dolnej swej części poszerzony.

Obydwie jaskinie wykazują wyraźny związek z krasowym krajobrazem tej części zbocza Wołoszyna. Wydaje się, że wody ginące wspólnie w suchych dolinkach zasilają bezpośrednio końcowe części omówionych powyżej ciągów podziemnych. Prawdopodobnie jaskinie te łączą się z lejami krasowymi w morenie. Przemawia za tym m.in. ich bliskie sąsiedztwo z lejami oraz obecność osadów, składających się ze słabo obtoczonych piasków, oraz granodiorytowych żwirów i głazów. Pochodzą one prawdopodobnie z moreny pokrywającej w tym miejscu zbocza Wołoszyna (Wójcik 1960).

ROZMIESZCZENIE ZJAWISK KRASOWYCH

Omówione wyżej zjawiska krasowe nie występują równomiernie na całym badanym obszarze, lecz grupują się w sposób bardzo wyraźny zarówno w kierunku poziomym jak i pionowym.

Analizując rozmieszczenie występowania zjawisk krasowych w poziomie (fig. 2), stwierdzamy, że zjawiska krasowe układają się w pewnych pasach o przebiegu w przybliżeniu równoleżnikowym. Wyraźny i zarazem najlepiej poznany pas ciągnie się od Kopy Magury (na zachodzie) przez Dubrawiska, Pańszczycę, Małą Koszystą w kierunku północnych zboczy Wołoszyna i Szerokiej Jaworzyńskiej (na wschodzie).

Najbardziej na zachód, w Dolinie Stawów Gąsienicowych, od pasma z intensywnie skrasowiałymi skałami odgałęzia się wąski pas skrasowienia biegnący na SW ku przełęczy Liliowe. Na południe od tej strefy nie obserwujemy zupełnie zjawisk krasowych, co wiąże się z obecnością w podłożu granodiorytów. Natomiast na północy znajduje się druga również szeroka strefa, w której zjawiska krasowe są wyraźne, choć nie tak częste jak w poprzedniej. W strefie tej zaznacza się pewne zróżnicowanie na dwa regiony o intensywniejszym skrasowieniu. Pierwszy z nich ciągnie się od Doliny Bystrej aż do Suchej Wody. Drugi natomiast na północnym brzegu badanego terenu od Suchej Wody po Łysą Skałkę. Między tymi pasmami znajduje się obszar o słabo rozwiniętych formach krasowych.

Takie zróżnicowanie poziome na pasma skrasowienia uwarunkowane jest budową geologiczną. Na południu znajduje się obszar zbudowany ze skał nie krasowiejących (granodiorytów i piaskowców kwarcy-

tycznych seisu). Bardziej na N pasmo intensywnego skrasowienia związane jest z występowaniem podatnych na krasowienie skał serii wierchowej (wapienie środkowego triasu i malmo-urgonu). Obszar północny omawianego pasa zbudowany jest ze skał reglowych, w których krasowieniu ulegają dolomity środkowego triasu. Jeszcze bardziej na północ obok dolomitów środkowego triasu znaczną rolę odgrywają kredowe wapienie murańskie oraz zlepieńce i wapienie detrytyczne eocenu środkowego. Środkowy słabiej skrasowiały pas składa się z utworów górno-

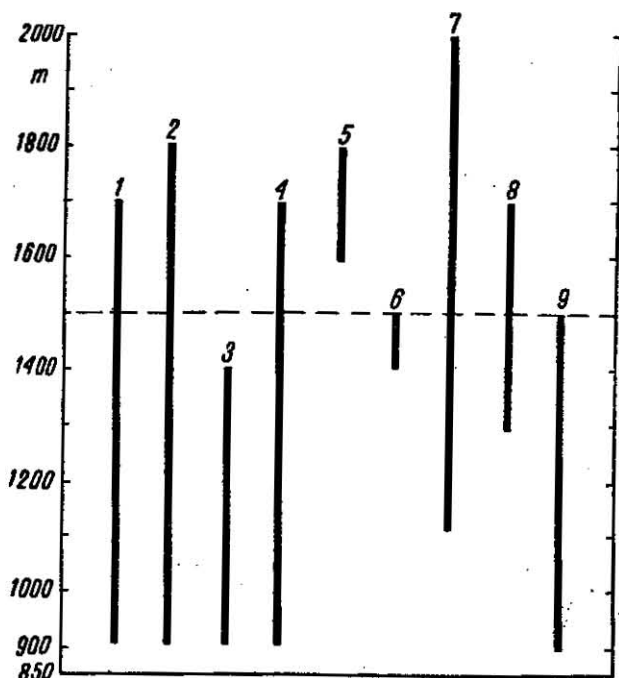


Fig. 5

Rozmieszczenie form krasowych w profilu pionowym we wschodniej części Tatr Polskich

1 ponory, 2 suche dolinki, 3 wywierzyska, 4 leje krasowe reprodukowane w morenach, 5 odkryte leje krasowe, 6 uwały reprodukowane w morenach, 7 rynienki krasowe, 8 kopiaste szczyty wapienne, 9 jaskinie

Distribution of karst features in vertical section within the eastern part of the Polish Tatra Mts.

1 swallow holes (ponors), 2 small dry valleys, 3 karst springs (some of them vauclusian, 4 karst funnels (dolines) reproduced in moraines, 5 uncovered karst funnels (dolines), 6 uvalas reproduced in moraines, 7 lapias, 8 dome-like limestone tops, 9 caves

triasowych i jurajskich, w których skały węglanowe odgrywają pod-rzędną rolę.

Poza wyraźną pasowością omówioną powyżej, na badanym terenie widoczna jest również wyraźna strefowość w układzie pionowym poszczególnych form. Analiza rozmieszczenia pionowego form krasowych wskazuje, że każde z omówionych zjawisk ma określony zasięg pionowy. Jedne zjawiska występują w węższym, a inne w szerszym zakresie wysokości nad poziomem morza (fig. 5). Do zjawisk o bardzo szerokim zakresie występowania pionowego należą suche żleby, dolinki i ponory. Wywierzyśka stwierdziliśmy na wysokościach od 1400 do 950 m n.p.m. Leje krasowe występują zwykle w większych zespołach na wysokości 1500-1300 m. Nieco niżej są to zawsze leje reprodukowane w morenach. Natomiast w szczytowych partiach, na odkrytych zboczach wapiennych omawianego terenu, leje występują sporadycznie. Uwały, które są również formami reprodukowanymi w morenach, występują na wysokości 1400-1500 m. Rynienki krasowe grupują się w dużej ilości na wysokościach od 1950 (górna granica występowania skał krasowiejących na badanym terenie) do 1450 m n.p.m. Poza tym stwierdziliśmy również rynienki pokryte metrową warstwą glin na wysokości 1285 m na północnych zboczach Wołoszyna. Jaskinie grupują się na wysokościach od 1500 do 1150 m, a kopulaste wzniesienia (mogoty?) na wysokościach 1300-1700 m.

Z zestawienia zasięgu i częstości występowania różnych zjawisk krasowych na figurze 5 widać, że powyżej granicy lasu (ok. 1550 m n.p.m.) dominują rynienki krasowe. Występują one razem z odkrytymi lejami krasowymi oraz dolinkami bezodpływowymi. Poniżej tej granicy dominują zrazu leje reprodukowane w morenach. Towarzyszą im zawsze występujące w korytach potoków ponory, zapoczątkowujące podziemną wędrówkę mniejszych i większych przepływów krasowych wód powierzchniowych. Większe systemy podziemnej cyrkulacji krasowej kończą się wywierzyškami występującymi między 1400 a 950 m.

Powyższe charakterystyczne rozmieszczenie form krasowych pozwala wyróżnić dwie strefy ich występowania: górną, w której rozwija się kras powierzchniowy i odkryty, oraz dolną, związaną przeważnie z krasem podziemnym i zakrytym.

GENEZA STREFOWCÍ PIONOWEJ ZJAWISK KRASOWYCH

Strefowością zjawisk krasowych w wysokich górach zajmowało się wielu autorów (por. Klimaszewski 1958). W Alpach C. Rathjens (1954) wyróżnił trzy strefy:

1. poniżej granicy lasu strefę, charakteryzującą się rozwojem le-
jów krasowych;

2. na wysokości 1700-2300 m *strefę rynienek krasowych*, tworzących się masowo pod wpływem obfitych wód opadowych i roztopowych spływających po nachylonych skałach pozbawionych płaszczka gleby i roślinności;

3. powyżej aż do granicy wiecznego śniegu (gdzie zjawiska krasowe nie mogą się rozwijać z powodu pokrycia lodem i śniegiem) — *strefę gruzową*, w której wietrzenie mrozowe hamuje zjawiska krasowe.

Strefowość rozwoju współczesnych zjawisk krasowych w wysokich górach uzależniona jest od wysokości i warunków klimatycznych. Zmiany warunków klimatycznych w pionie powodują istnienie stref roślinnych. Roślinność, jak to już podkreśliśmy wyżej, wpływa na rozwój zjawisk krasowych, ponieważ kwasy humusowe i CO_2 zakwaszają glebę. Woda infiltrująca przez zakwaszoną glebę przyczynia się do ługowania skał węglanowych.

Porównując wyżej wyróżnione przez nas strefy zjawisk krasowych z wyznaczonymi przez C. Rathjensa (1954) w Alpach, stwierdzamy, że na badanym obszarze widoczne są dwie niższe strefy.

O zaznaczaniu się wyraźnej strefowości zjawisk krasowych w Tatrach pierwszy napisał Z. Wójcik (1959), który stwierdził, że badaczami alpejskimi, że powyżej 1700 m występują przeważnie rynienki, niżej natomiast leje krasowe. Obecnie przedstawiamy charakterystykę stref współczesnego krasu w Tatrach w oparciu o przeprowadzone badania, głównie we wschodniej części Tatr Polskich.

Strefa reprodukowanych lejów krasowych

W strefie tej, skały i gleba pokryte są zwartym lasem świerkowym (zespół *Piceetum excelsae*) z poszyciem borówki. Rozkładająca się substancja roślinna silnie zakwasza glebę kwasami humusowymi i CO_2 , powodując odwapnienie podłoża (Komornicki 1952). Korzenie drzew ułatwiają wsiąkanie wód, co wiąże się z tym, że gleby leśne mają dużą przepuszczalność. Dzięki temu wchłaniają one prawie całe opady (Dębski 1951):

W omawianej strefie opady są stosunkowo wysokie, gdyż wynoszą od 1400 do 1500 mm rocznie (Gieysztorowa 1960). Wody wsiąkające mają zapewne niskie temperatury, prawie zawsze poniżej 6°C , co bardzo zwiększa rozpuszczalność w nich CO_2 (Alekin 1956).

Wody wsiąkając w dnach i na zboczach dolin powodują powstanie licznych lejów krasowych. Ponieważ płaskie obszary są pokryte zwykle morenami, więc są to leje reprodukowane w morenach. Czasem łączą się one ze sobą dając uwały (dolina Pańszczycy). Lejami odprowadzana jest w głąb woda opadowa i roztopowa. W sąsiedztwie lejów w korytach potoków wchłaniane są wody rzeczne przez ponory. W próżniach krasowych wody te płyną bliżej nie zbadanymi kanałami do wy-

wierzysk. Przepływ ten prawdopodobnie odbywa się tuż poniżej zwierciadła wód podziemnych w warunkach cyrkulacji freatycznej. Strefa ta sięga od około 1100 m do około 1550 m n.p.m. (fig. 5).

W obrębie omawianej strefy leje krasowe nie występują jednak równomiernie, lecz grupują się w górnej jej partii powyżej 1250 m. Jest to prawdopodobnie uwarunkowane płytkością podłoża krasowego. Wydaje się, że nie należy wiązać z ewentualnym silniejszym zakwaszeniem CO₂ gleby w górnej części tej strefy znacznego nagromadzenia lejów i uwałów. Zmiany temperatury i roślinności są w dolinach tak nieznaczne, że z powodzeniem można stwierdzić, że zakwaszenie gleby jest w przybliżeniu jednakowe.

Strefa rynienek krasowych

Strefa ta sięga od górnej granicy lasu aż po najwyższe na terenie Tatr wzniesienia zbudowane z krasowiejących skał węglanowych.

Klimat tej strefy odznacza się jeszcze większymi opadami, sięgającymi na wysokości 1700-1800 m do 1660 mm rocznie (Gieysztorowa 1960), niższymi — w porównaniu ze strefą poprzednią — temperaturami wód wsiąkających w podłoże i spływających po powierzchni skałek wapiennych. W dolnej części tej strefy występuje piętro roślinne kosodrzewiny, a w górnej piętro halne.

Charakterystyczne dla omawianej strefy są duże powierzchnie pokryte rynienkami krasowymi. Rynienkom towarzyszą leje krasowe (Mała Koszysta), a także na innych obszarach Tatr studnie krasowe np. na Czerwonych Wierchach czy w masywie Szerokiej Jaworzyńskiej. Rynienki krasowe w tej strefie są zjawiskiem dominującym, jednak występują one w o wiele większej ilości w dolnej części tej strefy (1500-1800 m n.p.m.), gdzie opady są wyższe i panuje zespół roślinny *Pinetum mughi carpathicum* z częstą borówką *Vaccinium myrtillus* L. i brusznicą *V. vitis-idea* L.

Być może, iż mniejsza ilość rynienek w górnej części tej strefy powyżej 1800 m spowodowana jest mniejszymi opadami. W tym przypadku obserwowalibyśmy tu stopniowe przejście do górnej strefy krasu wysokogórskiego, w ujęciu C. Rathjensa (1954), tzn. do strefy gruzowej. Jednak strefa gruzowa w Tatrach nie występuje w typowej postaci, gdyż nawet najwyższe odsłonięcia skał węglanowych na Hawraniu (2154 m n.p.m.) znajdują się zapewne poniżej jej granicy.

Należy podkreślić, że granice między strefami nie są nigdy ostre, zawsze istnieje partia przejściowa, gdzie występują obok siebie zjawiska charakterystyczne dla obu sąsiadujących stref. Dlatego słuszniejsze będzie właściwie przyjęcie, że granica między omawianymi strefami jest w istocie szerokim pasem zawartym między 1450 a 1600 m.

Porównując wydzielone powyżej strefy na obszarze wschodniej części Tatr Polskich z rozmieszczeniem form krasowych całych Tatr, należy zwrócić uwagę na szereg bardzo istotnych faktów. Tak więc szczególnie w masywie Czerwonych Wierchów strefa reprodukowanych lejów krasowych jest wysoko wysunięta i sięga w przybliżeniu prawie do wysokości 2000 m. Leje utworzyły się tutaj zarówno pod morenami jak i pod cienką i silnie strzaskaną strefą brzeżną skał krystalicznych jądra fałdu Giewontu. Leje w morenach szczególnie dobrze widoczne są w Dolinkach Mułowej i Litworowej, a ponadto w Wielkiej Świstówce, i górnych częściach Doliny Małej Łąki. Leje w gruzowisku granitowym występują na zboczach Kopy Kondrackiej, Małolączniaka i Ciemniaka. Formy te zostały umieszczone przez K. Guzika (1959) na mapie geologicznej.

Wiek tych form jest jednak różny. Leje w gruzowisku granitowym są zapewne postglacjalne i holocenijskie. Świadczy o tym fakt, że tak wysoko jeszcze w późnym glacie znajdowała się linia wiecznego śniegu, która hamowała rozwój form wietrzenia chemicznego w plejstocenie.

Wielkie leje krasowe w wapiennych dolinkach Czerwonych Wierchów związane są zapewne ze stadiami recesyjnymi lodowców tatrzańskich, lub są jeszcze starsze.

Rynienki krasowe w Wielkiej Świstówce, w Dolinie Małej Łąki i w Czerwonych Wierchach powstały dopiero w postglacjale po ustąpieniu lodowców z dolin i kotłów glacialnych.

Natomiast można przypuszczać, że wszędzie, gdzie strefa lejów reprodukowanych w morenie wznosi się dzisiaj wyżej od wyznaczonej przez nas na obszarze wschodniej części Tatr Polskich, powstały one tam w odmiennych warunkach klimatycznych przed plejstocenem. Współcześnie natomiast leje krasowe rozwijają się w Tatrach w morenach porośniętych lasami. W Dolinie Miętusiej, Kondratowej, Goryczkowej i Kasprowej znaczą je na mapie K. Guzik (1959).

WIEK ZJAWISK KRASOWYCH

Opisane przez nas zjawiska krasowe nie są jednowiekowym zespołem form. Obok form współcześnie rozwijających się (rynienki, leje, uwały, przepływy krasowe) występują również formy, w swym założeniu zapewne znacznie starsze (jaskinie, kopy krasowe, kopalne rynienki).

Rynienki krasowe — występujące na wygładach lodowcowych w Dolinie Stawów Gąsienicowych są niewątpliwie postglacjalne i holocenijskie. Podobne formy na zboczach Małej Koszystej prawdopodobnie są też tego samego wieku. Jakikolwiek inne rynienki starsze (np. interglacjalne) uległy z pewnością zniszczeniu na skutek wietrzenia mroźnego. W plejstocenie bowiem z pewnością występowała w Tatrach wyższa strefa krasu wysokogórskiego (strefa gruzowa). Najprawdopodobniej

na zboczach Małej Koszystej na wysokości 1500-1800 m, zwłaszcza w czasie recesji lodowca, znajdowała się przez pewien okres czasu strefa gruzowa.

Prawdopodobnie nieco starsze są rynienki krasowe odkopane na Wołoszynie na wysokości 1285 m, przykryte jednometrową warstwą gliny zwietrzelinowej porośniętej lasem świerkowym. Mogą one być formami powstałymi ponad górną granicą lasu, w obrębie dawnej strefy rynienek krasowych z okresu schyłku młodszego dryjasu, kiedy to górna granica lasu w Karpatach Zachodnich sięgała do wysokości 550 m (Fabijanowski 1955).

Leje krasowe i uwały strefy leśnej deformują rzeźbę akumulacyjno-lodowcową z okresu recesji ostatniego zlodowacenia, są więc od niej młodsze. W przeciwnym razie byłyby zasypane morenami i nie zaznaczałyby się tak wyraźnie w morfologii, mogą one jednak mieć trochę starsze założenia. Podobny wiek mają też krasowe przepływy wód współczesnych potoków powierzchniowych.

Starszymi formami są jaskinie pn.-wschodniej części Wołoszyna. Wysokość nad dnem doliny, zwłaszcza Jaskini Wołoszyńskiej Wyżniej (180 m) świadczy o bardzo starym, przedplejstoceniowym jej wieku. W oparciu o przesłanki morfologiczne Z. Wójcik (1960) wykazał, że jaskinia ta powstała najprawdopodobniej w górnym pliocenie.

Nie mniej stare muszą być fragmenty zespołu form krasowych Kopy Magury (pl. VIII, fig. 2). Jak wiadomo szczyt Magury posiada kopiasty kształt, przez co upodabnia się do mogotu. Nie wyłączone, że w tej formie powstał on już w pliocenie, kiedy Podhale (a wraz z nim Tatry) znajdowało się w subtropikalnych warunkach klimatycznych (por. Szafer 1954). Przykładów form kopiastych na terenie Tatr można by znaleźć więcej (Kopy nad wąwozem Kraków, Mnich w Raptawickiej Grani, kopuła szczytowa Giewontu itp.). Niezależnie od predyspozycji tektonicznej, która w dużym stopniu mogła się przyczynić do rozwoju tych form, wszędzie widoczne jest, że występują one wysoko nad dnami dolin. Nigdy nie były one pokryte masami lodu, które mogłyby je zdeformować, a ponadto w czasie ostatniego zlodowacenia były one konserwowane przez masy wiecznych śniegów.

O starym wieku Kopy Magury świadczy między innymi rozwój w jej wnętrzu olbrzymiego ciągu podziemnego Jaskini Magurskiej. Znane od dawna w tej jaskini złoża kostne z *Ursus spelaeus* Goldfuss wskazują, że przed ostatnim interglacjałem jaskinia ta miała tak duże korytarze i komory jak obecnie. Z. Wójcik (1960) na podstawie analizy morfologicznej jaskiń znajdujących się w Tatrach wykazał, że Jaskinia Magurska powstała w sprzyjających warunkach klimatycznych górnego pliocenu. Mamy zatem tu do czynienia nie tylko z kopą krasową, ale z zespołem form krasu kopalnego, zapewne silnie przemodelowanego w peryglacjalnych warunkach plejstocenu.

Niezależnie od nielicznych zresztą przykładów starszej rzeźby krasowej, najistotniejszą rzeczą na badanym terenie jest intensywny rozwój form krasowych w postglacjale i holocenie. Zespoły lejów, uwałów i ponorów świadczą, że współcześnie procesy krasowe odgrywają w erozji w Tatrach bardzo dużą rolę. Jest to tym bardziej ciekawe, że klimat tatrzański obecnie nie najlepiej sprzyja koncentracji w wodach CO_2 , tak niezbędnego do chemicznego rozpuszczenia skał węglanowych.

Należy również podkreślić, że wypowiedziany swego czasu pogląd przez J. Rudnickiego (1958) o intensywnym rozwoju zjawisk krasowych w Tatrach przede wszystkim w czasie glacjałów w wyniku przedstawionych przez nas danych jest mało prawdopodobny. Wykazaliśmy wyżej, że kras rozwija się w Tatrach po ustąpieniu lodowców bardzo intensywnie. Zatem zjawiska te musiały się rozwijać również w innych okresach, kiedy w Tatrach nie było lodowców. Z tego rozumowania wynika, że formy krasowe tworzyły się nie tylko w postglacjale, czy w sprzyjających warunkach przy udziale wód fluwioglacjalnych, ale także w interglacjalach.

WNIOSKI

W wyniku zebranych obserwacji nad zjawiskami krasowymi na terenie wschodniej części Tatr Polskich dochodzimy do następujących wniosków:

1° We wschodniej części Tatr Polskich a także na terenach wapiennych innych partii Tatr pospolicie występują liczne formy krasu współczesnego. Są to leje krasowe, uwały, rynienki krasowe, ponory, podziemne kanały cyrkulacji potoków powierzchniowych oraz wywierzyska.

2° Rozmieszczenie współczesnych form krasowych wskazuje na wyraźną strefowość zespołów poszczególnych form. Strefowość ta odpowiada, w przybliżeniu, zaobserwowanej w innych górach wysokich średnich szerokości. W Tatrach zostały wyróżnione na podstawie analizy statystycznej poszczególnych form, dwie strefy. Górna, gdzie dominują rynienki krasowe oraz dolna, gdzie pospolite są wielkie leje reprodukowane w morenach. W wyższej strefie przeważają formy krasu powierzchniowego, natomiast w niższej — krasu podziemnego.

Wymieniona strefowość jest wynikiem zróżnicowania klimatycznego w profilu pionowym w Tatrach.

3° W Tatrach widoczny jest intensywny rozwój zjawisk krasowych w postglacjale i holocenie. Wskazuje to na fakt, że zjawiska krasowe rozwijały się również w okresach interglacjalnych, a także przed plejstocenem.

4° Fragmentami starej rzeźby krasowej wieku plioceńskiego są zapewne wszystkie wysoko położone jaskinie (Magurska, Wołoszyńska Niznia i Wyznia), a także kopa krasowa szczytu Magury.

5° Po przeprowadzeniu analizy powierzchniowych oraz dostępnych podziemnych form krasowych, którą dokonaliśmy w niniejszej pracy, należy w przyszłości przystąpić do systematycznego badania głębokich przepływów krasowych wschodniej części Tatr Polskich. Uzyskane wyniki mogą bowiem przyczynić się do wyjaśnienia szeregu niejasnych dotychczas problemów tektoniki omawianego obszaru.

Zakład Geologii Dynamicznej
Uniwersytetu Warszawskiego

↓
Muzeum Ziemi
Polskiej Akademii Nauk
Warszawa, w marcu 1962 r.

LITERATURA CYTOWANA

- ALEKIN O. A. 1956. Podstawy hydrochemii. Wyd. Geol. Warszawa.
- CORBEL J. 1957. Karst haut-alpins. — *Rev. Géogr.*, t. 32, no. 2. Lyon.
- DĘBSKI K. 1951. Wpływ lasu na stosunki hydrograficzne. — *Wiad. Służby Hydrol. Meteorol.*, t. II. Warszawa.
- FABIJANOWSKI J. 1955. Las tatrzański. W: *Tatrzański Park Narodowy*. Kraków.
- GADOMSKI A. 1938. Problem „suchych” wód, dolin, kotłów, żlebów, przełęczy i wierzchów w Tatrach (Le problème des eaux et vallées, des cirques, thalwegs, cols et sommets secs de la Tatra). — *Wiad. Geogr. (Bull. Trimestriel de Géogr.)*, t. XVI, z. 2. Kraków.
- GIEYSZTOR I. 1960. Próba obliczenia gradientu opadowego w Tatrach Polskich. — *Gospodarka Wodna*, r. XX, z. 4. Warszawa.
- GLĄZEK J. 1959. Budowa geologiczna Koszyczej w Tatrach (Geology of the Koszycza Massif, High Tatra Mountains). — *Acta Geol. Pol.*, vol. IX/2. Warszawa.
- 1960. Czwartorzędowe osady podmorenowe Doliny Waksmundzkiej w Tatrach (Quaternary submorainic deposits in the Waksmundzka Valley, Tatra Mts.). — *Przegląd Geol.*, r. VIII, nr 3. Warszawa.
- 1962. O hydrografii krasowej wschodniej części Tatr Polskich (Karst hydrography of the Polish Eastern Tatras Mts.). — *Speleologia*, t. II, z. 2-4. Warszawa.
- 1963. Podmorenowy kras doliny Pańszczycy w Tatrach. — *Kwartalnik Geol.*, (w druku). Warszawa.
- GLĄZEK J. & WÓJCIK Z. 1961. The Karst in the Sucha Woda Valley in the Tatras. — *Höhle*, Bd. XII, H. 2/3. Wien.
- GRABOWSKA-HAKENBERG H. 1958. Budowa geologiczna zachodniego obszaru Kop Sołtysich w Tatrach (Geology of western part of Kopy Sołtysie, Tatra Mountains). — *Kwartalnik Geol.*, t. 2, z. 2. Warszawa.
- GRODZICKI J. 1959. Zdjęcie geologiczne Doliny Stawów Gąsienicowych i Doliny Suchej Kasprowej w Tatrach. Praca magisterska. Archiwum Zakładu Kartogr. Geol. U. W. Warszawa.
- GUZIK K. 1959. Mapa geologiczna Tatr Polskich w skali 1:10000 (Geological map of the Polish Tatra Mts.; scale 1:10000). Instytut Geol. Warszawa.
- HALICKI B. 1955. O przebiegu jednostek reglowych w dorzeczu Suchej Wody w Tatrach (La nappe subtatruque inférieure dans le bassin de Sucha Woda — Haute Tatra). — *Acta Geol. Pol.*, vol. V/1. Warszawa.

- KLIMASZEWSKI M. 1958. Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej (Modern views on the development of the Karstic Relief). — *Przegląd Geogr. (Rev. Géogr.)*, t. XXX, nr 3. Warszawa.
- 1961. Geomorfologia ogólna. Warszawa.
- KOMORNICKI T. 1952. Cztery profile gleb na podłożu wapiennym i krystalicznym w Tatrach. — *Prace Roln.-Leśne PAU*, nr 60. Kraków.
- KOTAŃSKI Z. 1958. Preglacialne i interglacialne osady w Tatrach (Preglacial and interglacial deposits in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/2. Warszawa.
- 1959. Profile stratygraficzne serii wierzchovej Tatr Polskich (Stratigraphical sections of the high-tatric series in the Polish Tatra Mts.). — *Biul. I.G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 139. Warszawa.
- 1961. Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierzchowego w Tatrach (Tectogénese et reconstitution de la paléogéographie de la zone haut-tatrique dans les Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. XI/2-3. Warszawa.
- KOWALSKI K. 1953. Jaskinie Polski (Les cavernes de la Pologne). Warszawa.
- KOWALSKI L. 1920. Podreglowe źródła północnej strony Tatr (Die subtatrischen Quellen an der nördlichen Seite der Tatra). — *Spraw. Kom. Fizjogr. PAU*, t. 53 i 54. Kraków.
- MICHALIK A. 1955. Tektonika serii wierzchovej na obszarze Liliowego i Małej Koszystej (Tectonique de la série hauttatrique dans la région de Liliowe et de la Mała Koszysta). — *Biul. I. G. (Bull. Inst. Géol. Pol.)* 96. Warszawa.
- RATHJENS C. 1954. Karsterscheinungen in der klimatisch morphologischen vertikalen Gliederung des Gebirges. — *Erdkunde*, T. VIII. Bonn.
- REHMAN A. 1895. Tatry pod względem fizyczno-geograficznym. Lwów.
- RÓŻYCKI S. Z. 1946. Przyczynki do znajomości krasu Polski. I. Kras opoczyński (Contributions à la connaissance des phénomènes karstiques en Pologne). — *Przegląd Geogr. (Rev. Géogr.)*, t. XX. Warszawa.
- RUDNICKI J. 1958. Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej (The genetics of caves in the Lodowe Źródło cavernous system and their relationship with the Kościeliska Valley in the Tatra Mts.). — *Acta Geol. Pol.*, vol. VIII/2. Warszawa.
- SOBOL H. 1959. Badania stosunków wodnych i zjawisk krasowych na terenie cieplicy w Jaszczurówce. — *Speleologia*, t. I, nr 1/2. Warszawa.
- SZAFER W. 1954. Pliocena flora okolic Czorsztyna (Pliocene flora from the vicinity of Czorsztyń (West Carpathians) and its relationship to the Pleistocene). — *Prace I. G. (Trav. Serv. Géol. Pol.)*, t. XI. Warszawa.
- WIT K. & ZIEMOŃSKA Z. 1958. Stosunki hydrograficzne. — *Przewodnik VI Ogólnopól. Zjazdu Pol. Tow. Geogr.* Kraków.
- WÓJCIK Z. 1958. Wielka Świstówka. — *Ziemia*. Kraków.
- 1959. O krasie i jaskiniach Tatr. — *Wierchy*, r. 28. Kraków.
- 1960. Allochtoniczne zwirowiska jaskiń tatrzańskich (Graviers alloctones des cavernes des Tatras). — *Acta Geol. Pol.*, vol. X/3. Warszawa.
- WRZOSEK A. 1933. Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr polskich (Untersuchungen über die Karsterscheinungen in der polnischen Tatra). — *Wiad. Służby Geogr. (Bull. Serv. Géogr.)*, r. VII. Kraków.
- ZEJSZNER L. 1852. Monograficzny opis wapienia liasowego w Tatrach i przyległych pasmach karpaccich. — *Rocz. TNK*, t. VI. Kraków.
- ZWOLIŃSKI S. 1955. Tatrzański region jaskiniowy (La région des cavernes de Tatras). — *Światowit*, t. 21. Warszawa.
- 1961. Podziemia tatrzańskie. *Wyd. Geol.* Warszawa.

J. GŁAZEK & Z. WÓJCIK

**KARST PHENOMENA IN THE EASTERN PART
OF THE POLISH TATRA MTS.**

(Summary)

ABSTRACT: Karst structures, such as funnels, uvalas, lapies, swallow-holes and underground water circulation channels as well as karst springs are very frequent within the eastern part of the Polish Tatra Mts. These forms occur in two karst zones which are seen in vertical section. Within the lower zone the dominant characters are those of the covered karst (funnels, uvalas and swallow-holes, reproduced in moraines), while the predominant features in the upper zone are forms of the naked karst (lapies, avens and funnels). Most of the forms just mentioned were carved out during the post-glacial and Holocene time. Of older age, most likely Pliocene, are the high-lying caverns and the mogote of Kopa Magury.

Owing to the rather strong concentration of caves within the Tatra Mts. underground karst forms in this massif have, thus far, attracted the bulk of geological investigations. The work of A. Wrzosek (1933), which is an attempt to describe all the karst problems in the Polish Tatra Mts. is based on inadequate material, hence, by now, it has become rather obsolete.

The present writers have drawn up a detailed inventory of karst forms in the eastern part of the Polish Tatra, because during the Würm the relief of these terrains was strongly re-modelled under glacial conditions. Since most of the karst structures here were carved out after the retreat of glaciers the eastern part of the Polish Tatra Mts. has been recognised as the classic area for the investigation of the youngest (postglacial and Holocene) karst stages. The determination of the young karst processes will in future lead to the recognition of various generations of these phenomena in other limestone massifs of the Tatra Mts., particularly on the Czerwone Wierchy peaks where the old, possibly pre-glacial karst, is overlaid by the Pleistocene and Holocene karst.

Within the eastern part of the Polish Tatra karstification affects the limestone series of the high-tatric Middle Triassic, the high-tatric limestones of the Malm-Neocomian and Urgonian, the dolomites of the sub-tatric Middle Triassic, the limestones and sandy limestones of the sub-tatric Rhaetic, Liassic and Cretaceous. Moreover, the Eocene dolomitic limestones in the northern margin of the Tatra Mts. are also subject to these karst processes.

The karst zones are arranged in two distinct W-E belts (fig. 2 and tabl. I) causing the occurrence of ponores. In karst springs water rises to the surface near the southern peripheries of zones that are not subjected to karst processes.

On an analysis of underground circulation the writers have distinguished shallow circulation routes that occur invariably within one karst zone, and deep circulation routes in which water flows within the Tatra massif from the southern to the northern zone. The deep circulation of karst waters is primarily connected with the horizontal arrangement of rocks subject to karst processes, while the shallow circulation is connected with the presence of the level of karst waters influenced by the morphology of the particular valleys.

In the area here considered the zonal distribution of karst phenomena is observed both in the horizontal and vertical profile. An analysis of the vertical distribution of karst forms suggests that they have a definite vertical extent. The altitude range of some of these forms varies (fig. 5). The dry karst gullies and swallow-holes (ponores) are among forms that have a particularly broad vertical extent. Karst springs (some of them vauclusian) have been encountered at altitudes ranging from 1400 to 950 m. a.s.l. Karst funnels (dolines) commonly occur in considerable concentration at an altitude of 1500-1300 m. In valleys they are always represented by funnels reproduced in moraines, while on slopes the few forms of this type represent naked karst. The uvalas, which are forms also reproduced in moraines, occur at a height from 1500 to 1400 m. Karst lapies abound at altitudes from 1950 m. — the upper boundary of karst rocks in the area under investigation — to 1450 m. a.s.l. The caves are grouped at a height from 1500 to 1150 m., the domed tops (some of them mogote-like) between 1300 and 1700 m.

The above data show that naked karst forms such as lapies, funnels (dolines), dry karst gullies, etc., dominate above 1500 m., i.e. above the upper forest line, while the covered karst, commonly associated with forms of underground karst circulation, is encountered below this line.

On this evidence the writers distinguish two zones of the youngest karst within the Tatra Mts. They call the lower zone that of reproduced karst funnels (fig. 1, 3-5; pl. I-IV), and the upper zone that of lapies (fig. 5; pl. V-VII; pl. VIII, fig. 1).

The origin of zonation depends on conditions of climate, vegetation, type of soil acidity, etc. The two zones here mentioned correspond to those distinguished in the Alps by C. Rathjens (1954). That author distinguishes, however, another upper zone where mechanical erosion predominates. He calls it the debris limestone zone. This zone does not occur either in the Tatra or in the limestone massifs of Slovakian Tatra.

A comparison of the above youngest karst zones within the eastern part of the Polish Tatra in relation to the distribution of karst forms throughout the Tatra chain indicates that the zone of reproduced karst funnels (dolines) attains a fairly great altitude. This is particularly so in Mt. Czerwone Wierchy where it is nearly up to 2000 m. a.s.l. The funnels here occur both below the moraines and below the thin and

strongly fractured marginal portion of the crystalline rocks in the core of the Giewont fold.

In Mt. Czerwone Wierchy the funnels (dolines) reproduced in the moraines are very well seen in the valleys that were ice-covered during the last (Würm) glaciation. The underdevelopment of moraines, observed in glacial cirques in limestone areas, indicates chemical weathering as a major factor of erosion of rocks under glacial conditions.

Morainic material in karst areas was also carried down by water into underground karst hollows connected with major karst dolines. All this is evidence of the increasing intensity of karst topography both during the last glaciation and in post-glacial and Holocene times. Since, however, it was demonstrated by Z. Kotański (1958) that the top surface of Mt. Czerwone Wierchy had formed before the Quaternary, all the major karst dolines may have formed prior to the glaciation period and developed under favourable conditions during the Pleistocene.

The recent slopes of the major dolines and avens in Mt. Czerwone Wierchy are grooved by lapies, similarly as the limestone cliffs in the eastern part of the Polish Tatra Mts. (pl. V-VII; pl. VIII, fig. 1). A zone of post-glacial and Holocene karst funnels, reproduced in moraines, also occurs in the valleys of the northern forefield of Mt. Czerwone Wierchy.

Older karst forms, especially caverns situated high above valley floors and the domed tops of some limestone massifs may be sporadically seen in the eastern part of the Polish Tatra, too. The present writers think that the Kopa Magury massif (pl. VIII, fig. 2) resembles a karst hum of the mogote type. An older, preglacial age of this one and other karst features is reasonably suggested by the lack of evidence that these mountains had been covered by glaciers. Moreover, as was demonstrated by W. Szafer (1954) on the analysis of numerous paleobotanic sites, during the Middle and Upper Pliocene the climate of the Tatra Mts. was sub-tropical. In recent times, not only mogotes but also large caves occur under such climatic conditions. Hence it is very probable that the domed limestone tops of some massifs within the eastern part of the Tatra had been formed in preglacial times and were only slightly altered during the Pleistocene and the Holocene.

*Laboratory of Dynamic Geology
of the Warsaw University*

and

*Muzeum Ziemi (Museum of the Earth)
of the Polish Academy of Sciences
Warszawa, March 1962*

OBJAŚNIENIA DO PLANSZ I-VIII

DESCRIPTION OF PLATES I-VIII

PL. I

Fig. 1

Ponor w Dolinie Suchej Wody poniżej polany Psia Trawka

Swallow hole (ponor) in the Sucha Woda Valley below the Psia Trawka

Fig. 2

Lej krasowy reprodukowany w morenie na zboczach Wołoszyna

Karst funnel (doline) reproduced in a moraine on the slopes of Mt. Wołoszyn

PL. II

Fig. 1

Suche koryto Białki na południe od wylotu Doliny Waksmundzkiej. Wody podziemnego potoku płyną podziemnymi kanałami w utworach węglanowych środkowego triasu; stan z września 1961 roku

Dry bed of the Białka stream south of the Waksmundzka Valley. The water of the underground stream circulates in underground channels in carbonate Middle Triassic rocks; conditions observed in September 1961

Fig. 2

Jeden z ponorów w suchym korycie Białki; stan z września 1961 roku

One of the swallow holes (ponons) in the dry bed of the Białka stream; conditions observed in September 1961

PL. III

Fig. 1

Reprodukowany w morenie lej krasowy powyżej Hali Pańszczycy

Karst funnel (doline) reproduced in a moraine above the Hala Pańszczyca

Fig. 2

Reprodukowany w morenie lej krasowy powyżej Hali Pańszczycy

Karst funnel (doline) reproduced in a moraine above the Hala Pańszczyca

PL. IV

Fig. 1

Reprodukowany w morenie lej krasowy na pochyłym zboczu Wołoszyna

Karst funnel (doline) reproduced in a moraine on the inclined side of Mt. Wołoszyn

Fig. 2

Reprodukowany w morenie lej krasowy na pochyłym zboczu Wołoszyna

Karst funnel (doline) reproduced in a moraine on the inclined side of Mt. Wołoszyn

PL. V

Fig. 1

Drobne rynienki krasowe na pionowej ścianie skałki wapiennej na zboczach Małej Koszystej

Minute lapies on vertical limestone cliff on the slopes of Mt. Mała Koszysta

Fig. 2

Rynny krasowe na spękanej powierzchni wapieni środkowego triasu na Małej Koszystej. Rynny nie są związane z ukośną siecią spękań

Larger lapies on the fractured surface of Middle Triassic limestones on Mt. Mała Koszysta. These lapies do not coalesce with the oblique network of fractures

PL. VI

Rynienki krasowe na stromej ścianie Małej Koszystej. Rozwój rynienek utrudniony jest przez poziome spękanie skały

Small karst lapies on the steep side of Mt. Mała Koszysta. The development of the lapies is impeded by the horizontal fracturing of rocks

PL. VII

Skałka wapienna na Małej Koszystej pokryta licznymi rynienkami krasowymi. W miejscach większego nagromadzenia spękań niewielkie zagłębienia wypełnione są kępami roślinności

A limestone cliff on Mt. Mała Koszysta, grooved by numerous small lapies. The small grooves in major assemblages of fractures are overgrown by clumps of plants

PL. VIII

Fig. 1

Rynienki krasowe rozwinięte na wapiennych ściankach pod przełęczą Liliowe. Niżej leżące strzaskane dolomity nie posiadają wyraźnych powierzchniowych form krasowych

Small lapies on limestone walls below the Liliowe Pass. The shattered dolomites below do not display any distinct surface karst features

Fig. 2

Kopuła szczytowa Kopy Magury widoczna od południowego wschodu. Kopa krasowa wieku plioceńskiego (?) nieco zdeformowana w plejstocenie

South-east view of the top dome of Mt. Kopa Magury. The karst dome (magote) of Pliocene (?) age, somewhat deformed during the Pleistocene

*Pl. V, fig. 1 wykonał S. Ostajczuk; pozostałe fotografie autorów
All photographs by the writers, except fig. 1 in pl. V which is done by S. Ostajczuk*

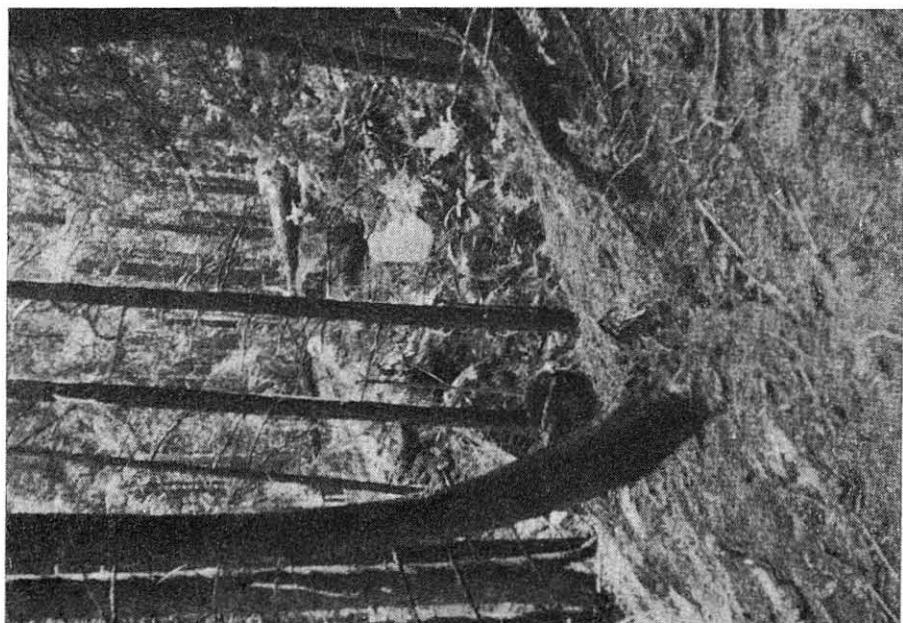


Fig. 2

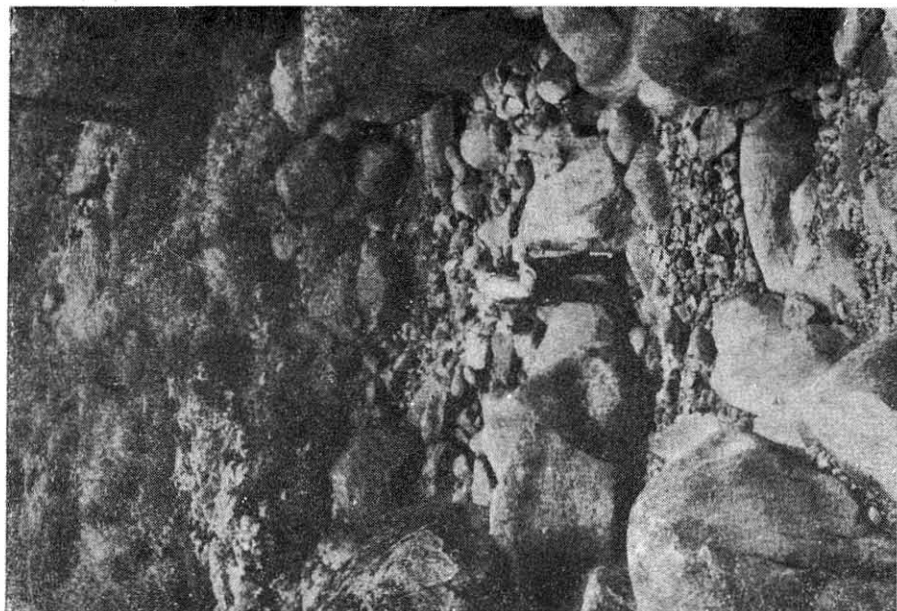


Fig. 1

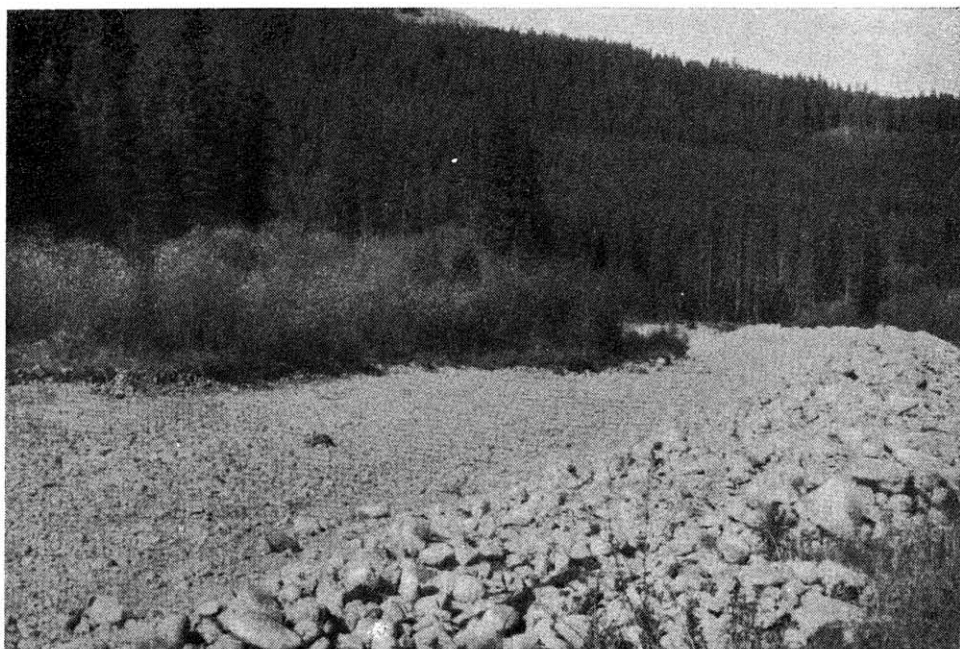


Fig. 1



Fig. 2



Fig. 2

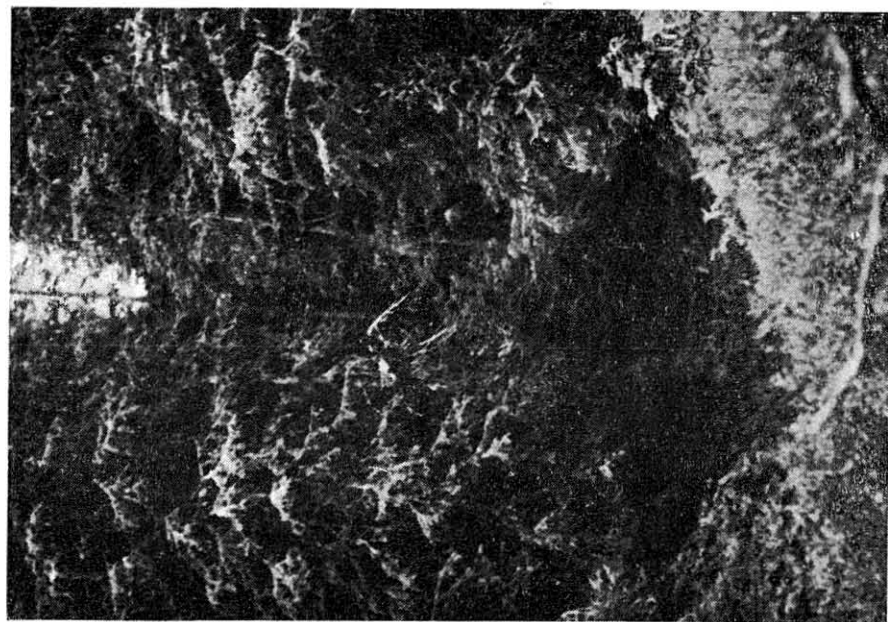


Fig. 1



Fig. 1



Fig. 2

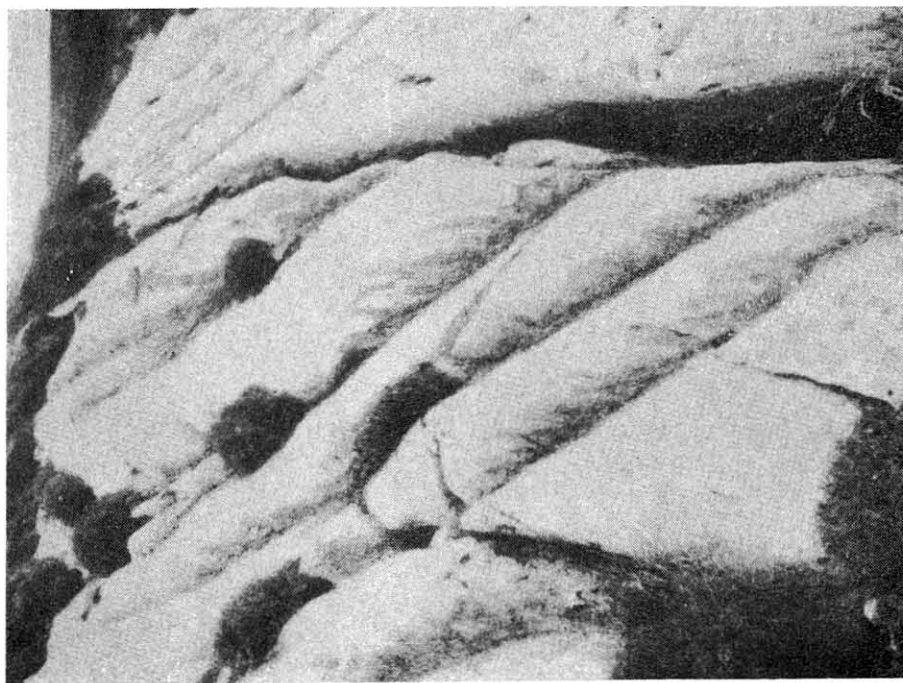


Fig. 2

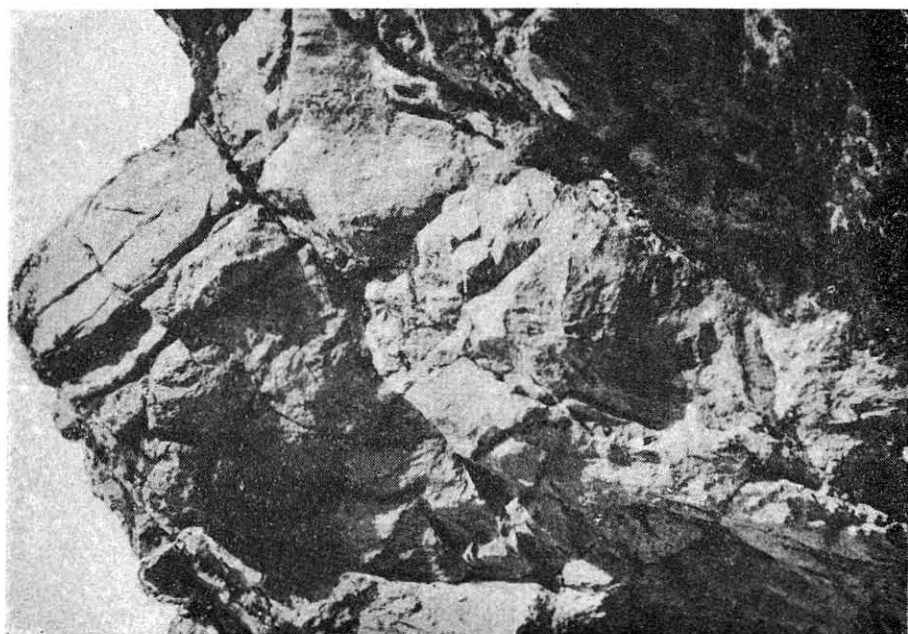


Fig. 1







Fig. 1

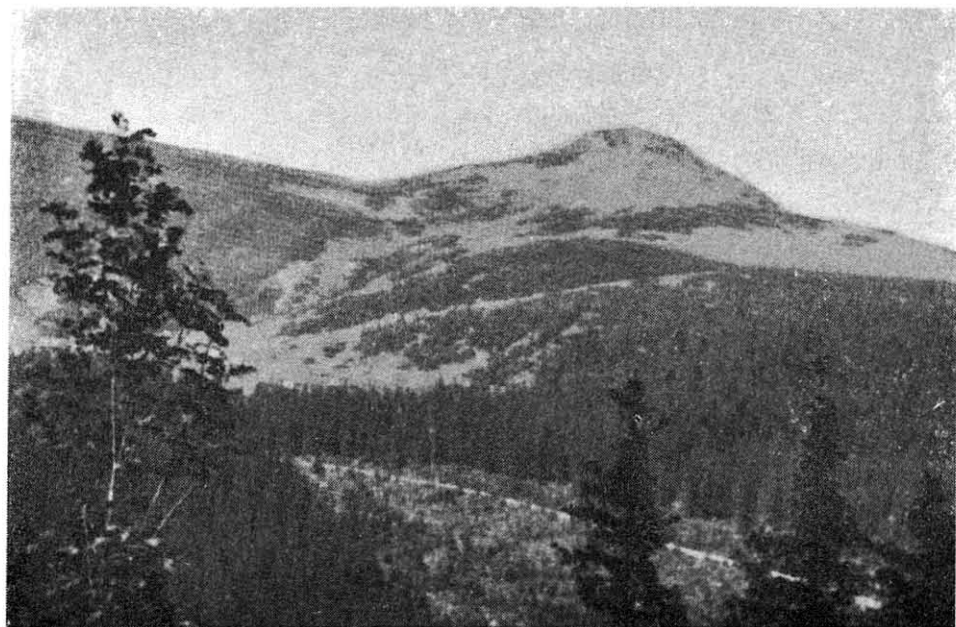


Fig. 2