

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 105

MARIAN PULINA

DENUDACJA CHEMICZNA NA OBSZARACH KRASU WĘGLANOWEGO

INSTYTUT GEOGRAFII
I URZYSTWIENIA GEOGRAFICZNE
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Geografii i Kartografii
00-930 Warszawa
ul. Nowy Świat 69/72

WROCLAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

*

PRACE GEOGRAFICZNE NR 105

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZEWIDUJĄCY ZIMOSPODROBNIENIA
Polskiej Akademii Nauk
Zakład Meteorologii i Klimatologii
09-500 Warszawa
ul. Nowy Świat Nr 72

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ТРУДЫ

№ 105

МАРИАН ПУЛИНА

ХИМИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИЯ
В ОБЛАСТЯХ КАРБОНАТНОГО КАРСТА

*

GEOGRAPHICAL STUDIES

№ 105

MARIAN PULINA

CHEMICAL DENUDATION
ON THE CARBONATE KARST AREAS

POLSKA AKADEMIA NAUK
INSTYTUT GEOGRAFII

PRACE GEOGRAFICZNE NR 105

MARIAN PULINA

DENUDACJA CHEMICZNA
NA OBSZARACH
KRASU WĘGLANOWEGO

WROCŁAW · WARSZAWA · KRAKÓW · GDAŃSK
ZAKŁAD NARODOWY IMIENIA OSSOLIŃSKICH
WYDAWNICTWO POLSKIEJ AKADEMII NAUK

1974

K o m i t e t R e d a k c y j n y

REDAKTOR NACZELNY: M. KIEŁCZEWSKA-ZALESKA
ZASTĘPCA REDAKTORA NACZELNEGO: K. DZIEWOŃSKI
CZŁONKOWIE: R. GALON, L. STARKEL
SEKRETARZ: I. STAŃCZAK

Redaktor Wydawnictwa
JAN KUŹMA

Redaktor techniczny
LIDIA SAMARIN

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1974.
Nakład: 900 egz. Objętość: ark. wyd. 12,30 ark. druk. 10+5 wkl. ark. A1 13
Papier powlek. kl. V, 80g, 70×100. Oddano do składania 22 XII 1973.
Podpisano do druku 20 VIII 1974. Druk ukończono w sierpniu 1974.
Wrocławska Drukarnia Naukowa. Zam. 501/74-P-12. Cena zł 36.—

SPIS TREŚCI

Część wstępna

Wstęp	7
Klasyfikacja procesów denudacyjnych	9
Uwagi o procesie rozpuszczania węglanów	10
Agresywność węglanowa wód: potencjalna i faktyczna (s. 12). — Kinetyka procesu rozpuszczania (s. 16). — Pozostałe czynniki wpływające na proces rozpuszczania (s. 17).	
Obieg wody w obszarach krasowych	18
Ilościowe metody badania denudacji chemicznej	20
Metoda hydrometryczna (s. 22). — Metoda klimatyczna (s. 25). — Krótki przegląd innych metod (s. 25). — Uwagi krytyczne o metodach (s. 26). — Przydatność metody hydrometrycznej do badania denudacji chemicznej i mechanicznej, krasowej i niekrasowej (s. 27). — Laboratorium chemiczne (s. 28)	

Część analityczna

Uwagi wstępne	29
Kras wysokogórski	30
Alpy Julijskie: Formy krasowe w masywie Triglavu; Jaskinia Triglavska Brezna — podziemna droga wód lodowcowych; Własności fizykochemiczne wód; Denudacja chemiczna; Wnioski (s. 31). — Tatry Zachodnie: Niektóre charakterystyczne cechy krasu tatrzańskiego; Własności fizykochemiczne wód; Dwutlenek węgla w wodach tatrzańskich i jego wpływ na korozję węglanową; Źródła CO ₂ w jaskiniach tatrzańskich; Agresywność chemiczna wód; Bilans korozji węglanowej systemu Lodowego Źródła; Ablacja krasowa w Dolinie Kościeliskiej; Wnioski (s. 41). — Kaukaz południowo-zachodni: Denudacja chemiczna (s. 57). — Uwagi o obszarach krasu wysokogórskiego Pirynu i Alp Tunkińskich (s. 60)	
Kras średniogórski	61
Vercors w Prealpach Francuskich: Uwagi o geologii, morfologii i hydrografii krasowej; Rozkład pionowy korozji węglanowej w masywie Presles; Ablacja krasowa i depozycja kalcytu w masywie Presles; CO ₂ w powietrzu niektórych jaskiń Vercors; Denudacja chemiczna Vercors; Wnioski (s. 61). — Sudety Polskie: Ogólne uwagi o morfologii krasowej; Denudacja chemiczna; Własności fizykochemiczne wód; Pionowy rozkład korozji węglanowej na przykładzie Jaskini Niedźwiedziej w masywie Śnieżnika; Wskaźniki ablacji krasowej i ablacja faktyczna (s. 74). — Uwagi o obszarach krasu średniogórskiego Starej Planiny w Bułgarii i Chamar-Dabanie we Wschodniej Syberii (s. 83)	
Kras wyżynny	84
Wyżyna Kras w Jugosławii: Notranski Kras. Szkic hydrografii i morfologii krasowej; Własności fizykochemiczne wód; Denudacja chemiczna; Wnioski (s. 84). — Wyżyna Śląska; Uwagi o morfologii i hydrografii okolic Strzelc Opolskich; Hydrografia krasowa progu triasowego w dolinie Czarnej Przemszy; Własności fizykochemiczne wód i denudacja chemiczna (s. 91). — Północna część Jury Krakowsko-Częstochowskiej: Własności fizykochemiczne wód krasowych; Denudacja chemiczna (s. 97). — Uwagi o obszarach krasu wyżynnego platformy Dobrudży w Bułgarii i Amfiteatru Irkuckiego na Syberii (s. 99)	

Część syntetyczna

Denudacja krasowa w strefach klimatu umiarkowanego i subtropikalnego	101
Rozmiary denudacji chemicznej na obszarach krasowych Europy i Azji: Zawartość CaCO ₃ w wodach krasowych	

(T_{CaCO_3}); Pełna mineralizacja wód krasowych ($T_{\Sigma M}$); Mineralizacja wód opadowych (T_D); Wielkość spływu jednostkowego wody (q); Wnioski (s. 102). — Próba określenia najważniejszych czynników decydujących o rozmiarach denudacji krasowej; Zawartość $CaCO_3$ w wodach krasowych funkcją temperatury i opadu $T = f(t^\circ C, Op)$; Denudacja krasowa funkcją opadu i temperatury $D = f(Op, t^\circ C)$; Wnioski metodyczne (s. 108)	
Denudacja chemiczna obszarów krasu węglanowego w Polsce	117
Rozkład potencjalnej denudacji krasowej w strefach klimatów umiarkowanych i subtropikalnych	121
Uwagi o potencjalnej denudacji krasowej w strefach klimatów arktycznych i tropikalnych	122
Rozkład przestrzenny denudacji krasowej w poglądach Corbela i autora	127
Uwagi o denudacji chemicznej obszarów niekrasowych na przykładzie Polski	130
Klasy denudacji chemicznej w Polsce (s. 134)	
Udział denudacji chemicznej w degradacji powierzchni Ziemi	136
Porównanie denudacji krasowej z denudacją mechaniczną (s. 136). — Porównanie denudacji chemicznej z mechaniczną na przykładzie obszaru Polski (s. 138).	
Uwagi końcowe	140
Literatura	143
Химическая денудация в областях карбонатного карста. Резюме	150
Chemical denudation on the Carbonate Karst Areas. Summary	153

Część wstępna

WSTĘP

Minione dziesięciolecie, 1960—1970, było dla geomorfologii dynamicznej, a w szczególności dla dziedziny badań nad degradacją powierzchni Ziemi, okresem rozkwitu metod ilościowych. Tradycyjny, jakościowy styl badań został zastąpiony ścisłymi pomiarami procesów fizycznych zachodzących na powierzchni Ziemi. Wzrosła nadzieja na ilościowe poznanie procesów zachodzących w najbliższej przeszłości geologicznej.

Proces degradacji powierzchni Ziemi nie może być badany w oderwaniu od zjawisk, które mu towarzyszą: sedymentacji zdartych osadów powierzchniowych w zbiornikach morskich i śródlądowych oraz pionowych ruchów litosfery (D. B. Ericson, G. Wollin 1968; R. W. Fairbridge 1968; P. H. Kuenen 1950; L. B. Leopold, M. G. Wolman, J. P. Miller 1964; D. Livingstone 1963; V. Łoziński 1901; S. Schumm 1963; E. Wegman 1957). Efekty ilościowe poszczególnych procesów winny się bilansować. Pozwala to na kontrolę wyników uzyskanych przez różne wyspecjalizowane kierunki nauk o Ziemi.

Obecny stan wiedzy nad bilansem łańcucha zjawisk towarzyszących degradacji jest jeszcze bardzo skromny. Największe osiągnięcia trzeba chyba przypisać współczesnej sedymentologii. Opracowania morskich profilów holocenijskich wskazują na duży udział w nich osadów chemicznych. Według P. H. Kuenena (1950) i D. Livingstone'a (1963) tempo współczesnej sedymentacji morskiej można porównać z „warstwą” zdartej powierzchni lądów, wynoszącą 86 mm/1000 lat. Wśród tych osadów morskich aż 12% stanowią skały chemiczne. Wynika z tego, że o degradacji powierzchni lądów, szczególnie tych, które są zbudowane ze skał osadowych, decyduje w wielkim stopniu czynnik chemiczny. Przypuszczenia te nie zostały jeszcze potwierdzone przez geomorfologię dynamiczną. Problem ten podejmują następujący autorzy: D. Balazs (1963); P. Birot (1966); J. Corbel (1957, 1959); R. B. Dole, H. Stabler (1909); I. Douglas (1969); A. Eraso (1969); A. Guilcher (1953); S. Judson, D. F. Ritter (1964); M. Klimaszewski (1958); W. B. Langbein, S. A. Schumm (1958); H. Lehmann (1956); H. W. Menard (1961); M. Pulina (1968); A. Rapp (1960); M. M. Sweeting, A. Gerstenhauer (1960); J. Tricart (1960) i in. Część z nich uważa, że denudacja chemiczna przeważa lub jest bliska mechanicznej, nawet na

obszarach zbudowanych ze skał nierozpuszczalnych. Szczególnie przekonująca jest praca A. Rappa (1960), dotycząca doliny Kärkevage w północnej Skandynawii, w której przedstawiono oryginalne metody badania bilansu degradacji. Należy przypuszczać, że prace takie będą coraz liczniejsze, gdyż poruszają problem, który leży u podstawy badań nad zanieczyszczeniami antropogenicznymi cieków powierzchniowych i opadów atmosferycznych.

Osobne miejsce w badaniach degradacji powierzchni Ziemi zajmuje denudacja skał krasowych, ponieważ w żadnym z innych obszarów ten proces chemiczny nie jest tak dobrze widoczny i nie zachodzi w takim tempie. Istnieje bogata literatura wskazująca, jakie obszary i strefy klimatyczne są zdaniem autorów uprzywilejowane w tym procesie i jakie z czynników decydują o jego wielkości: czy klimat, czy struktura skał? Na uwagę zasługuje studium I. Douglasa (1964, 1968). Udowodniono w nim, że głównym czynnikiem jest ilość wody przepływającej przez dany obszar krasowy. Nie jest to odosobniony pogląd. Większość badaczy krasu skłania się ku geomorfologii klimatycznej.

Impulsem do podjęcia szerszych badań ilościowych nad denudacją krasową były opracowania J. Corbela (1957, 1959). Wywołały one szeroką dyskusję wśród geomorfologów dynamicznych i stworzyły ramy do współpracy międzynarodowej. Początkowo wchodziła ona w zakres prac Komisji Krasowej przy Unii Geograficznej, a po jej rozwiązaniu przeszła w ręce Komisji Korozji Krasowej Unii Speleologicznej.

Prezentowana praca tkwi głęboko w poruszanych problemach i na niektóre z nich próbuje dać odpowiedź.

Na 32 obszarach krasowych, zróżnicowanych pod względem klimatycznym i strukturalno-morfologicznym, określono wskaźniki denudacji chemicznej. Potraktowano je jako próbkę reprezentatywną, którą poddano rachunkowi korelacyjnemu. Udało się wydzielić najważniejsze czynniki decydujące o tej denudacji. Rachunek regresyjny pozwolił określić udział każdego z tych czynników. Dało to możliwość przedstawienia potencjalnej denudacji krasowej na powierzchni Ziemi. Dla obszaru Polski próbowano ustalić bilans denudacyjny (denudacja chemiczna + mechaniczna) nie tylko na skałach węglanowych, ale i w niekrasowych.

Narzuca się pytanie — na które w tej chwili nie sposób odpowiedzieć — jak bliskie prawdy są te wyniki? Rachunek prawdopodobieństwa daje im wielką szansę, ale można go odnosić jedynie do 32 badanych obszarów krasowych. Czy inne obszary rządzone są według tych samych praw? Odpowiedź na te i inne pytania można uzyskać tylko przez dalsze, szczegółowe badania ilościowe.

Materiały do niniejszej pracy zbierano przez dziesięć lat, 1960—1970, początkowo w ramach stacji terenowej Instytutu Geografii PAN w Wojcieszowie, a później w Instytucie Geograficznym Uniwersytetu Wrocławskiego. Poza granicami kraju prowadzono badania dzięki poparciu finansowemu i pomocy technicznej instytucji naukowych: CNRS w Lyonie, Akademii Nauk ZSRR w Tbilisi i Irkucku, Instytutu Geografii Bułgarskiej Akademii Nauk w Sofii i in. Szczególną pomoc

uzyskano od członków Komisji Korozji Krasowej przy Unii Speleologicznej, wyrażającą się nadsyłaniem materiałów analitycznych, wymianą literatury, pomocą w pracy terenowej.

Niezwykle trudne były badania terenowe prowadzone na obszarach prawie niedostępnych. Wykonywano je najczęściej podczas wypraw speleologicznych wrocławskiego Akademickiego Klubu Turystycznego i Speleoklubu Warszawskiego lub też klubów zagranicznych: Društvo za rjaziskovanije jam Slovenije w Ljubljanie, Speleoklub Gruziński w Tbilisi, Sekcja Speleologiczna w Nowosybirsku, Groupe Plongere Souterraine w Lyonie i in.

Opieka naukowa nad pracą spoczywała w rękach prof. dr. A. Jahna z Uniwersytetu Wrocławskiego, któremu chciałbym wyrazić szczególne podziękowanie za stworzenie mi odpowiednich warunków do napisania tej pracy. Wyrażam również głęboką wdzięczność prof. dr. A. Malickiemu z Uniwersytetu Lubelskiego i prof. dr. K. Maślankiewiczowi z Uniwersytetu Wrocławskiego za wnikliwe recenzje, które pozwoliły poczynić uzupełnienia cenne dla całej rozprawy.

Dr A. Bartkowiakowej z Zakładu Metod Numerycznych Uniwersytetu Wrocławskiego i dr. B. Kostrubcowi z Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Wrocławskiego dziękuję za opracowanie programów i obliczenia na maszynach cyfrowych oraz konsultacje z dziedziny metod statystycznych.

KLASYFIKACJA PROCESÓW DENUDACYJNYCH

Pod pojęciem denudacji rozumie się zespół procesów prowadzących do niszczenia powierzchni Ziemi. Pojęcie to sprecyzował już W. M. Davis (1909), następnie zostało ono rozszerzone i zmodyfikowane przez późniejszych badaczy (R. W. Fairbridge 1968; L. B. Leopold, M. G. Wolman, J. P. Miller 1964; C. Ollier 1969 i in.). W tym ujęciu denudacja jest pojęciem nadrzędnym do „erozji” (erozja liniowa i erozja powierzchniowa) i „korozji”. O ile jednak na obszarach zbudowanych ze skał nierozpuszczalnych jest stosunkowo łatwo odróżnić formy powstałe w wyniku poszczególnych procesów denudacyjnych, o tyle na obszarach podatnych na rozpuszczanie napotykamy zasadnicze trudności. J. Corbel (1957) zaproponował wygodny termin zapożyczony z glaciologii: „ablacja krasowa”, który obejmowałby nie tylko proces niszczenia powierzchniowego, czyli — w całym tego słowa znaczeniu — denudację, ale również i niszczenie masywu od wewnątrz. Termin ten, jako bliżej precyzujący fizyczne zjawisko krasowienia, będzie używany w niniejszej pracy. Natomiast terminem „denudacja krasowa” określono niszczenie w wyniku działania procesów chemicznych i mechanicznych, zaś „denudacja chemiczna”, której znaczenie na obszarach niekrasowych wydaje się być oczywiste, na obszarach rozpuszczalnych pokrywa się z terminem „ablacja krasowa”.

Na efekt denudacyjny składa się wietrzenie i transport. W skałach węglanowych zachodzi zarówno wietrzenie chemiczne, jak i mechaniczne. Specyfika powierzchni

skał węglanowych sprawia, że produkty wietrzenia mechanicznego są w niewielkim tylko stopniu transportowane drogą wodną. Natomiast procesy tego wietrzenia zwiększają efekty rozpuszczania. W konsekwencji dominującym czynnikiem denudacyjnym będzie wietrzenie chemiczne.

Drugi składnik denudacji — transport, na obszarze krasowym jest najczęściej wodny. Aczkolwiek nie można tu wykluczyć i innych typów transportu, jak grawitacyjny (ruchy masowe), eoliczny, glacialny i in.

W zależności od:

1 — środka transportu wyróżniamy denudację fluwialną, glacialną, eoliczną, ruchy masowe i in.;

2 — typu transportowanego materiału — denudację chemiczną i mechaniczną (materiał zawieszony i wleczony);

3 — niszczonego podłoża skalnego — denudację krasową (węglanową, siarczanową i in.) i niekrasową;

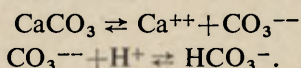
4 — długości transportu — denudację lokalną i regionalną.

Wyjaśnienia wymaga czwarty typ denudacji. Przez denudację lokalną rozumiemy przemieszczenia cząsteczek niesionych i rozpuszczonych, zachodzące wewnątrz małej jednostki morfologicznej. Dobrym przykładem tego mogą być ruchy masowe (osuwiska, soliflukcja i in.) czy procesy rozpuszczania węglanów na obszarach krasowych położonych w ciepłych strefach klimatycznych. Część rozpuszczonych soli jest tu deponowana w jaskiniach, w niewielkiej odległości od powierzchni morfologicznej. Wobec tego, że za podstawową jednostkę obliczenia denudacji przyjęto powierzchnię zlewni hydrogeologicznej, będziemy zaliczać do denudacji lokalnej te wszystkie procesy, które powodują przemieszczanie cząstek w obrębie takiej zlewni. Natomiast denudacja regionalna zachodzi wówczas, gdy materiał jest transportowany daleko poza zlewnię i deponowany w innych jednostkach morfologicznych. Regionalną jest przede wszystkim denudacja fluwialna oraz częściowo glacialna i eoliczna. Denudacja chemiczna, zarówno krasowa jak i niekrasowa, jest głównie regionalna, z wyjątkiem niektórych obszarów położonych w ciepłych strefach klimatycznych. Na obszarach krasowych umiarkowanych szerokości geograficznych przeważa fluwialny typ denudacji.

UWAGI O PROCESIE ROZPUSZCZANIA WĘGLANÓW

W odróżnieniu od innych skał rozpuszczalnych w wodzie, takich jak siarczany czy chlorki, proces rozpuszczania węglanów jest zjawiskiem skomplikowanym i jak dotąd nie w pełni rozwiązany.

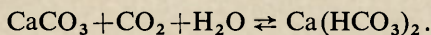
W wodzie chemicznie czystszej, nie zawierającej CO_2 , o temperaturze 25°C , może rozpuścić się tylko $14,3 \text{ mg/l CaCO}_3$. Zachodzą wówczas następujące reakcje:



Dla porównania w tej samej wodzie może rozpuścić się 320 g/l NaCl i 2,1 g/l CaSO₄ (D. S. Sokołow 1962).

Wraz ze wzrostem temperatury wody, nie zawierającej wolnego CO₂, rośnie ilość rozpuszczonego węglanu wapnia (T. Schösing wg O. Lehmana 1932).

W wodzie destylowanej, zawierającej wolny CO₂, równoważny ciśnieniu parcjalnemu CO₂ w atmosferze (0,00032 atm), może się rozpuścić 60 mg/l CaCO₃ w temperaturze 20°C (J. Johnston, E. D. Williamson 1916). Jest to zgodne z reakcją



Zawartość wolnego CO₂ w wodzie maleje wraz ze wzrostem temperatury. Ponieważ rozpuszczanie CaCO₃ w wodzie zależy w wielkim stopniu od zawartości CO₂ a w mniejszym od temperatury (w wodzie pozbawionej wolnego CO₂), podwyższenie temperatury roztworu obniża ilość rozpuszczonego węglanu wapnia.

Rozpuszczenie większej ilości CaCO₃ jest możliwe tylko na skutek zwiększenia koncentracji CO₂ w wodzie lub *p*CO₂ nad lustrem wody (przejście gazowego CO₂ w roztwór określone jest prawem Henry'ego) oraz przez obniżenie temperatury. Maksymalne stężenie CaCO₃ w wodach krasowych, określane na 350–400 mg/l, wymaga równoważnego *p*CO₂ w granicach 0,02–0,1 atm (por. ryc. 21 i 30).

W wodach krasowych o mineralizacji do 0,5 g/l wyróżniano jak dotąd tylko *p*CO₂ i temperaturę, decydujące o granicach rozpuszczania. W wodach o większej mineralizacji działa również aktywność jonowa. Przypuszcza się, że i udział innych czynników, takich jak niektóre mikroelementy (np. stront, ciężka woda) czy mikroorganizmy, przyczynia się bezpośrednio do wzrostu CaCO₃.

J. Johnston i E. D. Williamson w 1916 r. po raz pierwszy stworzyli teoretyczne podstawy systemu równowagi węglanowej: CaCO₃–H₂O–CO₂, chociaż wcześniej tym problemem zajmowało się wielu autorów m. in. G. Bischof (1864), F. W. Clark (1910). Na początku lat trzydziestych J. Tillmans (1932) określił eksperymentalnie granicę nasycenia CaCO₃ w zależności od stężenia CO₂, *pH* i temperatury. W wyniku tych prac wykreślono diagramy równowagi węglanowej, które zostały spopularyzowane pracami F. Trombe'a (1952). Używa się ich powszechnie dla wyrażenia agresywności węglanowej wód (por. ryc. 2–4, 18–20, 26, 39, 40). Założeniem eksperymentów J. Tillmansa było przyjęcie ścisłej zależności między CO₂ i *pH* (w warunkach naturalnych odbiega ono znacznie od założeń teoretycznych – por. rozdz. o Tatrach Zachodnich: Agresywność chemiczna wód). W latach późniejszych rozwinięto badania laboratoryjne nad rozpuszczaniem węglanów. Z jednej strony były to eksperymenty zbliżone do prac J. Tillmansa, modyfikowane nie tylko w zależności od zmiennych przedziałów wartości *p*CO₂, temperatury, ale i różnorodności petrograficznej skał przyjętych do analizy. Z drugiej strony podjęto prace celem rozwiązania kinetyki procesu rozpuszczania. Można tu m. in. wymienić następujące prace: F. F. Łaptiewa (1939); J. Millera (1952); E. B. Sztieriny, E. W. Florowej (1952); F. Trombe'a (1952); N. A. Własowa,

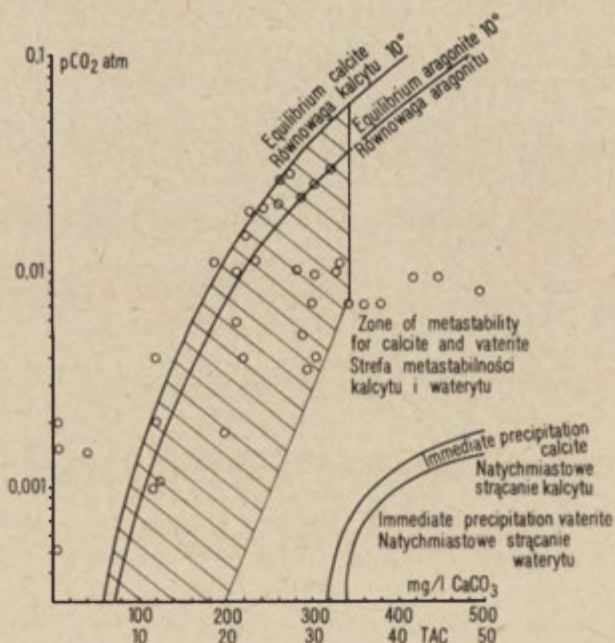
L. G. Kuźnicowej, G. S. Goldyriewa, M. E. Sziszljannikowej (1964); H. Roquesa (1959, 1962, 1963, 1969); L. Swysena (1971) i in.

Rozważania teoretyczne i eksperymenty wymienionych autorów nie odpowiadały jednak na pytania na temat przebiegu procesu rozpuszczania w warunkach przyrodniczych. Owszem, jest już możliwe określenie teoretycznej granicy nasycenia CO_2 dla danej temperatury, ale brak dotąd odpowiedzi, jak szybko będzie przebiegał ten proces i czy w danych warunkach woda faktycznie osiągnie przewidywaną granicę nasycenia.

Aktualny stan wiedzy w omawianej dziedzinie i problemy, jakie stoją przed badaczami zebrane są w pracach H. Roquesa (1969) i C. M. Eka (1969).

AGRESYWNOŚĆ WĘGLANOWA WÓD: POTENCJALNA I FAKTYCZNA

Zawartość wolnego CO_2 w wodzie, aktualne stężenie Ca^{++} oraz jej temperatura decydują o agresywności potencjalnej. Przez agresywność potencjalną danej wody rozumiemy potencjalną zdolność do rozpuszczania określonej ilości węglanów. Proces rozpuszczania może odbywać się kosztem CO_2 , który dostał się do roztworu w czasie alimentacji, tzn. rozpuszczenie trwa dotąd, dopóki nie zostanie zużyty dwutlenek węgla, aż do momentu osiągnięcia równowagi węglanowej: $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} -$



Ryc. 1. Agresywność chemiczna wód krasowych Bułgarii na wykresie Roquesa (wg M. Markowicz, W. Popowa, M. Puliny 1972)

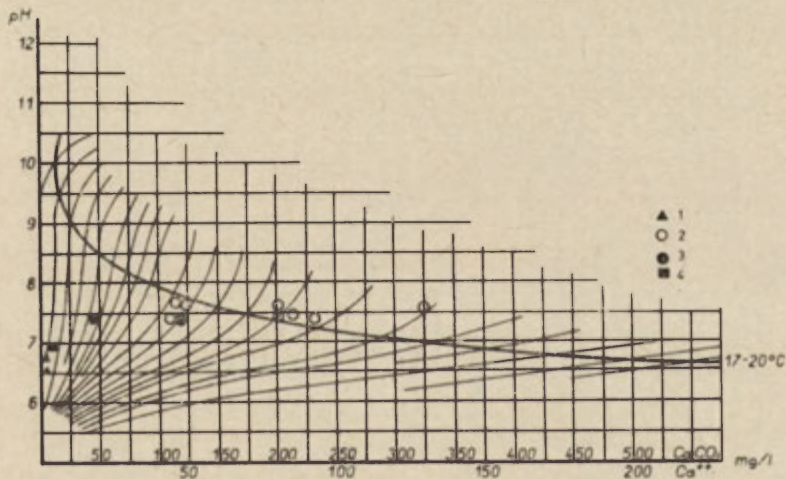
Chemical aggressivity of karst waters of Bulgaria on the Roques diagram, based on M. Markowicz, W. Popow, M. Pulina 1972

— CaCO_3 . W takim wypadku mówimy o zamkniętym układzie rozpuszczania. Proces rozpuszczania może się również odbywać przy zmieniającej się zawartości dwutlenku węgla, regulowanej procesami przyrodniczymi. Mówimy wtedy o układzie otwartym.

Niektóre aspekty procesu rozpuszczania oraz jakościowe i ilościowe jego efekty w układzie zamkniętym zostały wnikliwie zbadane przez większość z cytowanych autorów. Do określenia jakościowej potencjalnej agresywności wody służą tradycyjne wykresy Tillmansa—Trombe'a (1952) lub oparty na nich wykres H. Roquesa (ryc. 1). Są one powszechnie używane w pracach traktujących o agresywności węglanowej z punktu widzenia praktycznego.

Do ilościowego określenia agresywności w układzie zamkniętym stosuje się wykres Tillmansa—Trombe'a z modyfikacją przez C. Schmitta (wg H. Roquesa 1969). Agresywność potencjalną określa się w mg/l CaCO_3 , jakie zdolna jest ta woda rozpuścić do momentu nasycenia, lub w % nasycenia względnego. Jako przykład (ryc. 2) podano obliczenia z obszaru krasowego Pirynu w Bułgarii (M. Markowicz, W. Popow, M. Pulina 1972). Prezentowanej metodzie graficznej odpowiada metoda laboratoryjna z marmurem Hayersa (J. Just, W. Hermanowicz 1964).

Przebieg procesu rozpuszczania w układzie otwartym, najbardziej zbliżonym do warunków naturalnych, nie doczekał się pełnego wyjaśnienia. Trudności wynika-



Ryc. 2. Metoda określenia agresywności chemicznej wód na wykresie Tillmansa-Trombe'a zmodyfikowanym przez Schmitta (wg Roquesa 1969). Kras Pirynu w Bułgarii (M. Markowicz, W. Popow, M. Pulina 1972)

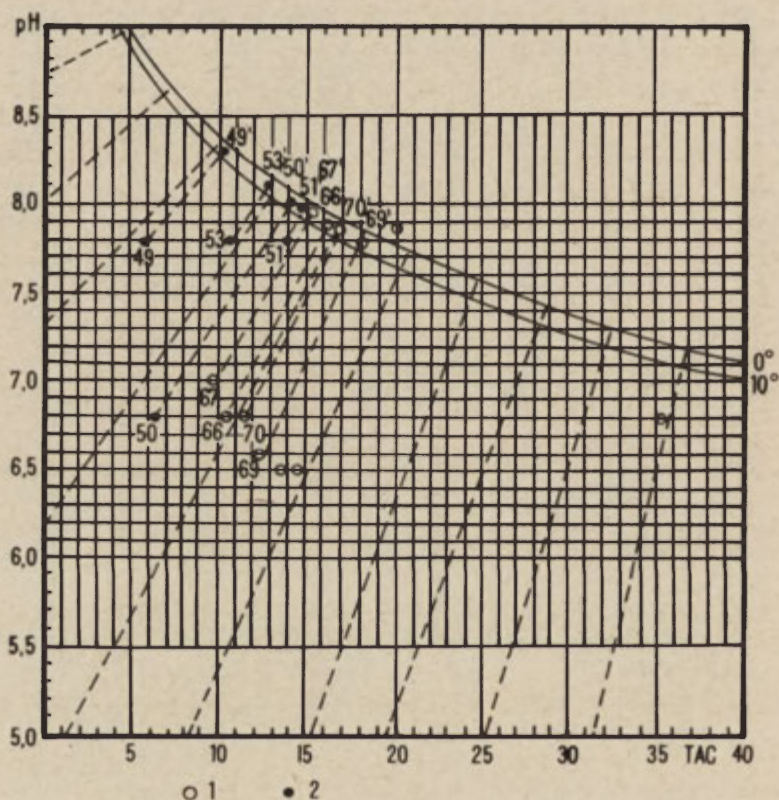
1 — wody roztopowe, 2 — wody w jaskiniach w strefie podpowierzchniowej, 3 — źródła krasowe, 4 — wody niekarasowe

Method of determination of chemical aggressivity of waters on the Tillmans-Trombe diagram modified by Schmitt (after Roques 1969). The Pirin karst in Bulgaria (M. Markowicz, W. Popow, M. Pulina 1972)

1 — meltwaters, 2 — water in caves in the subsurface zone, 3 — karst springs, 4 — non-karst waters

ją ze stałej zmiany własności fizykochemicznych środowiska wzdłuż drogi przepływu wody.

Obserwacje autora przeprowadzone w krasie syberyjskim oraz wyniki eksperymentów Katedry Chemii Nieorganicznej Uniwersytetu w Irkucku (M. Pulina 1968) pozwalają stwierdzić, że wzrostowi zawartości CaCO_3 w wodach opadowych infiltracji pionowej towarzyszy stałe podwyższenie pH wzdłuż linii nachylonej pod kątem ostrym, a najczęściej prostopadle do krzywej nasycenia (na wykresie Tillmansa—Trombe'a). Późniejsze badania w krasie sudeckim, tatrzańskim i w Vercors potwierdziły ten pogląd. Uzyskane wyniki upoważniły autora do zaproponowania metody polegającej na określeniu agresywności węglanowej wzdłuż linii



Ryc. 3. Metoda określenia agresywności chemicznej wód na wykresie Tillmansa-Trombe'a wg M. Puliny (1968). Niektóre wody krasowe Chamar-Dabanu i Alp Tunkińskich na Syberii †
1 — Chamar-Daban, 2 — Alpy Tunkińskie

Method of determination of chemical aggressivity of waters on the Tillmans-Trombe diagram acc. to M. Pulina (1968). Some karst waters of Khamar-Daban and Tunkinskian Alps in Siberia

1 — Khamar-Daban, 2 — Tunkinskian Alps

prostopadłej do krzywej nasycenia. Obliczenia przeprowadza się na zmodyfikowanym wykresie Tillmansa—Trombe'a (ryc. 3), a wynik podaje się w postaci tzw. niedosytu nasycenia w mg/l CaCO_3 lub w TAC przy równoważnym wzroście pH .

Metodę uwzględniającą stały dopływ CO_2 do roztworu zaproponowali H. Roques (1963) i M. Markowicz (1968). Założeniem jej jest wzrost mineralizacji przy stałej wartości pH . Obliczeń dokonuje się na wykresie Tillmansa, a wynik podaje w % aktualnego stopnia nasycenia (ryc. 4).

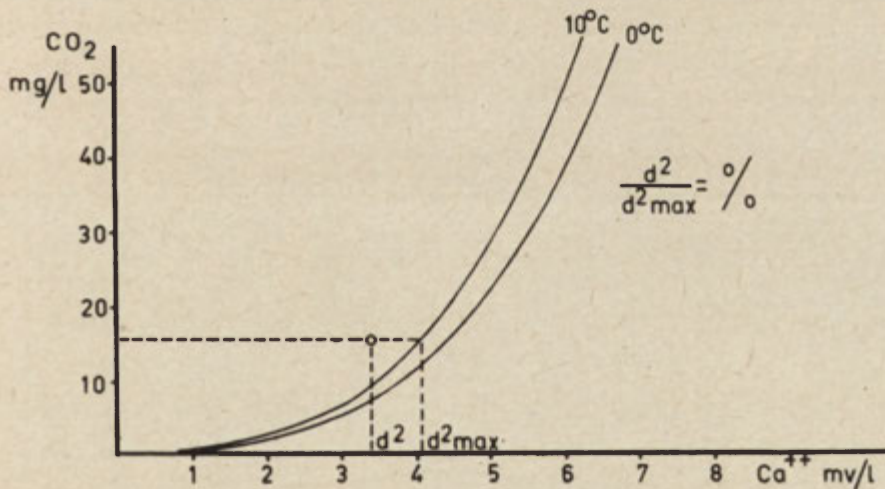
Porównanie trzech metod określenia potencjalnej agresywności chemicznej wód pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków:

1. Podstawą trzech metod jest wykres Tillmansa—Trombe'a. Obliczenia przeprowadza się na drodze graficznej, uzyskując wyniki przybliżone, jednak wystarczające, bowiem linia, wzdłuż której wzrasta mineralizacja w warunkach naturalnych, nie pokrywa się idealnie z kierunkiem wyznaczonym przez którąkolwiek z metod.

2. Największe różnice między metodami otrzymuje się dla wód silnie agresywnych (wody słabo zmineralizowane i o niskich wartościach pH), najmniejsze natomiast dla wód bliskich nasycenia.

3. Określenie faktycznej drogi rozpuszczania w warunkach naturalnych musi opierać się o bezpośrednie pomiary wzdłuż całej drogi, jaką odbywa woda od momentu zetknięcia się ze skałą węglanową aż do opuszczenia masywu krasowego.

Warunki przyrodnicze oraz własności fizykochemiczne wody decydują o tym,



Ryc. 4. Metoda określenia agresywności chemicznej wód na wykresie Tillmansa-Trombe'a wg M. Markowicz (1968). Kras Jury Krakowsko-Częstochowskiej

Method of determination of chemical aggressivity of waters on the Tillmans-Trombe diagram acc. to M. Markowicz (1968). Karst of the Cracow-Częstochowa Jura

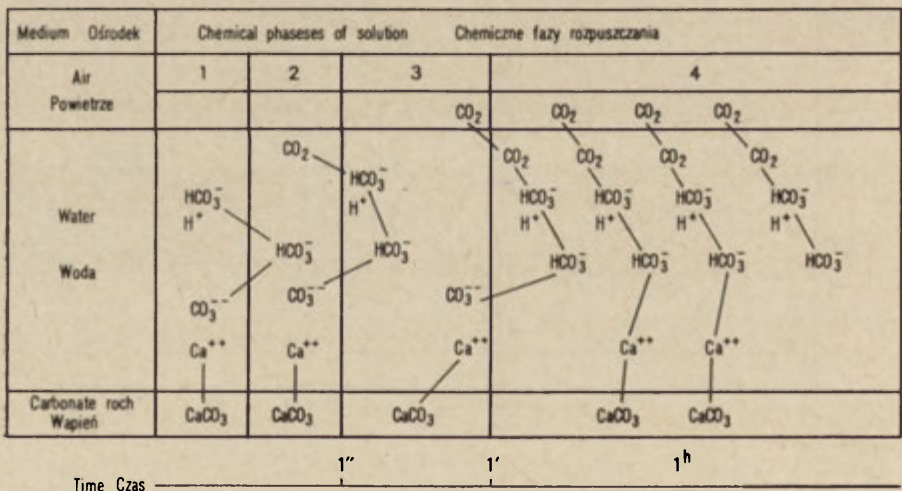
w jakim stopniu zostały wykorzystane potencjalne zdolności do rozpuszczania węglanów (agresywność faktyczna). Miarą agresywności faktycznej może być stosunek agresywności potencjalnej wód inicjalnych do wód opuszczających maszy krasowy, wyrażony w % lub w jednostkach proporcjonalności.

KINETYKA PROCESU ROZPUSZCZANIA

W rozważaniach przedstawionych powyżej nie uwzględniano czynnika czasu. Jest on, obok CO_2 i temperatury, najważniejszym elementem decydującym o procesie rozpuszczania, który zachodzi powoli i w kilku fazach. Dlatego też dziwi nie powinien fakt, że w warunkach przyrodniczych nie stwierdzamy równowagi układu $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O—CaCO}_3$. Aktualne stężenie wolnego CO_2 i CaCO_3 w wodzie jest odbiciem warunków, w jakich znajdowała się badana woda w bliższej czy też dalszej przeszłości.

Prace nad kinetyką procesu rozpuszczania koncentrują się wokół: 1) rozpuszczania w warunkach „idealnych”, nie zaburzonych czynnikami zewnętrznymi; 2) rozpuszczania w określonych typach środowiska naturalnego, przy zmieniających się czynnikach zewnętrznych.

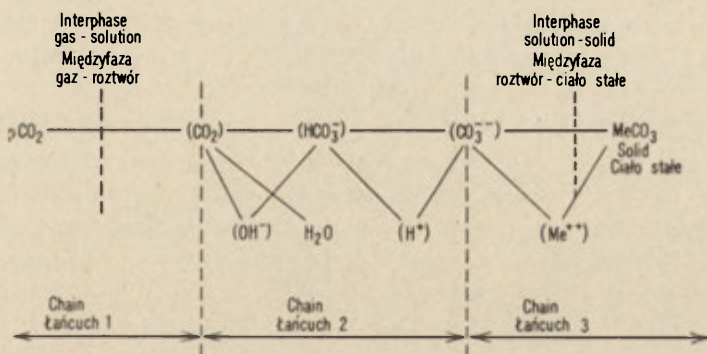
Wyniki studiów nad tym problemem znajdujemy w wybitnych pracach A. Bøgliego (1960) i H. Roquesa (1969). Pierwszy z autorów wydzielił cztery fazy rozpuszczania, oparte na rozważaniach teoretycznych (ryc. 5). Trzy pierwsze, zachodzące w ciągu minuty, decydują o ilości rozpuszczonych węglanów. Drugi z autorów wyróżnia 3 łańcuchy rozpuszczania, poparte eksperymentami laboratoryjnymi i wni-



Ryc. 5. Fazy rozpuszczania wapieni wg Bogli'ego (1960)

Phases of limestone dissolution acc. to Bogli (1960)

kliwymi studiami w warunkach naturalnych. Łańcuchy te przedstawione są w formie blokowej na ryc. 6.



Ryc. 6. Łańcuch rozpuszczania wapieni wg Roquesa (1969)

Limestone dissolution chain acc. to Roques (1969)

Wydzielenie faz czasowych procesu rozpuszczania pozwala na wyciągnięcie wniosków morfogenetycznych i morfoklimatycznych. Czyni to m. in. A. Bogli (1960) na przykładzie mikroform krasu powierzchniowego. Znajomość kinetyki rozpuszczania jest nieodzowna do wyjaśnienia wielkości faktycznej agresywności wód w różnych obszarach krasowych.

POZOSTAŁE CZYNNIKI WPŁYWAJĄCE NA PROCES ROZPUSZCZANIA

Czynniki wpływające na proces rozpuszczania można podzielić na dwie grupy. Pierwsze decydują bezpośrednio o układzie równowagi węglanowej, a przede wszystkim o stężeniu CO_2 w wodzie, drugie są niezależne od tego układu.

Pierwsza grupa czynników jest głównie związana z tymi procesami przyrodniczymi, które dostarczają dodatkowych źródeł CO_2 . Są to przede wszystkim: klimat, procesy biochemiczne, naturalne procesy chemiczne związane z rozkładem różnego typu skał, zjawiska juwenilne czy działalność antropogeniczna. Jeśli znamy ilość dwutlenku węgla dostarczonego do wody, jesteśmy w stanie określić z dużym przybliżeniem, zgodnie z teorią równowagi węglanowej, maksymalne efekty ilościowe rozpuszczania węglanów. Innymi słowy, znajomość teorii równowagi węglanowej określa nam przedział efektów rozpuszczania. Nie możemy jednak w konkretnych warunkach przyrodniczych ustalić, w jakim stopniu został on wykorzystany, tzn. jak wielka jest agresywność faktyczna? Częściową odpowiedź na to pytanie uzyskujemy ze znajomości kinetyki procesu rozpuszczania. Oprócz tego pozostaje wiele przyczyn, których wpływu możemy się tylko spodziewać. Są to przede wszystkim

czynniki strukturalne, morfologiczne i hydrogeologiczne oraz te, które są związane z pewnymi własnościami fizykochemicznymi wód. Możemy je wymienić w kolejności: skład chemiczny ługowanej skały węglanowej, jej stopień spękania (wielkość powierzchni zwilżania), szybkość filtracji wód w poszczególnych strefach hydrogeologicznych i z tym związana głębokość strefy vadose, udział jonów niewęglanowych w wodzie, w tym i tych, które występują w mikrostrężeniach.

Znane są prace podejmujące niektóre z wymienionych problemów. Najczęściej jest badana tzw. odporność chemiczna skał węglanowych w zależności od ich składu chemicznego i gęstości spękań. Dokonywano tego bądź na drodze eksperymentów laboratoryjnych, bądź też przez bezpośrednią obserwację terenową. Jako przykład prac laboratoryjnych można wymienić studia prowadzone pod kierownictwem N. A. Własowa (1964) na Uniwersytecie Irkuckim, w wyniku których stwierdzono niższą odporność chemiczną silnie spękanych dolomitów od czystych, ale litych wapieni. Bezpośrednie studia terenowe nad odpornością różnych skał węglanowych są powszechnym tematem wielu opracowań poświęconych morfologii krasu. Niestety większość z nich, nawet takich, które rozpatrują udział innych czynników, pozostaje w sferze dociekań jakościowych. Dlatego nie znamy pełnej odpowiedzi na pytanie, jaki jest udział poszczególnych czynników w wykorzystaniu potencjalnych zdolności korozyjnych wód w masywach krasowych.

OBIEG WODY NA OBSZARACH KRASOWYCH

O denudacji chemicznej masywu węglanowego decyduje nie tylko intensywność procesu rozpuszczania, ale również odprowadzenie rozpuszczonej masy. Woda, najważniejszy środek transportu chemicznego, posiada ograniczoną pojemność węglanową, regulowaną prawami równowagi węglanowej $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{O—CaCO}_3$. Pojemność węglanowa wód zmienia się wzdłuż drogi przepływu. Do określenia transportu rozpuszczonych soli jest niezbędna znajomość obiegu wody w masywach krasowych. Schemat takiego obiegu został przedstawiony na ryc. 7.

W masywach krasowych krążą dwa genetycznie różne typy wód:

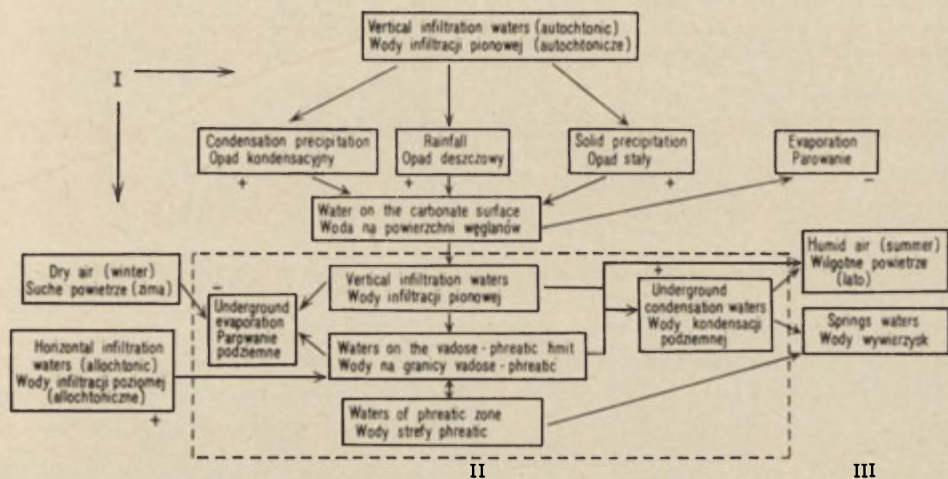
1 — autochtoniczne — wody atmosferyczne (opad deszczowy, śnieżny, kondensacyjny), które działają na powierzchni wapieni i infiltrują pionowo w głąb masywu. Nazywamy je również wodami infiltracji pionowej;

2 — allochtoniczne — wody strumieni powierzchniowych (z obszarów niekrasowych lub sąsiednich obszarów krasowych), wpływające w masyw węglanowy najczęściej na poziomie dna doliny. Zaliczamy do nich również podziemne wody infiltrujące z przygranicznych, spękanych skał niekrasowych. Wśród wód allochtonicznych przeważają wody rzeczne, przepływające poziomymi kanałami tranzytowymi przez masywy węglanowe i dlatego określamy je również jako wody infiltracji poziomej.

Wody autochtoniczne krążą w strefie vadose¹, allochtoniczne najczęściej w strefie przejściowej na granicy vadose i phreatic. Mieszanie się obydwu typów wód następuje na granicy tych stref.

Dodatkowym źródłem wody w masywach węglanowych jest kondensacja pary wodnej. Zaliczamy ją do wód autochtonicznych.

Morfologia oraz stosunki hydrogeologiczne masywów krasowych decydują o tym, które typy wód przeważają. Na dużych obszarach krasowych oraz w mniejszych masywach, ale izolowanych, przeważają wody infiltracji pionowej. Natomiast w „krasie wyspowym” (por. rozdz. o krasie Sudetów), szczególnie na obszarach górskich, oraz w krasie rozwiniętym w seriach typu geosynklinalnego młodych gór fałdowych (por. rozdz. o krasie Tatr Polskich) przeważają wody infiltracji poziomej. Każdy z typów wód ma swój udział w ablacji krasowej. Wody infiltracji pionowej atakują powierzchnię wapieni, wody allochtoniczne tworzą poziome ciągi jaskiń.



Ryc. 7. Obieg wody w obszarach krasowych

I – wody zewnętrzne dopływające do masywu krasowego, *II* – wody wewnątrz masywu krasowego, *III* – wody opuszczające masyw krasowy

Water circulation in karst areas

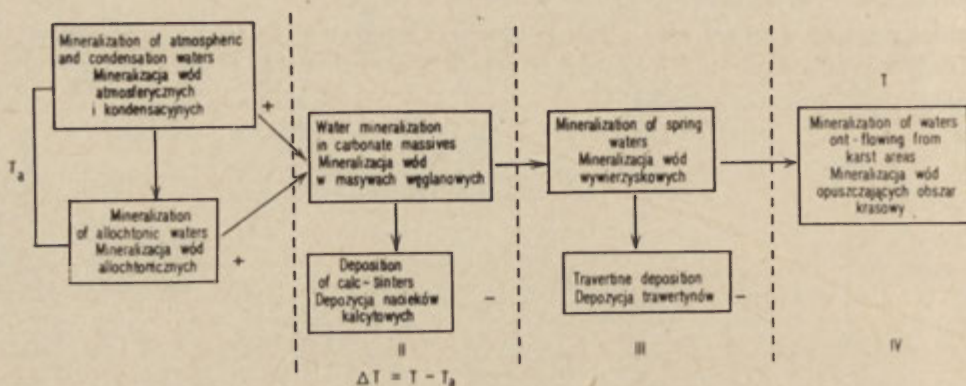
I – external waters inflowing to the karst massif, *II* – waters inside the karst massif, *III* – waters leaving the karst massif

W badaniach ilościowych efektów denudacji krasowej jest konieczna znajomość masywu krasowego. Po stronie dodatniej takiego bilansu mamy wody autochtoniczne i allochtoniczne infiltrujące masyw, natomiast po stronie strat – wody wy-

¹ Vadose (strefa wadyczna) – strefa wód grawitacyjnych w masywach krasowych. Phreatic (strefa freatyczna) – strefa nasycenia, w której woda działa pod ciśnieniem hydrodynamicznym (terminologia wg R. Gradzińskiego 1962; J. Rudnickiego 1958, 1967; Z. Wójcika 1960 i in.).

wierzysk i źródeł. Ponadto wewnątrz masywu zachodzi zarówno proces parowania wód (najczęściej w strefie dynamicznej jaskiń² w czasie wpływu suchego powietrza w okresie zimowym), jak i kondensacji (w strefie statycznej jaskiń). W cyklach wieloletnich masy wód dopływających i odpływających winny się zbilansować. Natomiast w pojedynczych latach hydrologicznych mogą występować znaczne różnice, wynikające ze skomplikowanej hydrogeologii. Dotyczy to głównie zapełnienia zbiorników podziemnych objętych strefą phreatyczną (por. rozdz. o Wyżynie Kras).

Na rycinie 8 przedstawiono rozkład mineralizacji różnych typów wód w bilansie rozpuszczania $\Delta T = T - T_a$ (por. rozdz. o ilościowych metodach badania denudacji).



Ryc. 8. Mineralizacja wód w masywach krasowych ($\Delta T = T - T_a$)

I – wody zasilające masyw krasowy, *II* – wody wewnątrz masywu, *III* – wody wywierzysk bezpośrednio przy wypływach, *IV* – wody opuszczające masyw krasowy

Mineralization of waters in karst massif ($\Delta T = T - T_a$)

I – waters recharging the karst massif, *II* – waters inside the massif, *III* – vaucluse spring waters directly at the outflows, *IV* – waters leaving the karst massif

Z analizy tej ryciny widać, że efekt ilościowy transportu rozpuszczonej masy jest zależny od mineralizacji wód zasilających masyw i wielkości depozycji ($\Delta T = T - T_a$). Przykłady bilansu rozpuszczania i transportu w wodach infiltracji pionowej, oparte na założeniach niniejszego schematu, zob. na ryc. 18, 20, 22, 26, 27, 34, 39 i 40.

IŁOŚCIOWE METODY BADANIA DENUDACJI CHEMICZNEJ

Efekty procesów denudacyjnych na obszarach krasowych wyrazić możemy zarówno w formie jakościowej, jak i ilościowej. Pierwsza z nich, szeroko stosowana przez geomorfologów, prowadzi do klasyfikacji form krasowych, ich genezy i etapów rozwoju reliefu krasowego w ramach cyklu denudacyjnego. Dobrym przykładem są klasyczne prace J. Cvijica (1895), L. Sawickiego (1908), E. A. Martela (1921),

² Strefy mikroklimatyczne jaskiń na przykładzie krasu tatrzańskiego zostały omówione w pracach M. Pulina (1968), M. Pulinowa, M. Pulina (1972).

czy też najnowsze, traktujące o morfologii krasu (P. Birot 1966) — szczególnie tropikalnego, zebrane przez J. Corbela i R. Muxarta (1970). Chociaż ilość tego typu opracowań jest duża i stale rośnie, przyczyniają się one tylko w niewielkim stopniu do weryfikacji starych poglądów na temat cyklu denudacyjnego w krasie. Szczególnej rewizji wymaga bowiem ustalenie absolutnego wieku tego cyklu czy też intensywności rozwoju reliefu krasowego w warunkach współczesnych, jak i paleogeograficznych. Rozwiązania tych problemów spodziewać się można po uzyskaniu wyników badań ilościowych w krasie, które skierują również na właściwą drogę opracowania jakościowe.

Próby ilościowego ujęcia niszczenia obszarów krasowych od dawna frapowały badaczy. Wzmianki na ten temat znajdujemy już w wyżej cytowanych opracowaniach klasycznych. W końcu lat osiemdziesiątych ubiegłego wieku W. Mc Kenny Huges (1886) i J. G. Goodchild (1890) określali wielkość niszczenia obszarów wapiennych północno-zachodniej Anglii (wg M. M. Sweeting 1966). W pierwszych latach naszego wieku R. B. Dole i H. Stabler (1909) opracowują denudację chemiczną wielkich rzek Ameryki Północnej, w tym i obszarów krasowych. W roku 1929 E. Eriksson określa denudację chemiczną w Szwecji (1929). Badania współczesne D. Livingstone'a (1963), S. Judsona i D. F. Rittera (1964) rozszerzają wiadomości o denudacji chemicznej Ameryki Północnej i potwierdzają wyniki swych poprzedników.

Właściwy rozwój badań chemicznej denudacji krasowej notujemy dopiero z początkiem lat pięćdziesiątych, z chwilą opracowania dobrych metod polowych badań hydrochemicznych. Pierwszym autorem, który przedstawił wzór matematyczny do obliczenia wielkości denudacji krasowej, był J. Corbel (1957). Inne wzory oparte o tę ideę przedstawiają M. Pulina (1964); G. E. Groom, V. H. Williams (1965); I. Gams (1966a); P. Habič (1968).

Równoległe z badaniami denudacji krasowej rozwijają się metody badań denudacji w ogóle. Z jednej strony określają one wskaźniki niszczenia powierzchni Ziemi na podstawie wielkości transportu rozpuszczonych soli i cząstek mineralnych, z drugiej — wielkość współczesnej depozycji materiału w zbiornikach śródlądowych czy morskich. Ilość prac traktujących o tych problemach jest już ogromna. Spośród nich należy wymienić: F. Fourniera (1960); N. M. Strachowa (N. M. Strakhov 1967), autorów przedstawiających wyniki rozkładu denudacji na powierzchni Ziemi, oraz pracowników Instytutu Lamota w USA, zajmujących się współczesną sedymentacją morską (D. B. Ericson, G. Wollin 1968).

Mimo dużej ilości publikacji o denudacji krasowej daje się zauważyć brak pełnego opracowania tego problemu za pomocą jednej pewnej, sprawdzonej metody. Teza J. Corbela o aktualnym niszczeniu obszarów krasowych w różnych strefach klimatycznych nie wytrzymuje już obecnie krytyki i wymaga weryfikacji, szczególnie na obszarach zimnych i tropikalnych. W wielu innych pracach zawarte są wiadomości o regionalnych wskaźnikach denudacji, obliczone różnymi, często nieporównywalnymi metodami.

W poprzednim rozdziale stwierdzono, że ablacja krasowa wywołana jest przez wody autochtoniczne i allochtoniczne. Pierwszy typ wód decyduje o denudacji powierzchniowej i podpowierzchniowej, drugi o ablacji wewnętrznej.

Za jednostkę denudacji powierzchniowej przyjęto średnią grubość zdartej warstwy w mm/1000 lat, która odpowiada $\text{m}^3/\text{km}^2\text{rok}$. Ablację wewnętrzną najlepiej wyrażać w $\text{m}^3/\text{km}^2\text{rok}$. Wobec trudności określenia objętości skał krasowych przyjęto jednostkę $\text{m}^3/\text{km}^2\text{rok}$.

METODA HYDROMETRYCZNA

Denudację krasową można przedstawić następująco:

$$D = f(T, Q, \alpha),$$

gdzie T — ilość rozpuszczonych skał węglanowych zawartych w wodzie odpływającej z obszaru krasowego, Q — ilość tej wody, α — współczynnik.

Na obszarach krasu węglanowego funkcja ta ma następujący obraz (M. Pulina 1964, 1966):

$$(1) \quad D_m = 12,6 \frac{\Delta T \cdot Q}{P}$$

lub

$$(2) \quad D_m = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q,$$

gdzie

$$(3) \quad q = 1000 \frac{Q}{P},$$

$$(4) \quad \Delta T = T - T_a,$$

D_m — mm/1000 lat lub $\text{m}^3/\text{km}^2\text{rok}$, 12,6 — współczynnik α (średnia wartość dla skał węglanowych, siarczkowych i chlorkowych — tab. 1), T — średnia roczna mineralizacja wód po opuszczeniu obszaru krasowego w mg/l (może to być zawartość CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) — T_{CaCO_3} , pełna mineralizacja — $T_{\Sigma M}$, czy zawartość innych soli), T_a — średnia roczna mineralizacja wód zasilających obszar krasowy (wody opadowe, wody allochtoniczne) w mg/l, Q — debit średni roczny w m^3/s , q — spływ jednostkowy wody w l/s km^2 , P — powierzchnia zlewni podziemnej w km^2 .

Wzory (1) i (2) podają wielkość denudacji w jednostkach objętościowych. Jeśli chcemy wyrazić ją w jednostkach wagowych, zmienia się współczynnik z 12,6 na 31,5.

$$(5) \quad D_t = 31,5 \frac{\Delta T \cdot Q}{P}$$

$$(6) \quad D_t = 0,0315 \Delta T \cdot q,$$

gdzie D_t — t/ km^2rok .

Tabela 1. Współczynnik a do wzorów hydrometrycznych (1), (2), (7), (8) dla wybranych typów skałCoefficient a to hydrometric equations for evaluated types of rocks

Skaly Rocks	Ciężar właściwy g/cm ³ Specific g.	a	Skaly Rocks	Ciężar właściwy g/cm ³ Specific g.	a
marmury i wapienie marbles and limestones	2,7	11,7	granity granites	2,7	11,7
dolomity dolomites	2,8	11,3	gnejsy gneisses	2,7	11,7
kreda chalk	2,6	12,2	bazalty basalts	2,9	10,9
gipsy gypsum	2,3	13,7	skały krystaliczne (średnia) crystalline rocks (mean)	2,7	11,7
anhidytry anhydrites	2,9	10,9	piaskowce sandstones	2,7	11,7
sól kamienna rock salt	2,2	14,4	gleby topsoils	2,3–2,7	11,7–13,7
węglany, siarczany, chlorki (średnia) carbonates, sulphates, chlorides (mean)	2,5	12,6	beton concrete	1,4	22,8
			cement cement	2,8	11,3

Wzór (2) wyrazić możemy również w formie graficznej (ryc. 9).

Do określenia ilości usuniętej skały węglanowej bez względu na powierzchnię (tzw. spływ jonowy) zlewni służą wzory:

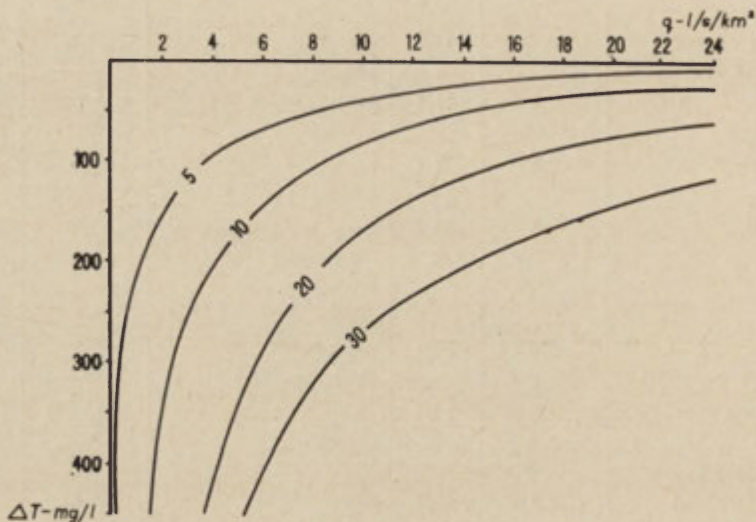
$$(7) \quad A_m = 12,6 \Delta T \cdot Q \quad \text{lub} \quad A_m = 0,03456 \Delta T \cdot Q \cdot t,$$

$$(8) \quad A_t = 31,5 \Delta T \cdot Q \quad \text{lub} \quad A_t = 0,0864 \Delta T \cdot Q \cdot t,$$

gdzie A_m — m³/rok, A_t — t/rok, t — ilość dni.

Założeniem metody hydrometrycznej jest bezpośrednie określenie parametrów wchodzących do powyższych wzorów. Badania takie można wykonać tylko na obszarach dobrze poznanych pod względem hydrologicznym, najlepiej w małych zlewniach hydrogeologicznych, jednolitych pod względem geomorfologicznym, tak aby uzyskane wskaźniki denudacji były reprezentatywne dla większego obszaru.

Określenia parametrów hydrometrycznych dokonywano metodami standardowymi. Objętość przepływu wody określano za pomocą przelewów cechowanych (prostokątnych i trójkątnych), młynkiem hydrometrycznym, metodą chemiczną, workiem polietylenowym lub też mniej dokładnymi metodami pływakowymi. Większość badanych zlewni posiadała sieć wodowskazową i wieloletnie serie pomiarów przepływu. Pomiar hydrometryczny służyły do określenia średniej rocznej wielkości odpływu z badanej zlewni hydrogeologicznej (Q). Wielkość spływu jednostkowego



Ryc. 9. Obraz graficzny wzoru (2): $D_m = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q$, $D_m = \text{m}^3/\text{km}^2 \text{ rok}$ lub $\text{mm}/1000 \text{ lat}$, $\Delta T = \text{mg}/\text{l}$, $q = \text{l}/\text{s km}^2$

Representation of formula (2): $D_m = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q$, $D_m = \text{m}^3/\text{km}^2 \text{ year}$ or $\text{mm}/1000 \text{ years}$, $\Delta T = \text{mg}/\text{l}$, $q = \text{l}/\text{s km}^2$

wód określano wzorem (3), przy założeniu, że powierzchnia zlewni jest jej rzutem poziomym.

Równoległe prowadzono analizy chemiczne wód. Dokonywano je w terenie przy pomocy laboratorium polowego, bezpośrednio po pobraniu próby, przy charakterystycznych stanach wód, by określić możliwie najdokładniej ich średnią roczną mineralizację (T). Analiza chemiczna wody obejmowała oznaczenie następujących jonów: kationy Ca^{++} , Mg^{++} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (z różnicy anionów i kationów), aniony HCO_3^- , SO_4^{--} , Cl^- . Ponadto mierzono oporność właściwą metodą konduktometryczną (ρ_{18}), i przy jej pomocy globalną mineralizację (suchą pozostałość), pH oraz oznaczano zawartość wolnego CO_2 .

METODA KLIMATYCZNA

Największą trudność przy badaniu denudacji stwarza ustalenie ilości wody przepływającej przez dany obszar. Metoda klimatyczna J. Corbela pozwala wyznaczyć tę wielkość z równania bilansu: opad — parowanie. Ablację określa następujący wzór (J. Corbel 1957):

$$(9) \quad X = \frac{4 \cdot E \cdot T}{100},$$

gdzie X — ablacja krasowa w $\text{m}^3/\text{km}^2\text{rok}$ lub $\text{mm}/1000$ lat, E — faktyczna ilość wody przepływającej przez badany obszar krasowy w dcm ($E = \text{opad} - \text{parowanie}$), T — zawartość CaCO_3 w mg/l . Dokładny opis tej metody oraz przykłady jej stosowania podaje w swych pracach J. Corbel (1957, 1959, 1964).

KRÓTKI PRZEGLĄD INNYCH METOD

Idea J. Corbela, stwarzająca możliwość matematycznego ujęcia denudacji chemicznej w krasie, natchnęła innych badaczy do opracowania własnych wzorów. A oto krótki ich przegląd:

G. E. Groom i V. H. Williams (1965)

$$(10) \quad X = \frac{M}{S \cdot a \cdot 10^6},$$

gdzie X — ilość rozpuszczonych wapieni w $\text{m}^3/\text{km}^2\text{rok}$, M — masa usuniętych wapieni w g/rok , S — ciężar właściwy wapieni w g/cm^3 , a — powierzchnia w km^2 .

I. Gams (1966a)

$$(11) \quad I = Q_s(6,6N\text{Ca} + 4,7N\text{Mg}) \frac{31,5}{10^{-3}} V,$$

gdzie I — korozja w $\text{m}^3/\text{km}^2\text{rok}$, $N\text{Ca}$ — twardość kalcytowa w stopniach niemieckich (dH), $N\text{Mg}$ — twardość magnezowa w stopniach niemieckich, Q_s — spływ z dorzecza w l/km^2 rok, V — współczynnik dla wód powierzchniowych w okresie powodzi.

P. Habič (1968)

$$(12) \quad A = \frac{4 \cdot qm \cdot K \cdot 31,5}{10},$$

gdzie A — objętość rozpuszczonych i odprowadzonych skał, qm — spływ jednostkowy w l/s km^2 , K — zawartość węglanów w mg/l .

N. W. Rodionow (wg G. A. Maksimowicza 1964)

$$(13) \quad A = \frac{v}{V} \cdot 100,$$

gdzie A — objętość rozpuszczonej skały w % za okres 1000 lat, v — objętość rozpuszczonej skały, V — ogólna objętość skał rozpuszczalnych w masywie.

Porównanie powyższych wzorów z klasycznym wzorem J. Corbela skłania nas do następujących refleksji: 1) różnice między wzorami wynikają z przyjęcia różnych jednostek na ilość wody, jej skład chemiczny i in.; 2) jednostką wielkości denudacji we wszystkich wzorach jest m^3/km^2rok , z wyjątkiem N. W. Rodionowa (I. Gams jako jedyny z autorów wprowadził dodatkowy współczynnik v); 3) wszystkie wzory określają wielkość denudacji na podstawie zawartości węglanów, przy ciężarze właściwym $2,5 g/cm^3$; 4) niestety żaden ze wzorów nie pozwala określić pełnej denudacji chemicznej, obliczonej z sumy wszystkich soli zawartych w wodzie, nie uwzględnia ilości soli allochtonicznych dostających się spoza badanego obszaru ani też nie pozwala obliczyć osobno denudacji wywołanej infiltracją pionową, jak i poziomą wód; 5) we wszystkich wzorach przyjmuje się identyczne parametry do obliczenia denudacji chemicznej jak we wzorze J. Corbela i dlatego wyniki są obarczone tymi samymi błędami.

Obok matematycznego ujęcia współczynnika denudacji chemicznej stosowane są przez hydrochemików metody określenia tzw. „spływu jonowego”. Polegają one na obliczeniu sumy jonów transportowanych przez rzeki. Wynik wyraża się najczęściej w t/rok lub t/km^2 zlewni. Obliczenie spływu jonowego jest stosowane w wielu krajach, m. in. w Stanach Zjednoczonych (S. Judson, D. F. Ritter 1964; L. B. Leopold, M. G. Wolman, J. P. Miller 1964; D. Livingstone 1963; J. P. Miller 1961; D. E. White, J. D. Hem, G. A. Waring 1963), w Związku Radzieckim (O. A. Alekin 1970; P. F. Boczkariw 1959; E. A. Krotowa 1956; E. A. Łusznikow 1963; E. A. Łusznikow, G. G. Żidkowa 1964; G. A. Maksimowicz 1963 i in.).

Poza powyższymi metodami znane są próby bezpośredniego określenia grubości zdartej powierzchni skał węglanowych. Polegają one na porównaniu powierzchni zdegradowanej z elementami, które nie uległy zniszczeniu. Jako przykład takiego udanego opracowania można wymienić pracę A. Bögliego (1961). Obliczył on wielkość zdartej powierzchni w masywie Marenberg (Szwajcaria centralna) w stosunku do „stołów wapiennych” (Karrentische), które zachowały pierwotną powierzchnię pod blokami eratycznymi. Znając wiek osadzenia tych bloków, obliczono wskaźnik denudacji na około $15 mm/1000$ lat.

UWAGI KRYTYCZNE O METODACH

Metody hydrometryczne gwarantują uzyskanie wyników najbardziej zbliżonych do rzeczywistości. Niestety stosowanie ich jest możliwe tylko tam, gdzie: 1) dobrze określono podziemne granice zlewni, 2) istnieje sieć posterunków wodowskazowych,

3) wykonuje się często analizy chemiczne wód, i to zaraz po pobraniu próby, 4) zlewnia obejmuje jednolitą jednostkę regionalną.

Metoda hydrometryczna pozwala również osobno określić wielkość denudacji przypadającej na wody infiltracji pionowej oraz poziomej i podać bilans całkowitej ablacji krasowej. Przy jej pomocy można obliczyć również wielkość odprowadzonej, rozpuszczonej masy skalnej.

Zdaniem autora wszelkie podstawowe prace zmierzające do określenia wielkości denudacji regionalnej winny opierać się o metody hydrometryczne, a dopiero na ich podstawie można wyprowadzać metody pośrednie.

Metody klimatyczne mają tę zaletę, że poza określeniem średniej zawartości węglanów w wodach nie wymagają uciążliwej pracy terenowej nad ustaleniem parametrów hydrometrycznych. Zakładają bowiem, że woda atakująca obszar krasowy pochodzi wyłącznie z opadów atmosferycznych. A zatem metodami tymi można badać wyłącznie skutki infiltracji pionowej. Nie uwzględniają one wód infiltracji poziomej — allochtonicznych, które są zależne przede wszystkim od czynników regionalnych. Trudności z określeniem parowania terenowego sprawiają, że niekiedy uzyskuje się wyniki obciążone tak dużym błędem (którego nie sposób przewidzieć), że to dyskwalifikuje te metody. Nie można ich stosować tam, gdzie parowanie jest wyższe od opadów, np. w krasie Platformy Irkuckiej. Parowanie efektywne jest tu wyższe od opadów atmosferycznych. Jest to możliwe dlatego, że są one zasilane podziemnie przez wody pochodzące z obszarów krystalicznych Wschodniego Sajanu (M. Pulina 1968). Stwierdzono, iż najlepsze wyniki uzyskuje się tymi metodami w strefie klimatu umiarkowanego.

Zarówno metody hydrometryczne, jak i klimatyczne podają tylko średnią wielkość niszczenia powierzchni skał rozpuszczalnych. Nie precyzują one jednak, jakie jest nasilenie tego procesu w poszczególnych częściach badanego obszaru. Istnieje tu wprawdzie teoretyczna możliwość zagęszczenia sieci pomiarowych, ale w praktyce jest ona trudno osiągalna wobec niedostępności wnętrza masywów krasowych. W takich wypadkach napotykaemy znaczne trudności wobec braku metod badania lokalnej denudacji chemicznej. Pomóc nam może w tym analiza własności fizykochemicznych wód, a w szczególności agresywność chemiczna. Jest to jednak metoda szacunkowa.

PRZYDATNOŚĆ METODY HYDROMETRYCZNEJ DO BADANIA DENUDACJI CHEMICZNEJ I MECHANICZNEJ, KRASOWEJ I NIEKRASOWEJ

Dla określenia wagi usuwanych skał, zarówno w formie rozpuszczonej jak i mineralnej, służą wzory (5), (6), (8). Bez względu na typ skały współczynnik α jest stały (31,5 i 0,0315). Natomiast dla określenia objętości denudowanych skał i grubości zdartej warstwy powierzchniowej stosuje się wzory (1), (2), (7), w których trzeba uwzględnić współczynnik α , odrębny dla każdego typu skały. Różnice wyników są stosunkowo niewielkie i w skrajnych wypadkach osiągają 14%. Dlatego

też przy obliczaniu denudacji chemicznej, jak i mechanicznej można stosować współczynniki reprezentatywne dla obszarów krasowych ($\alpha = 12,6$). W przypadku denudacji mechanicznej $T =$ waga materiału zawieszono i wleczono w g/m^3 .

Szczególnie przydatne do obliczenia wielkości transportu chemicznego i mechanicznego w rzekach i źródłach są wzory (7) i (8). Mogą one znaleźć szerokie zastosowanie przy badaniu wielkości zamulenia zbiorników retencyjnych, szybkości narastania osadu chemicznego w rzekach i in.

LABORATORIUM CHEMICZNE

Założeniem hydrometrycznej metody określenia denudacji chemicznej jest wykonanie reprezentatywnej serii pomiarów terenowych. Poza pomiarami hydrometrycznymi, wykonywanymi ogólnie znanymi sposobami, najwięcej trudności przysparzają analizy chemiczne wód, które winny być wykonywane w terenie. Większość badań analitycznych wymaga bowiem zaplecza w postaci dużych, dobrze wyposażonych laboratoriów chemicznych. Autor wspólnie z mgr M. Markowicz (Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego) i mgr G. Gallo (CNRS — Lyon) opracował metodę terenowych analiz fizykochemicznych wód w skali półmikrochemicznej, przydatną do celów geomorfologicznych (M. Markowicz, M. Pulina 1970). Większość danych analitycznych przedstawionych w niniejszej pracy została otrzymana za jej pomocą. Zalety prezentowanej metody to: 1) możliwość wykonania podstawowych oznaczeń w terenie, 2) niewielki ciężar całego laboratorium polowego (do kilkanastu kilogramów), 3) łatwość obsługi i szybkość oznaczeń, 4) możliwość indywidualnego wykonania laboratorium przy niewielkich nakładach finansowych.

Przy pomocy tego laboratorium oznaczono ilościowo jony Ca^{++} , Mg^{++} , HCO_3^- , SO_4^{--} , Cl^- , pH, wolny CO_2 , SiO_2 oraz pełną mineralizację metodą konduktometryczną.

Część analityczna

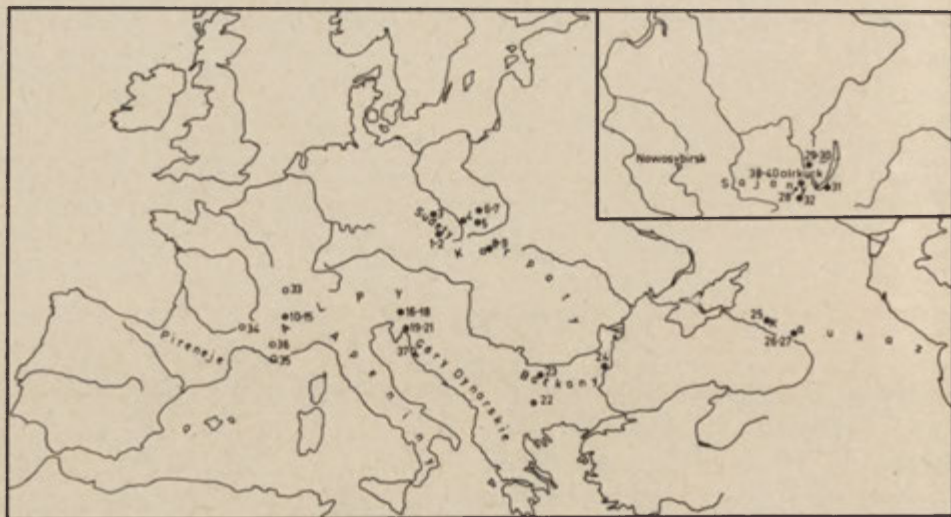
UWAGI WSTĘPNE

Badane przez autora obszary krasowe reprezentują trzy typy morfologiczne: kras wysokogórski, średniogórski i wyżynny, położone w Europie i we Wschodniej Syberii (ryc. 10). Objęte są one dwiema poziomymi strefami klimatycznymi³: subtropikalną (wybrzeże Morza Śródziemnego i Czarnego) i umiarkowaną z odmianą ciepłą, przejściową i zimną z wieloletnią zmarzliną. Badane były obszary tektoniki alpejskiej (Alpy Zachodnie: Francuskie Alpy Wapienne, Prealpy Francuskie; Alpy Wschodnie: Julijskie; Tatry Zachodnie; Kaukaz Zachodni; Dynary: Velebit), płyty i średnie góry mezozoiczne oraz trzeciorzędowe (Płyta Prowansalska, Grande Cousse, Ardeche, Wyżyna Kras, Stara Płanina, platforma Dobrudży, Kras Morawski, Jura Krakowsko-Częstochowska, Wyżyna Śląska), stare platformy paleozoiczne (platforma Irkucka) oraz stare prekambryjskie lub staropaleozoiczne masywy z marmurami (masyw Pirynu, Sudety, Alpy Tunkińskie we Wschodnich Sajanych i Chamar-Daban nad Bajkałem).

Obliczenia ablacji krasowej przeprowadzono na 32 obszarach krasowych (40 zlewni hydrogeologicznych). W alpidach było ich 18, w młodych platformach 5, w starych platformach 3 i w starych masywach 6. Badaniami hydrogeologicznymi i geomorfologicznymi objęto także wymienione wyżej regiony krasowe. Zbyt szczupłe materiały hydrologiczne i hydrochemiczne nie pozwoliły autorowi przeprowadzić obliczeń denudacji dla wszystkich obszarów. Natomiast wyniki badań rozszerzyły wiedzę na temat agresywności chemicznej wód krasowych w różnych strefach klimatycznych, rozkładu korozji w profilu pionowym masywów węglanowych, typologii reliefu krasowego, genezy form krasowych czy wypracowania metod badawczych.

Ponadto autor miał możliwość zapoznania się z niektórymi innymi obszarami krasowymi. Miało to miejsce bądź na konferencjach naukowych (Słowacki Kras, kras Sudetów Czeskich, południowa Francja, Wyżyna Kras, Dynary, niektóre obszary krasowe azjatyckiej części ZSRR) bądź podczas indywidualnych wyjazdów z badaczami krasowymi, bądź też w trakcie wypraw do jaskiń.

³ Klasyfikację stref klimatycznych oraz ich granice oparto na pracach B. P. Alisowa (1950, 1964).



Ryc. 10. Lokalizacja badanych obszarów krasowych

1 — 32 — obszary, w których prowadzono badania hydrochemiczne i określono denudację chemiczną metodą hydrometryczną (numeracja zgodna z tab. 16); 33—40 — obszary, w których prowadzono badania hydrochemiczne, ale nie określono denudacji chemicznej: 33 — Jura Francuska, 34 — Masyw Centralny, 35 — Calanque, 36 — Prowansja, 37 — Velebit w Dynarach, 38 — Dolina Wielka Iret, 39 — doliny: Unga i Zalari, 40 — Suchodół Melhituj i Szalota

Lokalizacja of karst areas investigated

1—32— areas where hydrochemical investigations were performed and where chemical denudation was determined by hydrometric method (numbering according to Table 16); 33—40 — areas where hydrochemical investigations were performed without determining chemical denudation: 33 — French Jura, 34 — Massif Central, 35 — Calanque, 36 — Provence, 37 — Velebit in the Dinaric Alps, 38 — the Velka Iret valley, 39 — the Unga and Zalari valleys, 40 — the Melhituj blind creek Šalota

Okres, w którym prowadzono badania, obejmował dziesięciolecie 1959—1970; większość badań przeprowadzono w latach 1964—1967.

KRAS WYSOKOGÓRSKI

Zaliczono tu obszary krasowe położone powyżej górnej granicy lasu, średnio powyżej 1000—1500 m n. p.m. Badania przeprowadzono w masywie Vercors, Francuskich Alpach Wapiennych, Alpach Julijskich, Tatrach Zachodnich, masywie Wichrenu w Pirynie, w zachodnim i północno-zachodnim Kaukazie oraz w Alpach Tunkińskich. Większość z nich poza Wichrenem i Alpami Tunkińskimi należy do strefy alpejskiej i leży w zasięgu klimatu umiarkowanego. Wyniki badań z kilku obszarów zostały już opublikowane. Poniżej przedstawiono tylko te, które nie oczekiwały się osobnej publikacji (M. Pulina 1964, 1966, 1968a; M. Markowicz, W. Popow, M. Pulina 1972).

ALPY JULIJSKIE⁴

Na północno-wschodnim obrzeżeniu Południowych Alp Wapiennych wznoszą się Alpy Julijskie z najwyższym szczytem Jugosławii Triglavem (2864 m n.p.m.). Jest to masyw o rzeźbie wysokogórskiej i znacznych różnicach wysokości względnych, osiągających 2200 m n.p.m. Najwyższe partie tworzą krótkie łańcuchy górskie, obramowane młodotrzeciorzędowymi powierzchniami zrównań. Centrum gór zajmuje zwarty masyw Triglavu i Komny, w którym dominują „pody” — szerokie późnomiocenijskie powierzchnie zrównań leżące 2200—2400 m n.p.m.

Alpy Julijskie są zbudowane z wapieni i dolomitów triasowych, w których większą miąższość posiada piętro dachsteinu. W północnej ścianie Triglavu osiąga ono 1500 m. Dużą rolę w morfologii tych gór odgrywają płyty łupków i margli (m. in. werfenu) zalegające w północnej i południowej części (ryc. 11). Na peryferiach masywu, w części południowo-zachodniej, odsłaniają się osady jury i kredy, a na północy i wschodzie serie paleozoiczne, wśród nich karbon produktywny w okolicach miasta Jesenice.

Formy krasowe w masywie Triglavu

„Triglavskie pody” położone pomiędzy grzbietem Kredaricy (2539 m n.p.m.) a progiem doliny Vrata (ryc. 12) są klasycznym obszarem krasu wysokogórskiego (fot. 1). Teren ten jeszcze przed 100 laty był pokryty lodowcem, który zachował się w formie szczątkowej (powierzchnia 15 ha) pod północną ścianą Triglavu (D. Meze, D. Kosir, M. Šifrer 1955).

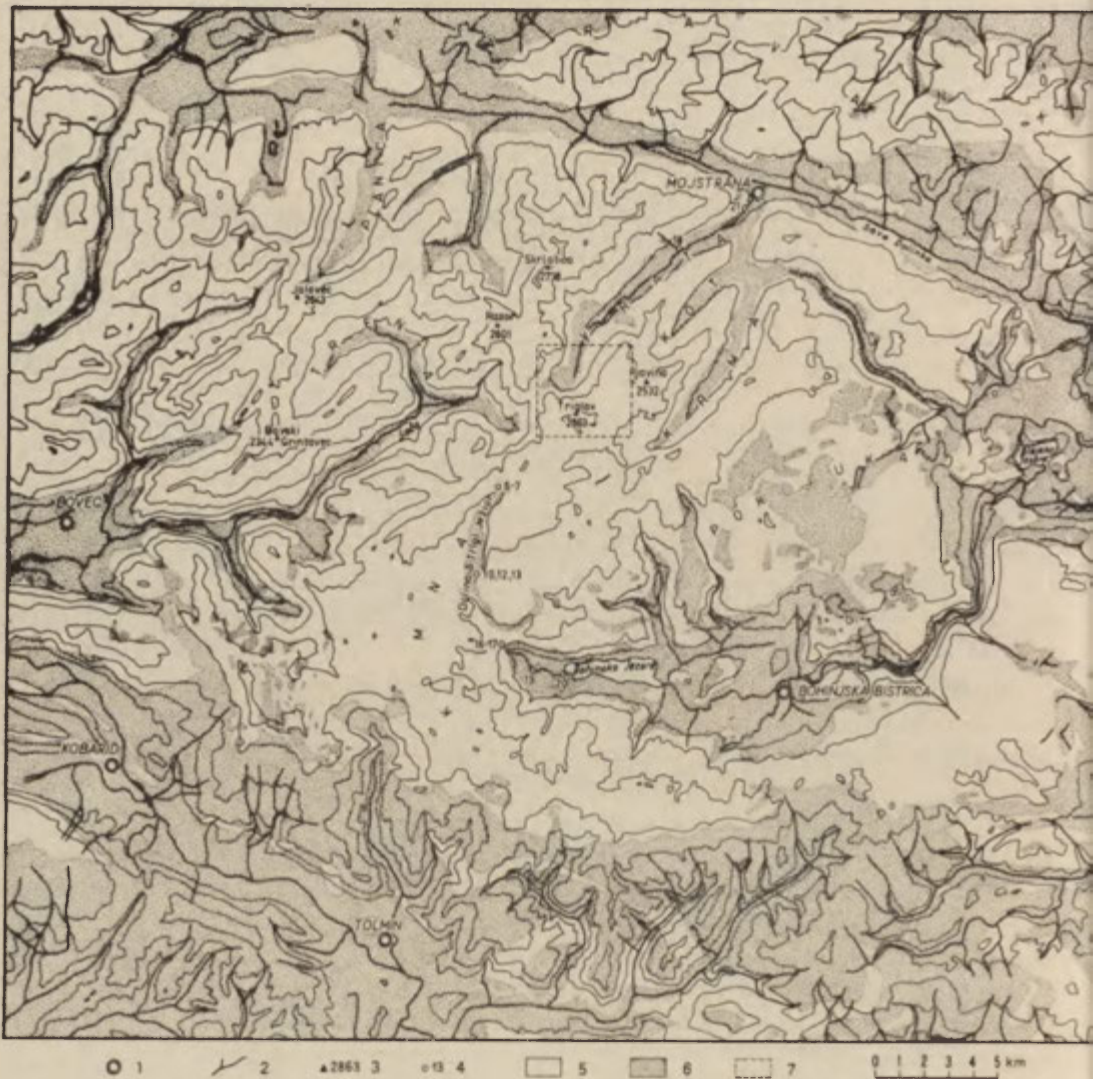
Morfologia tej świeżo odsłoniętej powierzchni jest niespokojna, pełna różnorodnych zagłębień, między którymi wznoszą się niewielkie kulminacje litej skały, pokryte mikroformami. Część powierzchni „podów” pokryta jest utworami morenowymi oraz stożkami usypiskowymi spadającymi z grzbietu Kredaricy.

Z form krasowych najliczniejsze są kilkunastometrowe studnie o asymetrycznych zboczach, głębokie szczeliny skalne i pola mikroform (fot. 2). Spotyka się również głębokie zapadliska ze stromymi ścianami o dnie zasypanym śniegiem i gruzem. Największe z form — puste cyrki lodowcowe i zagłębienia o średnicy kilkudziesięciu metrów — posiadają w dnie leje i zapadliska (J. Kunaver 1961).

Większość mezoforn krasowych pochodzi z ostatniej fazy zanikania lodowca. Świadczy o tym położenie ich w tych miejscach, w których lodowiec dłużej się zatrzymywał. Na krawędzi szczątkowego lodowca w okolicy wzniesienia Glava (2423 m n.p.m.) występują współczesne formy krasowe. Wody lodowca uchodzą bezpośrednio w szczeliny podziemne. Fragmentem takiego systemu podziemnego jest Jaskinia Triglavska Brezna (M. Pulina 1960, I. Gams 1961).

⁴ Autor prowadził badania w Alpach Julijskich w latach 1958, 1959, 1961 i 1965 przy wydanej pomocy mgr. J. Kunavera z Uniwersytetu w Ljublanie i przy poparciu Društva za rzaziskovanje jam Slovenije w Ljublanie.

Pola mikroform są związane z obszarami nagromadzenia się śniegu. Początek ich rozwoju przypada na moment odstonięcia powierzchni skalnej spod lodowca. Możemy wyróżnić dwa rodzaje mikroform: 1) typowy lapiez w postaci sieci głębokich szczelin, rozcinających lekko nachylone płyty wypienne; 2) rynienki, żłobki,



Ryc. 11. Alpy Julijskie. Szkic geologiczno-hydrograficzny

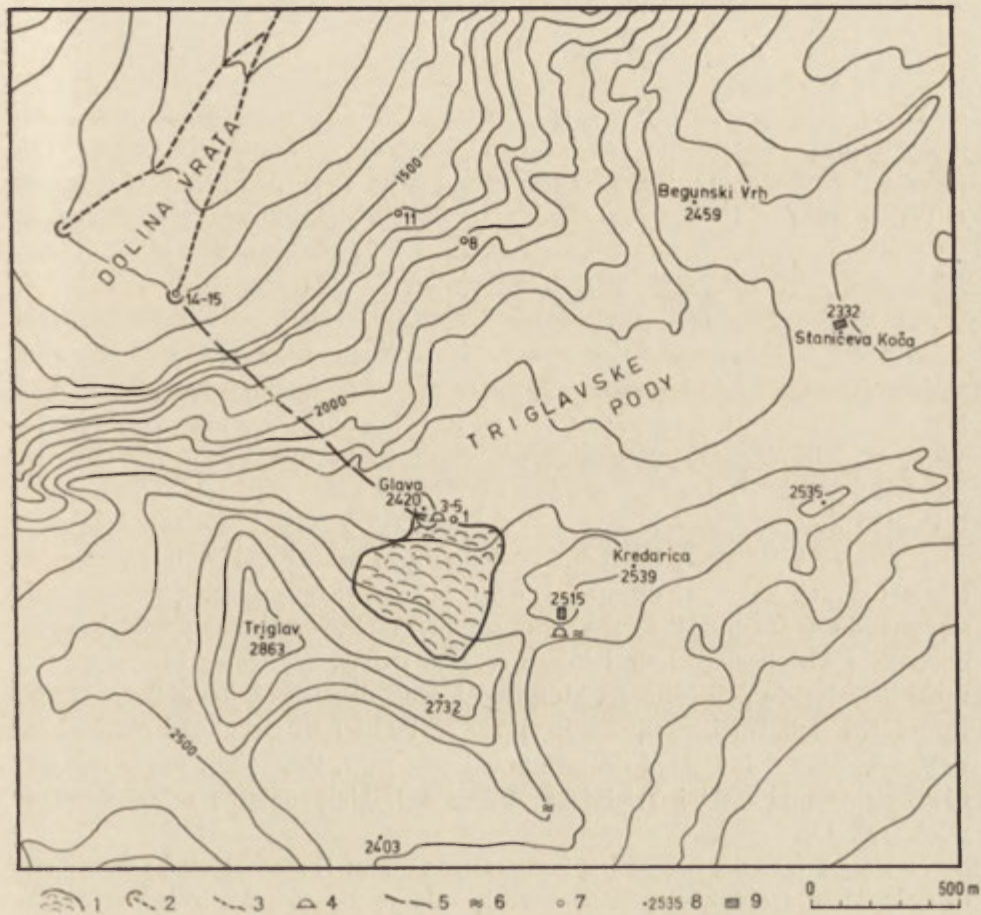
1 – miasta, 2 – rzeki, 3 – szczyty górskie, 4 – lokalizacja analiz chemicznych wód (numeracja zgodna z tab. 3), 5 – obszary krasowe zbudowane z wapieni dolnotriasowych, 6 – obszary niekrasowe, 7 – lokalizacja ryc. 12

Julian Alps. Geologic—hydrographic sketch

1 – towns, 2 – rivers, 3 – mountain peaks, 4 – points of taking water samples for chemical analyses (numbering according to Table 3), 5 – karst areas built of Lower Triassic limestones, 6 – karstless areas, 7 – location of Fig. 12

miseczki i in. o głębokości do kilku, sporadycznie do kilkunastu centymetrów. Występują one zarówno na skale litej, jak i na blokach wapiennych.

Formy krasowe występujące w największych ilościach na „triglavskich podach” są związane z plejstocenem i kształtowane współcześnie w warunkach peryglacjału wysokogórskiego. Formami starszymi, przedplejstoceniowymi, mogą być przemodlowane cyrki i nisze oraz szczątki poziomych jaskiń (m. in. pod Kredaricą) wraz



Ryc. 12. Masyw Triglava. Szkic hipsometryczny

1 – lodowiec triglowski, 2 – wywierzyisko krasowe, 3 – potok okresowy, 4 – jaskinie : Triglavska Brezna i pod Kredaricą, 5 – jeden z kierunków odpływu podziemnego wód z Jaskini Triglavska Brezna, 6 – stare osady zachowane w szczelinach krasowych, 7 – lokalizacja prób wody (numeracja zgodna z tab. 3), 8 – punkt wysokościowy w m n. p. m., 9 – schroniska turystyczne

The Triglav massif. Hypsometric sketch

1 – the Triglav glacier, 2 – vaucuse spring, 3 – intermitted stream, 4 – caves: Triglavska Brezna and under Kredarica, 5 – one of directions of underground water outflow from the Triglavska Brezna cave, 6 – old sediments preserved in karst fissures, 7 – points of taking water samples (numbering according Table 3), 8 – elevation mark, meters above sea level, 9 – tourist shelters

z pokrywami nacieków kalcytowych (np. przy drodze turystycznej do schroniska Planica — ryc. 12).

Motorem współczesnych procesów krasowych są topniejące śniegi, które energicznie atakują powierzchnię wapieni i strefę podpowierzchniową. Natomiast działalność korozyjna wód lodowcowych jest ograniczona, szczególnie w strefie podpowierzchniowej, gdzie skoncentrowane potoki działają przez erozję mechaniczną.

Jaskinia Triglavska Brezna — podziemna droga wód lodowcowych

Wody szczytkowego lodowca triglavskiego infiltrują bezpośrednio w uszczelniony wapień. Fragmentem podziemnego przepływu tych wód jest Jaskinia Triglavska Brezna (ryc. 12, fot. 3). Jej otwory leżą na skraju lodowca pod szczytem Glava, na wysokości około 2400 m n.p.m. Jaskinia ma rozwinięcie pionowe. Składa się z olbrzymich studni wypełnionych korkami śniegu i lodu. W 1961 r. została zbadana do głębokości 255 m (I. Gams 1961)⁵.

Za pomocą fluoresceiny stwierdzono połączenie jaskini z wywierzyškami rzeki Bistricy w dolinie Vrata (1130 m n.p.m.). Interesujący jest wzrost temperatury tych wód. Temperatura wód lodowcowych wpływających do jaskini wynosi 0,2—0,4°C. Nie ulega ona zmianie do głębokości 90 m, gdzie jest bliska temperatury powietrza. W wywierzyškach wody osiągają 3—4°C. Daje to średni gradient 0,3°C/100 m, który jest mniejszy od pionowego gradientu temperatury powietrza wynoszącego 0,5°C/100 m.

Pomiary mikroklimatyczne (tab. 2)⁶ wykazały, że znana część jaskini leży w podstrefie lodowej, należącej do strefy mikroklimatu dynamicznego. Charakteryzuje się ona dużą amplitudą roczną poszczególnych elementów meteorologicznych, obecnością wieloletniego lodu i śniegu oraz zmarzliny. Występują tu typowe warunki peryglacjału podziemnego, który w Alpach Julijskich obejmuje korytarze do rekordowej głębokości, przekraczającej 250 m. Poniżej tej głębokości rozciąga się strefa statyczna z dodatnimi temperaturami powietrza. Przekonuje nas o tym porównanie termiki Jaskini Triglavska Brezna z Jaskinią Śnieżną w Tatrach Polskich (ryc. 13).

Jaskinia Triglavska Brezna jest kształtowana przez: 1) mechaniczną i chemiczną działalność wód lodowcowych, 2) korozję wód opadowych infiltrujących do jaskini, 3) wietrzenie mechaniczne w warunkach peryglacjału podziemnego.

⁵ System Triglavskiej Brezny jest najprawdopodobniej jednym z najgłębszych na świecie i osiągać może ponad 1300 m głębokości. Stąd duże zainteresowanie sportowe tą jaskinią. Działy tu wyprawy słoweńskie, angielskie i polskie. Duże trudności techniczne i niebezpieczeństwo runięcia korków śnieżnych i lodowych powodują, że jaskinię poznano jedynie do głębokości 255 m.

⁶ We wrześniu 1959 r. działała w jaskini Triglavska Brezna wyprawa speleologów Akademickiego Klubu Turystycznego z Wrocławia (M. Pulina 1960).

Tabela 2. Temperatura powietrza i śniegu oraz wilgotność powietrza w Jaskini Triglavska Brezna (wrzesień 1959) w Alpach Julijskich

Air and snow temperature and air humidity in Triglavska Brezna Cave (September 1959), Julian Alps

Data Date	Godzina Hour	Stacja meteorol. Meteo. station Kredarica 2515 m n.p.m.		Triglavska Brezna – głębokość 30 m Triglavska Brezna – depth 30 m				
		Powietrze – Air						Śnieg Snow
		$t^{\circ}\text{C}$	wilgotność humidity %	$t^{\circ}\text{C}$	min $t^{\circ}\text{C}$	max $t^{\circ}\text{C}$	wilgotność humidity %	$t^{\circ}\text{C}$
22	13	10,6	55	0,5			99	
	19	6,1	78	0,5			99	
23	7	7,3	64	0,5	-0,6	0,5	99	-0,5
	13	10,4	73	0,4	-0,5		100	
	19	8,0	63	0,4			100	
24	7	6,8	72	0,1	-0,5	0,5	98	-0,5
	13	8,0	80	0,1			98	
	19	5,3	77	0,1			100	
25	7	4,4	94	0,8	-0,4	0,5	83	-0,5
	13	5,2	98					
	19	5,0	97	0,8			96	
26	7	5,2	91	0,6	-0,4	0,5	96	-0,5

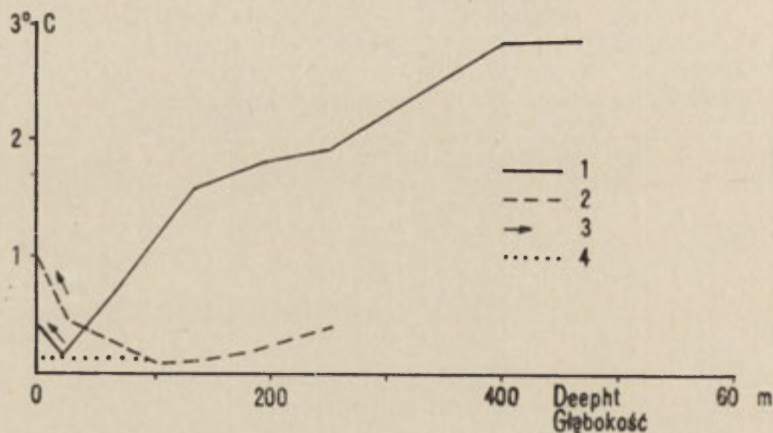
Podziemne kanały jaskini drenują obszar o powierzchni przekraczającej 4 km². Ilość wody przepływającej przez te kanały jest znaczna i wynosi szacunkowo 250 l/s w skali rocznej, z czego zaledwie 10% przypada na wody z lodowca. Tak niski ich udział należy tłumaczyć faktem, że jest to lodowiec stagnujący i odpływ wód jest bliski średniemu splywowi jednostkowemu wód opadowych.

Udział wód lodowcowych w ogólnym odpływie z tego obszaru zależny jest od pór roku. Największy jest jesienią, kiedy splywają wody roztopowe. W odróżnieniu od rozproszonych wód opadowych, odpływ z lodowca jest skoncentrowany w postaci kilku potoków wpływających bezpośrednio do systemu Triglavskiej Brezny. Dlatego nie dziwią nas duże efekty działalności tych wód.

Własności fizykochemiczne wód

Na obszarze krasowym Alp Julijskich możemy wyróżnić następujące typy wód: 1) wody opadowe bardzo słabo zmineralizowane i wody z topniejącego śniegu, bardzo aktywne chemicznie; 2) wody lodowcowe ze śniegu firnowego, słabo zmineralizowane, do 30 mg/l CaCO₃, o odczynie zasadowym, mało aktywne chemicznie; 3) wody podziemne, pochodzące z infiltracji wód opadowych, stosunkowo

silnie zmineralizowane. W strefie podpowierzchniowej osiągają one do 90–100 mg/l CaCO_3 . Niektóre wody z topniejącego śniegu już na powierzchni wapieni zwiększają swoją mineralizację do 55–85 mg/l CaCO_3 ; 4) wody wywierzyzkowe pochodzące ze zmieszania wód opadowych i lodowcowych o mineralizacji 65–100 mg/l CaCO_3 . Wody te po opuszczeniu kanałów krasowych są w dalszym ciągu aktywne chemicznie.



Ryc. 13. Porównanie termiki Jaskini Triglavskaja Brezna z Jaskinią Śnieżną w Tatrach Polskich (cyrkulacja letnia)

1 – Jaskinia Triglavskaja Brezna, 2 – Jaskinia Śnieżna, 3 – kierunek ruchu powietrza, 4 – wody lodowcowe w Jaskini Triglavskaja Brezna

Comparison of thermal conditions between the Triglavskaja Brezna and the Śnieżna cave in the Polish Tatra (summer circulation)

1 – Triglavskaja Brezna, 2 – Śnieżna Cave, 3 – direction of air movement, 4 – glacial water in Triglavskaja Brezna

Rycina 14 i tabela 3 przedstawiają stężenia węglanów w wodach masywu Triglava i Komny. Wzrost mineralizacji widoczny jest już od powierzchni morfologicznej i w strefie podpowierzchniowej. Natomiast w głębszych partiach masywu zmienność w mineralizacji jest niewielka. Jedynym wyjątkiem są wody lodowcowe, które mimo niskiej mineralizacji początkowej są mało aktywne na skutek niskiego stężenia CO_2 i zasadowego odczynu.

Znajomość składu chemicznego wód „triglavskich podów” pozwala określić procentowy udział różnych typów wód w wywierzyzkach Bistricy w dolinie Vrata. Na podstawie pomiarów z września 1965 r. stwierdzono, że 30% wód pochodziło z lodowca (tab. 4). Tak duży ich udział ustalono na podstawie niskiego gradientu temperatury wód oraz małej zawartości węglanów w wywierzyzku.

Denudacja chemiczna

Na temat denudacji chemicznej w Alpach Julijskich wypowiedzieli się M. Pulina (1960), J. Corbel (1965) i I. Gams (1966). Zdaniem J. Corbela denudacja osiąga tu $129 \text{ m}^3/\text{km}^2$ rok, a według I. Gamsa – $70\text{--}92 \text{ m}^3$. Obliczenia tych autorów były

Tabela 3. Stężenie węglanów w wodach masywu Triglava w Alpach Julijskich (lato i jesień 1965 r.)
 Concentration of carbonates in waters of Triglav Massif, Julian Alps (summer, autumn 1965)

Nr No.	Lokalizacja Location	H m n.p.m.	Data Date	t°C Woda Water	CaCO ₃ mg/l	MgCO ₃ mg/l	CaCO ₃ (Ca ⁺⁺⁺ + Mg ⁺⁺) mg/l
1	Strumień spod lodowca triglavskiego Stream flowing from under the Triglav glacier	2420	10 IX		24,5	0,8	25,5
2	Źródło przy ścieżce do Planiny „Na kraju” Spring by the side of the path to Planina “Na kraju”	2400	10 IX	4,0	53,0	29,1	87,5
3	Triglavská Brezna, sala wejściowa — woda ze stalaktytu lodowego Triglavská Brezna Cave, entrance chamber — water from ice stalactite	2380	10 IX		10,5	1,3	12,0
4	Triglavská Brezna, sala wejściowa — woda kapiąca z wapieni Triglavská Brezna Cave, entrance chamber — water dropping from limestone surface	2370	10 IX		42,5	1,7	44,5
5	Triglavská Brezna — strumień z jaskini Triglavská Brezna Cave — stream in cave	2360	10 IX		18,5	1,7	20,5
6	7 Triglavskich Jezior — jezioro 3 Seven Triglav Lakes — below the 3rd lake	1987	10 IX		63,0	7,2	71,5
7	7 Triglavskich Jezior — poniżej 3 jeziora Seven Triglav Lakes — below the 3rd lake	1940	10 IX		73,5	7,2	82,0
8	Północna ściana Triglavu Northern Triglav wall	1900	22 VIII	3,0	68,0	12,7	83,0
9	7 Triglavskich Jezior — jezioro 4, Ledwiczne Seven Triglav Lakes — fourth lake, Ledvične	1830	10 IX		60,0	11,8	74,0
10	7 Triglavskich Jezior, Močelec — przed schroniskiem Seven Triglav Lakes, Močelec — in front of shelter home	1680	10 IX		63,0	8,4	73,0

Tabela 3 cd.

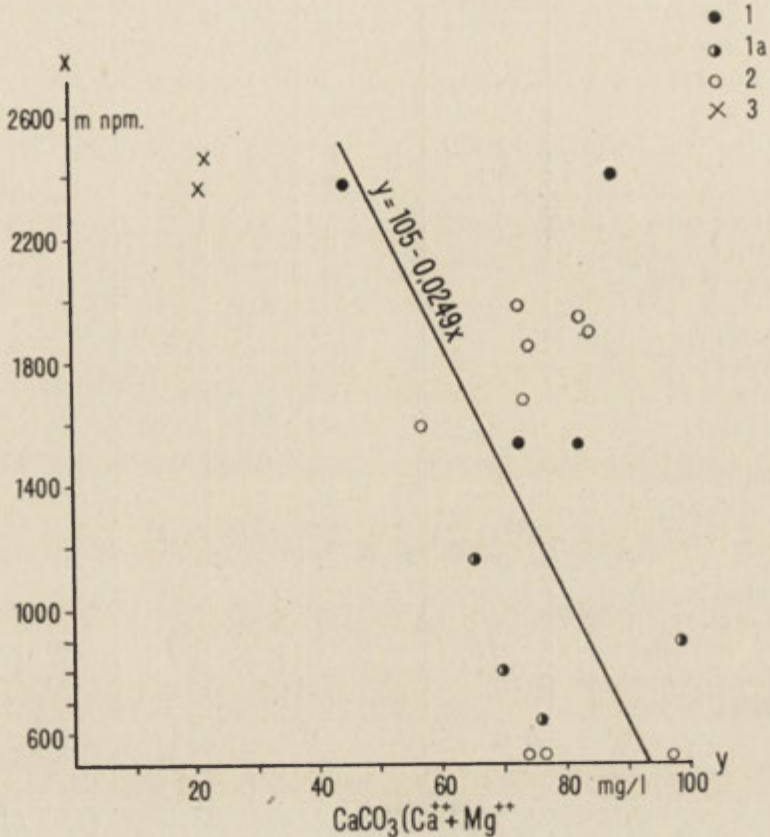
Nr No.	Lokalizacja Location	H m n.p.m.	Data Date	t°C Woda Water	CaCO ₃ mg/l	MgCO ₃ mg/l	CaCO ₃ (Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺) mg/l
11	Północna ściana Triglavu Northern Triglav wall	1600	22 VIII	11,5	52,0	3,8	56,5
12	Źródło na Lopusznicy — za schroniskiem Lopusznica spring — behind the shelter home	1541	11 IX	5,0	70,0	7,2	71,5
13	7 Triglavskich Jezior — źródło poniżej schroniska Seven Triglav Lakes — spring below the shelter home	1540	11 IX	6,5	79,5	0,8	80,5
14	Dolina Vrata — wywierzyisko Bistricy Vrata Valley — Bystrica spring	1150	22 VIII	5,0	53,5	8,9	64,0
15	Dolina Vrata — wywierzyisko Bistricy Vrata Valley — Bystrica spring	1150	9 IX	2,5	54,0	8,9	64,5
16	Sawica — nad wodospadem Savica river — above the waterfall	900	11 IX	7,5	81,0	14,8	98,5
17	Sawica — wodospad Savica river — waterfall	805	11 IX	5,9	64,5	4,6	70,0
18	Peričnik	640	9 IX		57,5	15,6	76,0
19	Sawica	530	11 IX		68,5	6,7	76,5
20	Bohinjska Sawica — przed ujściem do jeziora Bohinjska Savica river — before inflow to the Bohijn lake	530	11 IX	6,5	67,0	6,3	74,5
21	Mojstrana, Bistrica		23 VIII		73,5	19,8	97,0

oparte o dane hydrologiczno-meteorologiczne F. Bidovca (1962) oraz wrywkowe analizy chemiczne wód.

Wyniki własnych obserwacji i obliczenia autora są przedstawione w tab. 4. Denudacja chemiczna w masywie Triglavu i Komny wynosi 51–67 m³/km² rok. Obliczenia denudacji metodą hydrometryczną w oparciu o dane I. Gamsa daje 80–120 m³.

Tak znaczne różnice w wartościach denudacji, ustalonych przez poszczególnych autorów, wynikają z następujących faktów: 1) J. Corbel i I. Gams przyjmują za F. Bidovcem (1962) wielkość retencji podziemnej na 2800 mm/rok (89 l/skm²) przy

rocznej sumie opadów ponad 3000 mm. Tymczasem dane uzyskane ze stacji meteorologicznej na Kredaricy oraz z totalizatorów wykazują, że opad nie przekraczał tu 2500 mm. W 1958 r. wynosił zaledwie 2190 mm (tab. 5). Według V. Manohina (1965) średni roczny opad wieloletni równa się 2166 mm (tab. 6). Odliczając paro-



Ryc. 14. Relacja między stężeniem CaCO_3 w mg/l w wodach krasowych (y) a wysokością w m n.p.m. (x) w Masywie Triglavu $y = 105 - 0,0249x$; $r = -0,571$

1 – podziemne wody krasowe, 1a – wody wywierzynek, 2 – wody na powierzchni wapieni, 3 – wody lodowcowe i śnieżne

Relation between the CaCO_3 concentration (mg/l) in karst waters (y) and the elevation in meters above the sea level (x) for the Triglav Massif $y = 105 - 0,0249x$, $r = -0,571$

1 – underground karst waters, 1a – vaucluse spring waters, 2 – waters in limestone surface, 3 – glacier and snow-melting waters

wanie terenowe można przyjąć retencję najwyżej na 2000 mm (63 l/s km²). 2) Stężenie węglanów, określone przez autora we wrześniu 1965 r. wykazało mniejsze wartości aniżeli dane cytowanych autorów, które pochodzą prawdopodobnie z okresu najniższych stanów wód.

W świetle powyższych uwag wydaje się, że faktyczna denudacja w Alpach Julijskich jest o 20–50% mniejsza od podawanej przez J. Corbela i I. Gamsa.

Tabela 4. Denudacja chemiczna (D) masywu Triglava wg pomiarów z września 1965 r.
Chemical denudation of Triglav Massif based on measurements — september 1965

Basen hydrogeologiczny Hydrogeologie basin	Minerali- zacja Minerali- zation T CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} +$ $+\text{Mg}^{++}$) mg/l	Sptyw Unit flow q		Odpływ Runoff Q		Denudacja chemiczna Chem. denudation D	
		1/s km ²	m ³ /s	%	m ³ /km ² rok mm/1000 lat	m ³ /rok	
Masyw Triglava Triglav Massif							
Wywierzyska Bistricy — dolina Vrata Springs of Bistrica — Vrata valley	65	60	0,250	100	51	205	
Wody lodowca triglavskiego Waters of Triglav glacier	23		0,075	30		22	
Strefa powierzchniowa i podpowierzchniowa głębokość 40—50 m Surface zone and undersurface zone— 40—50 m deep	83		0,175	70	46	183	
Bistrica — Mojstrana	97	55			67		
Sawa Bohinka — wodospad	75	66			63		
Sawa Bohinka — waterfall							

Wnioski

W typowym krasie wysokogórskim, dobrze reprezentowanym przez Alpy Julijskie, stwierdzono następujące fakty:

1. Występują tu liczne mezoformy krasowe będące fragmentami młodotrzeciorzędowych zrównań.

2. Większość powierzchniowych form i odpowiadających im jaskiń pionowych powstała w plejstocenie, w okresie recesji lodowców, i jest kształtowana aktualnie w warunkach peryglacjału górskiego. Leje i studnie krasowe są zlokalizowane w miejscach dłuższego postoju lodowca, a często w sąsiedztwie moren czołowych.

3. Jaskinia Triglavska Brezna stanowi górną część kanałów podziemnych odprowadzających wody lodowcowe i firnowe. Wieloletnia zmarzlina, śnieg firnowy i lód naciekowy występują w tej jaskini do rekordowej głębokości 255 m. Jest to strefa peryglacjału podziemnego.

4. Wody opadowe, szczególnie roztopowe, posiadają duże własności korozyjne, co przejawia się w atakowaniu przez nie powierzchni wapieni (mikroformy) oraz



Fot. 1. „Triglavskie pody” widziane ze szczytu Triglavu (2864 m n.p.m. w Alpach Julijskich)
„Triglavskie pody” seen from the top of Triglav (2864 m) in Julian Alps



Fot. 2. Żłobki krasowe na płytach wapiennych. Dolina Vrata w Alpach Julijskich
Rillen-karen on the surface of limestone plates. Vrata Valley in Julian Alps



Fot. 3. Sala wejściowa w Jaskini Triglavskaja Brezna w Alpach Julijskich
Entrance chamber in Triglavskaja Brezna Cave in Julian Alps



Fot. 4. Dolina Małej Łąki w Tatrach Zachodnich. Obszar występowania najgłębszych jaskiń pionowych

Mała Łąka Valley in Western Tatra, the region of deepest vertical caves

Tabela 5. Niektóre dane meteorologiczne ze stacji synoptycznej na Kredaricy (2515 m n.p.m.) pod Triglavem w Alpach Julijskich w latach 1957–1959
 Some meteorological data from Kredarica (2515) synoptical station in Julian Alps under the top of Triglav (1957–1959)

Dane meteorologiczne Meteorologic data	1957	1958	1959
Temperatura powietrza °C Air temperature °C			
średnia roczna annual mean	–1,1	–1,2	
minimum minimum	–21,5 (1 XII)	–22,1 (23 II)	–19,5 (17 I)
maksimum maximum	14,4 (13 VIII)	15,3 (1 VIII)	
najzimniejszy miesiąc coldest month	I	III	I
średnia mean	–8,1	–10,7	–10,1
najcieplejszy miesiąc warmest month	VII	VIII	
średnia mean	6,0	7,2	
wrzesień-średnia september-mean	2,9	4,7	
Opad mm/rok Precipitation mm/year			
średnia mean	2191	2190	
maksimum miesięczne monthly maximum	455 (VII)	316 (VI)	
minimum miesięczne monthly minimum	43 (III)	35 (V) 45 (III)	
wrzesień september	186	159	

stref podpowierzchniowych. Przepływ wód w głębszych częściach masywu odbywa się w dużych kanałach, co przy znacznej szybkości wody powoduje duże działanie mechaniczne. Jednocześnie jest utrudniony wzrost mineralizacji wód. Wody w wywierzysskach są słabo zmineralizowane i osiągają zaledwie 65–100 mg/l CaCO₃.

5. Współczesna denudacja chemiczna w masywie Triglavu i Komny wynosi 51–67 m³/km² rok, z czego blisko 80% przypada na powierzchnię i strefę podpowierzchniową.

TATRY ZACHODNIE

Skąły węglanowe w Tatrach występują na stokach północnych w obrębie płaszczowin wierchowych i reglowych. Wiek tych skał: środkowy trias (głównie dolo-

Tabela 6. Niektóre dane klimatyczne na Kredaricy (2515 m n.p.m.) w Alpach Julijskich. Średnie wieloletnie 1954–1964 (wg V. Manochina – 1965)
Some climatic data from Kredarica (2515) meteorological Station in Julian Alps. Perennial means 1954–1964

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I–XII
Temperatura powietrza Air temperature												
–8,4	–8,7	–7,0	–4,2	–0,1	3,6	5,8	5,8	4,0	0,2	–4,0	–6,7	–1,7
Opady mm/rok Precipitation mm/a												
101	93	153	146	150	253	230	223	205	200	226	136	2116
Maksymalna wysokość śniegu cm Maximum thickness of snow cover cm												
230	238	249	274	243	121	5	4	10	62	115	160	271
Wilgotność względna % Relative humidity %												
69	72	77	83	84	86	83	82	77	74	79	73	78

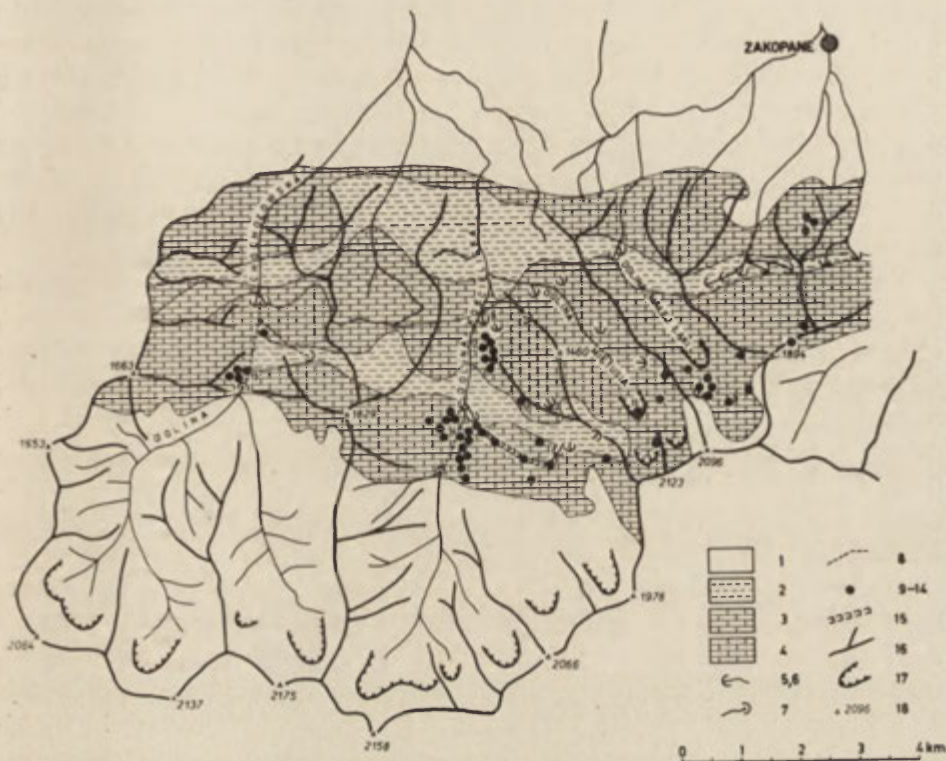
mity), środkowa i górna jura oraz dolna kreda (dogger, malm, neokom, urgon). Największe wychodnie wapieni notuje się na stokach północno-zachodnich (Tatry Zachodnie), gdzie są dobrze rozwinięte serie wierchowe, oraz na północno-wschodnich w obrębie serii regłowych (Tatry Bielskie).

Studia nad niektórymi problemami korozji węglanowej i ablacji krasowej przeprowadzono w Tatrach Zachodnich. Objęły one zlewnie trzech walnych dolin: Małej Łąki (fot. 4), Kościeliskiej i Chochołowskiej (ryc. 15). Szczególną uwagę poświęcono systemowi krasowemu Lodowego Źródła.

Niektóre charakterystyczne cechy krasu tatrzańskiego

Współczesny relief krasowy w Tatrach Zachodnich jest wynikiem ich policyklicznego rozwoju. Ślady starych procesów krasowych znajdujemy we fragmentach zrównań młodotrzeciorzędowych (M. Klimaszewski 1962), do których nawiązują kopulaste wzniesienia i jaskinie przepływowe. Tendencje rozwojowe rzeźby na północnych stokach Tatr przejawiają się w wypreparowywaniu skał węglanowych spośród otaczających je osadów ilastych i marglistych werfenu, kajpru i albu. Specyficzna budowa geologiczna spowodowała, że zostały wyodrębnione co najmniej trzy pasy skał węglanowych (seria Kominów Tylkowych, fałdy Czerwonych Wierchów, Giewontu i in. oraz pas dolomitów i wapieni triasowych w seriach regłowych). Ten stary subsekwentny charakter rzeźby z równoleżnikowymi grzbietami i podłużnymi kotlinami (poljami marginalnymi?) został przebudowany u schyłku trzeciorzędu i w plejstocenie. Powstała sieć głębokich dolin poprzecznych, które prze-

cięty pasy skał węglanowych, a depresje między nimi zostały włączone w postaci dopływów subsekwentnych. Etapy kształtowania się tego reliefu zachowały się w kilku poziomach jaskiń dolinnych i zachowanych w nich osadach (J. Rudnicki 1958 i 1967, Z. Wójcik 1960).



Ryc. 15. Zjawiska krasowe w Tatrach Zachodnich

1 – strefy krystaliczne (skały osadowe mezozoiczne), 2 – margle i łupki, 3 – wapień i łupki, 4 – wapień i dolomity, 5 – źródła krasowe, 6 – system wywierzysk Lodowego Źródła, 7 – przepływy okresowe, 8 – przepływy podziemne, 9–14 większe jaskinie (9 – Śnieżna 780 m głębokości, 10 – Czarna 6 km długości, 11 – Miętusia 5 km, 12 – Zimna 4 km, 13 – Szczelina Chochołowska 3 km, 14 – Wodna pod Pisaną 0,25 km), 15 – wąwozy krasowe, 16 – grzbiety górskie, 17 – cyrki polodowcowe, 18 – szczyty i ich wysokość w m n. p. m.

Karst phenomena in the West Tatra

1 – crystalline zone (mesozoic sediments), 2 – marls and schists, 3 – limestones and schists, 4 – limestones and dolomites, 5 – karst springs, 6 – vauclose spring system of Lodowe Źródło, 7 – intermittent streams, 8 – underground flow, 9 – 14 – large caves (9 – Śnieżna 780 m deep, 10 – Czarna 6 km long, 11 – Miętusia 5 km, 12 – Zimna 4 km, 13 – Szczelina Chochołowska 3 km, 14 – Wodna under Pisana 0,25 km), 15 – karst gullies, 16 – mountain ridges, 17 – postglacial cirques, 18 – peaks with elevations

Współczesne procesy kształtujące powierzchnię skał węglanowych widoczne są przede wszystkim w mikroreliefie strefy wysokogórskiej i w mezoformach (zagłębienia, zapadliska, leje, studnie, m. in. klasycznie wykształcone w Kolibiskach na stokach Ciemniaka).

Formy krasu powierzchniowego występują w kilku piętrach wysokościowych

od regła dolnego po piętra hal i turni. Duże obszary krasowe sięgają powyżej górnej granicy lasu, co czyni je typowym krasem alpejskim z charakterystycznym lapieżem wysokogórskim (A. Wrzosek 1933, A. Kotarba 1967). Jest to jednocześnie strefa alimentacji wód, zasilająca najgłębsze jaskinie tatrzańskie w Czerwonych Wierchach.

Pasowy układ skał węglanowych powoduje, że większość kanałów podziemnych posiada kierunek równoleżnikowy. Nawet niektóre wody potoków powierzchniowych, spływające z krystalinikum i ginące w ponorach na granicy z pasem skał węglanowych, nawiązują do tego kierunku i przepływają kanałami subsekwentnymi do sąsiednich dolin (np. Siwa Woda z Wyżnej Bramy Chochołowskiej do Doliny Bobrowieckiej). Odpływ podziemny z najwyższych obszarów krasowych ku dnom dolinnym odbywa się często z pominięciem wyżej położonych dolin (przepływ pod dnem doliny).

Geneza jaskiń tatrzańskich jest związana z dwoma typami wód podziemnych: infiltracją pionową i poziomą. W pierwszej strefie przeważają jaskinie pionowe, spośród których Jaskinia Śnieżna w Czerwonych Wierchach jest jedną z największych na świecie i osiąga 780 m (M. Pulina 1962). Z drugą strefą są związane jaskinie poziome (dolinne — fot. 5). Ślady takich starych systemów jaskiń poziomych znajdujemy na trzech wysokościach, 100, 200 i ponad 300 m nad dnem Doliny Kościeliskiej (J. Rudnicki 1958). Najwyżej leży najdłuższa jaskinia tatrzańska — Czarna (ponad 6 km długości), położona w Czarnej Turni nad Halą Pisaną w Dolinie Kościeliskiej (fot. 6).

A oto cechy charakterystyczne krasu tatrzańskiego: 1) pasowość rzeźby, równoleżnikowe zaleganie pasów skał rozpuszczalnych i nierozpuszczalnych; 2) położenie skał węglanowych poniżej trzonów krystalicznych, co zwiększa infiltrację wód pochodzenia allochtonicznego; 3) wschodnie części pasów skał węglanowych przylegają do najwyższych grzbietów (do 2000 m n.p.m.), które uległy zlodowaceniu w plejstocenie, a współcześnie są pod wpływem górskiego klimatu peryglacialnego, natomiast zachodnie obniżają się do regła dolnego (około 900 m n.p.m.), co gwarantuje podziemny spływ wód krasowych do najgłębiej wciętych dolin. Skutkiem tego strefa swobodnej cyrkulacji podziemnej wód (vadose) osiąga około 1000 m głębokości; 4) dobrze rozwinięte dwa typy podziemnej cyrkulacji wód — pionowej i poziomej. Pierwsza jest zasilana przez wody opadowe (głównie roztopowe), druga — przez wody strumieni spływających z obszarów niekrasowych.

Wiadomości o paleogeografii krasu tatrzańskiego są — jak dotąd — niepełne. Brak przede wszystkim opracowań osadów zachowanych w starych piętrach jaskiń dolinnych. Obecność takich osadów została już stwierdzona m. in. w górnych piętrach jaskiń Zimnej i Czarnej.

Własności fizykochemiczne wód

Analizy chemiczne wód Tatr Zachodnich były wykonywane przez kilku badaczy. J. Włodek (1926) badał *pH* kilku potoków powierzchniowych, M. Stangenberg (1937, 1958) wykonywał pełne analizy chemiczne tych wód, K. Oleksynowa

i T. Komornicki (1965) określili skład jonowy wód powierzchniowych i niektórych źródeł krasowych, dając ich dobrą klasyfikację hydrochemiczną, a ostatnio A. Kortarba (1971) przeprowadził ciekawe studium własności fizykochemicznych wód na powierzchni skał węglanowych w różnych piętrach wysokościowych Tatr Zachodnich.

Pierwsze szersze badania własności fizykochemicznych wód jaskiń Tatr Polskich przeprowadzili W. i A. Chodorowscy (1959). Wykonali oni analizy chemiczne wód w jaskiniach: Zimnej, Miętusiej, Kasprowej, Niżnej i Wodnej pod Pisaną. W 1961 r. J. Corbel (1965) określał własności konduktometryczne niektórych jaskiń systemu Lodowego Źródła. J. Rudnicki (1967) w oparciu o analizy wykonane przez M. Markowicz zajmował się niektórymi problemami hydrochemicznymi w systemie krasowym tego źródła.

Autor badał wody, które zasilają obszary krasowe i ich metamorfozę w masywach węglanowych. Ponadto wykonał serię analiz wód autochtonicznych (kondensacyjnych) tworzących się bezpośrednio w jaskiniach. Badano tu przede wszystkim wody infiltracji pionowej. Natomiast wodom infiltracji poziomej poświęcono mniej miejsca, ze względu na trudności określenia udziału wód allochtonicznych w przepływach poziomych. W masywach krasowych Tatr Zachodnich wydzielono 5 podstawowych genetycznych typów wód. Są to: 1) wody atmosferyczne (śnieżne i deszczowe), 2) wody potoków powierzchniowych na obszarach niekrasowych, 3) wody infiltracji pionowej z jaskiń, 4) wody infiltracji pionowej w wywierzykach, 5) wody infiltracji poziomej w jaskiniach przepływowych i wypływach z tych jaskiń. Ponadto uwzględniono dwa inne typy wód, które decydują o korozji strefy mikroklimatu dynamicznego w jaskiniach (M. Pulinowa i M. Pulina 1972). Są to: 6) wody z pokryw lodu naciekowego, 7) wody z lodu sublimacyjnego. Badania poszczególnych typów wód przeprowadzono w latach 1965–1970, wykonując w tym czasie 337 analiz chemicznych, z czego 124 pochodzi z trudno dostępnych jaskiń tatrzańskich. Tabela 7 przedstawia syntetyczne wyniki tych badań, opartych o 300 analiz chemicznych pięciu podstawowych typów wód⁷.

Dwutlenek węgla w wodach tatrzańskich i jego wpływ na korozję węglanową

Analiza zawartości wolnego CO₂ w pięciu typach wód, oparta o wyniki 166 analiz wykonanych w latach 1969 i 1970, jest przedstawiona na ryc. 16 i w tab. 7. Stężenie wolnego CO₂ wahało się w granicach 0–15,4 mg/l. Większość prób posiadała stężenie kilku mg/l. Najwyższe przedziały CO₂ stwierdzono w wodach ze śniegu i w wodach jaskiń. Natomiast w wodach źródeł krasowych i wodach powierzchniowych przedział ten wyraźnie się zwęża, osiągając do kilku mg/l. Obecność niższego stężenia CO₂ w lecie w porównaniu z wyższym w zimie pozwala przypuszczać, że stan zimowy wynika z zasilania wodami śnieżnymi.

⁷ Własności fizykochemiczne wód krasu tatrzańskiego opracowywano wspólnie z mgr M. Markowicz z Uniwersytetu Warszawskiego. Będą one tematem osobnego opracowania.

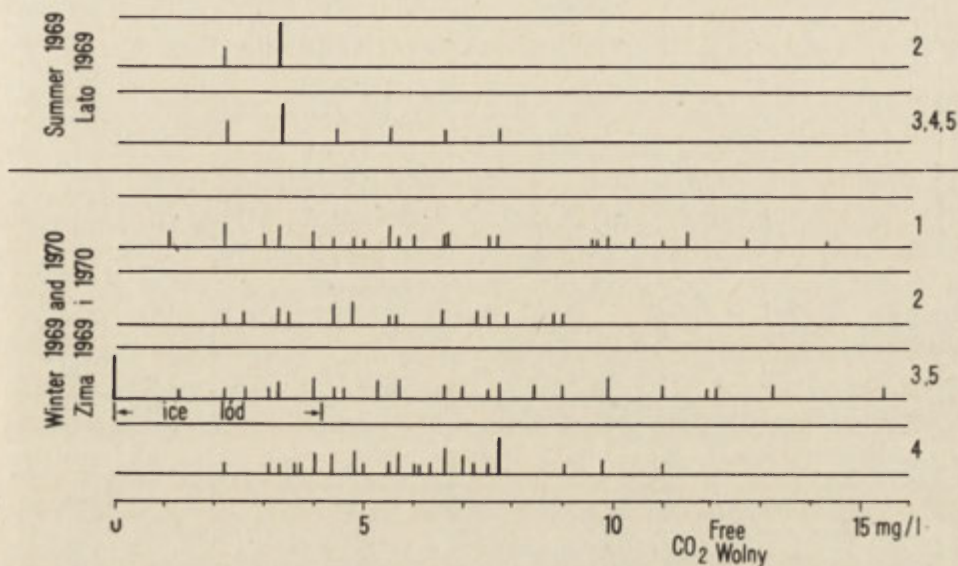
Tabela 7. Własności fizykochemiczne podstawowych typów wód Tatr Zachodnich na podstawie 300 analiz chemicznych (1965–1970)
 Physicochemical properties of main types of waters in Western Tatra Mountains based on 300 chemical analyses (1965–1970)

Nr No.	Typy wody Type of water	Ilość analiz No. of analyses	pH			CO ₂ mg/l			CaCO ₃ (Ca ⁺⁺ +Mg ⁺⁺) mg/l			Σ _M mg/l*		
			średnia mean	min	max	średnia mean	min	max	średnia mean	min	max	średnia mean	min	max
1	Wody ze śniegu Waters from snow	66	5,1	4,0	7,4	7,1	1,1	22,7	13,3	n.w.	22,5	20,4	4,0	37,0
2	Wody potoków niekarstowych Waters of nonkarstic streams	63	6,8	4,0	7,8	5,0	2,6	7,9	41,9	15,0	100,0	53,3	22,5	187,0
3	Wody infiltracji pionowej w jaskiniach: Śnieżnej, Miętusiej, Zimnej, Czarnej, Szczeliny Chochołowskiej Waters of vertical infiltration in caves: Śnieżna, Miętusia, Zimna, Czarna, Szczelina Chochołowska	58	7,3	6,9	7,6	7,6	2,2	15,4	111,9	85,0	132,5	119,4	83,0	157,0
4	Wody infiltracji pionowej – wywierzska Waters of vertical infiltration – springs	84	7,3	7,0	7,8	6,4	3,3	12,1	112,2	60,0	140,0	116,2	56,4	158,0
3–4	Wody infiltracji pionowej Waters of vertical infiltration	142	7,3			6,9			111,5			118,7		
5	Wody infiltracji poziomej w jaskiniach przepływowych i jaskiniach dolin Kościeliskiej i Chochołowskiej Waters of horizontal infiltration in cross-flow caves in Kościeliska and Chochołowska valleys	29	7,3	6,8	7,7	4,9	2,2	8,8	87,0	30,0	143,0			

*Pełna mineralizacja.
Total mineralization.

Źródła CO₂ w jaskiniach tatrzańskich

Bezpośrednie pomiary stężenia CO₂ w powietrzu jaskiń tatrzańskich zostały wykonane przez C. M. Eka w kwietniu 1967 r. (C. M. Ek i in. 1969). Objęły one wprawdzie nietypowe jaskinie tatrzańskie, ale i w nich stwierdzono tendencję wzro-



Ryc. 16. Zawartość wolnego CO₂ w różnych typach wód Tatr Zachodnich (lata 1969–1970)

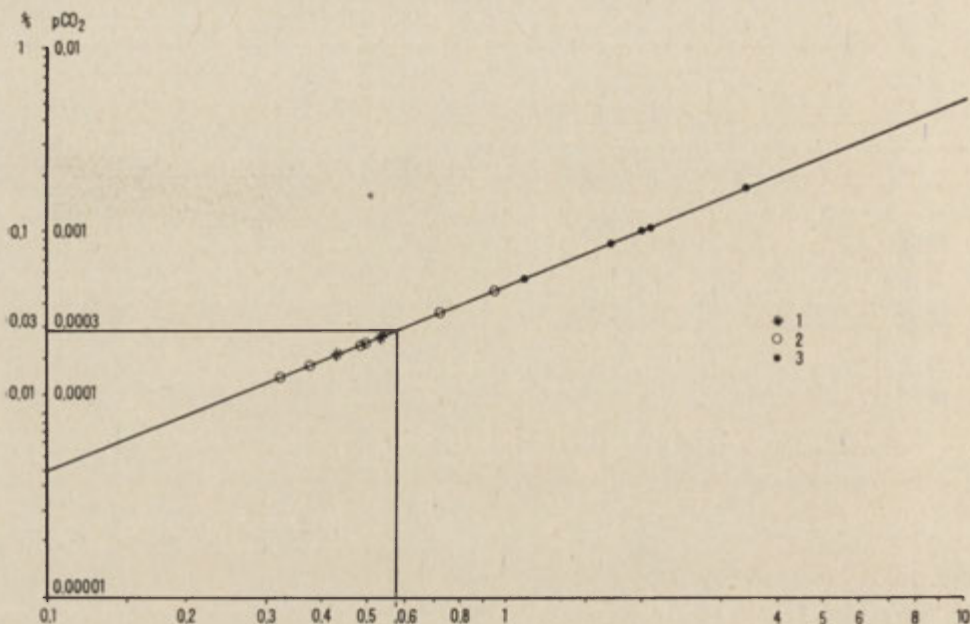
1 – wody ze śniegu, 2 – wody potoków niekarstowych, 3 – wody jaskiń infiltracji pionowej (autochtoniczne), 4 – wody wawerzysk, 5 – wody jaskiń przepływowych (allochtoniczne), 1 mm = jeden pomiar, analiza 166 pomiarów

Free CO₂ content in various water types of the West Tatra (1969–1970)

1 – snow-melting waters, 2 – waters of non-karst streams, 3 – vertical infiltration cave waters (autochthonous), 4 – vauclose spring waters, 5 – waters of flow-through caves (allochthonous), 1mm = 1 measurement, 166 measurements analysed

stu CO₂ w miarę oddalania się od otworów w głąb masywu węglanowego. Stężenia te były na ogół znacznie wyższe aniżeli w wolnej przestrzeni. W miejscach słabo wentylowanych stwierdzano wartości 2–3,4 mg/l (0,001–0,0018 CO₂ atm – ryc. 17). Udział CO₂ w wodzie zależy od ciśnienia parcjalego CO₂ nad powierzchnią tej wody (p_{CO_2}). Normalne ciśnienie CO₂ w powietrzu, wynoszące około 0,0003 atm (0,03%, 0,57 mg/l – ryc. 17), odpowiada stężeniu 1,0–0,4mg/l wody w przedziale temperatur 0–30°C (por. ryc. 29). Na podstawie stwierdzonego przez autora stężenia CO₂ w wodzie jaskiń tatrzańskich (najczęściej powtarzające się wartości: 5,7–15,4 mg/l CO₂ – tab. 7) można określić teoretyczne stężenie p_{CO_2} w powietrzu jaskiń tatrzańskich na 0,002–0,0065 atm (0,2–0,65%). Fakty te świadczą o dodatkowych źródłach CO₂. Jednym z nich są niewątpliwie opady atmosferyczne, przede wszystkim śnieg. Innych źródeł – jak dotąd – nie udało się zidentyfikować. Nie można tu wykluczyć CO₂ pochodzenia organicznego i juvenilnego. Niemniej niewielkie stężenia CO₂ w powietrzu jaskiń tatrzańskich pozwalają wnosić, że źródła te są mało wydajne.

Ilość wolnego CO_2 w wodach jaskiń tatrzańskich pozwala na rozpuszczenie 150–200 mg/l CaCO_3 (można to przeliczyć na ryc. 20). Natomiast wiadomo, że zawartość CaCO_3 w wodach tych jaskiń wynosi 90–160 mg/l (tab. 7). Nasuwają się stąd następujące wnioski: 1) wody opuszczające jaskinie posiadają silne właściwości korozyjne, nie wykorzystane w pełni w czasie ich przepływu przez masyw



Ryc. 17. Nomogram do przeliczania stężenia w powietrzu: $p\text{CO}_2$ atm — CO_2 w mg/l

$p\text{CO}_2$ w powietrzu na poziomie morza = 0,00033 atm (0,033%). Ciężar właściwy CO_2 = 1,977 g/l. Przykład przeliczenia kilkunastu pomiarów wykonanych przez Eka (C. M. Ek i in. 1969) w kwietniu 1967 r. w jaskiniach Tatr Zachodnich (Wodna pod Pisana, Raptawicka, Oblazkowa). 1 — atmosfera zewnętrzna, 2 — strefa przyotworowa jaskiń, 3 — wnętrze jaskiń

Nomogram for conversion of concentration in air: $p\text{CO}_2$ atm — CO_2 in mg/l

$p\text{CO}_2$ in air on the sea level = 0,00033 atm (0,033%). CO_2 density = 1,977 g/l. Example of conversion of some measurements performed by Ek (C.M. Ek at al. 1969) in April 1967 in the West Tatra caves (Wodna under Pisana, Raptawicka Oblazkowa). 1 — external atmosphere, 2 — near-mouth zone of caves, 3 — inside of caves

węglanowy; 2) nadmiar gazowego CO_2 w wodzie uchodzi do powietrza wypełniającego jaskinie, powodując częste kilkakrotne zwiększenie się go w stosunku do $p\text{CO}_2$ na powierzchni. Gromadzenie tego typu CO_2 zachodzi w tych korytarzach, które są objęte strefą mikroklimatu statycznego; 3) wody krasowe przepływają przez strefy zasobne w CO_2 . Nie znamy — jak dotąd — ich źródeł i lokalizacji.

Agresywność chemiczna wód

Analizę agresywności wód tatrzańskich rozpatrywano pod względem jakościowym za pomocą wykresu Tillmansa — Trombe'a, który podaje relację pomiędzy pH



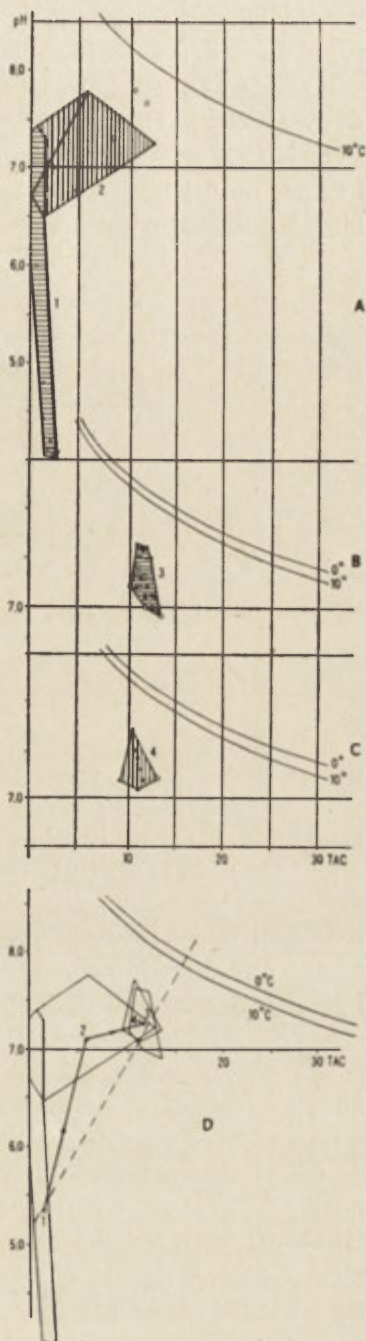
Fot. 5. Korytarz w kształcie rury ze stadium phreatic w jaskini Szczelina Chochołowska w Tatrach Zachodnich (prowadzono tu badania mikroklimatyczne i hydrochemiczne)

Pipe-shaped corridore (phreatic stage) in the Szczelina Chochołowska Cave in Western Tatra. Microclimatic and hydrochemical research has been carried out here



Fot. 6. Jaskinia Czarna w Tatrach Zachodnich. Sala Francuska
Czarna Cave in Western Tatra. French Chamber

a stężeniem CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$). Szczególną uwagę zwrócono na wody infiltracji pionowej. Na ryc. 18ABC przedstawiono pola zajęte przez różne typy wód, od opadowych po wywierzyńska, ich wzajemną zależność oraz kierunek metamorfizacji (ryc. 18D). Analiza tych rycin skłania do następujących wniosków: 1) najwyższą agresywność wykazują wody opadowe i te, które występują na powierzchni wapieni; 2) rozpuszczanie zachodzi na całej drodze infiltracji pionowej wód; 3) wszystkie wody infiltracji pionowej posiadają własności korozyjne, nawet po opuszczeniu obszaru krasowego; 4) najwyższy gradient pH występuje na odcinku wody opadowe — powierzchnia wapieni, co pozwala wnioskować o silnej korozyjnej działalności wód już na powierzchni wapieni; 5) wody wywierzyškowe posiadają zmniejszone własności korozyjne, co wskazywałoby na możliwość niewielkiej depozycji w jaskiniach węglanów w postaci nacieków kalcytowych.



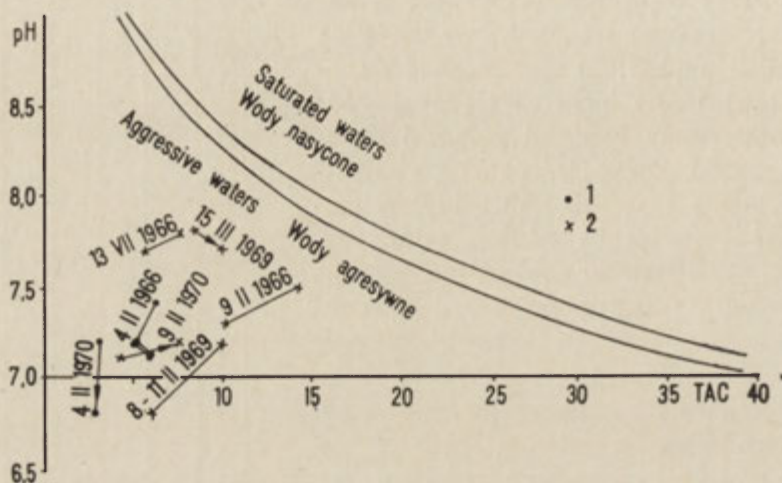
Ryc. 18. Metamorfoza wód infiltracji pionowej w masywie węglanowym systemu Lodowego Źródła w Tatrach Zachodnich (1965–1970) na wykresie Tillmansa-Trombe'a

A — wody opadowe (1), wody na powierzchni skał węglanowych (2)
B — wody jaskiń (3), C — wody w wywierzyškach (4), D — kierunek metamorfozy wód

Metamorphosis of vertical infiltration waters in a carbonate massif of the Lodowe Źródło, West Tatra (1965–1970), on Tillmans-Trombe diagram

A — atmospheric waters (1), waters on surface of carbonate rocks (2), B — cave waters (3), C — waters in vaucluse springs (4), D — directions of water metamorphosis

Aby bliżej odpowiedzieć na pytanie, jakie istnieją możliwości wód dla depozycji nacieków kalcytowych w jaskiniach tatrzańskich, opracowano ryc. 20. Przedstawia ona relację CO_2 — CaCO_3 . Uzyskany obraz jest bliższy prawdy aniżeli na standardowym wykresie Tillmansa-Trombe'a. Widać tu, że wody z jaskiń zawierają większe stężenia CO_2 aniżeli wywierzyska i że niektóre z nich są bliskie granicy nasycenia i zdolne do depozycji kalcytu. Wstępną analizę agresywności chemicznej wód infiltracji poziomej przedstawiono na ryc. 19. Linie proste obrazują kierunek meta-



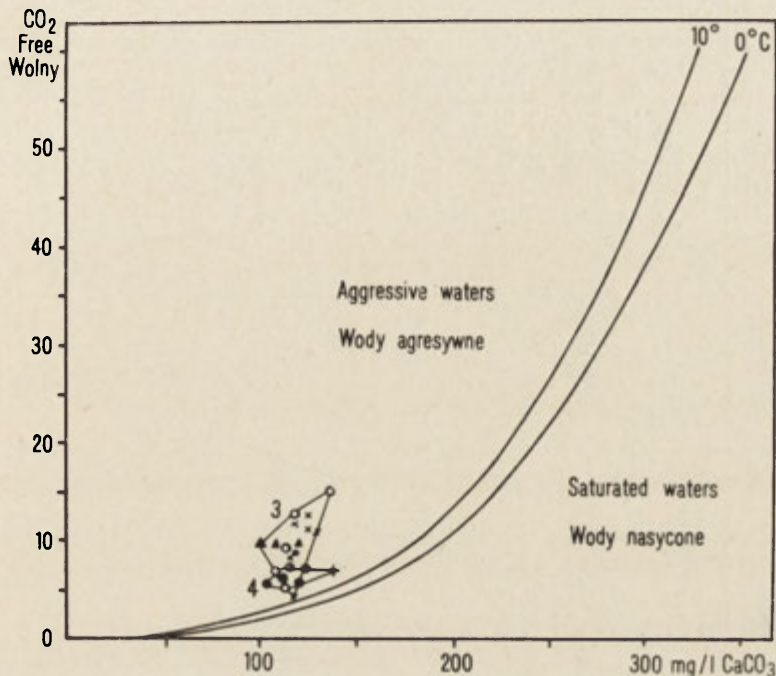
Ryc. 19. Metamorfoza wód infiltracji poziomej w jaskiniach Szczelina Chochołowska (1) i Wodna pod Pisaną (2) w Tatrach Zachodnich na wykresie Tillmansa-Trombe'a

Metamorphosis of horizontal infiltration waters in caves: Szczelina Chochołowska (1) and Wodna under Pisana (2) in the West Tatra on the Tillmans-Trombe diagram

morfizacji wód powierzchniowych między ponorami a wnętrzem jaskiń na przykładzie dwóch jaskiń przepływowych (dolne piętro jaskini Szczelina Chochołowska i Jaskinia Wodna pod Pisaną). Widoczny jest tu wzrost mineralizacji przy jednoczesnym wzroście pH . Czasami wzrost ten może osiągnąć do 50 mg/l CaCO_3 . Trudność z określeniem ilości wód autochtonicznych, dopływających do tych potoków, zmusza nas do wstrzymania się ze zbyt daleko idącymi wnioskami, które z tego wykresu mogłyby wynikać.

Obraz agresywności tych samych wód tatrzańskich, analizowany na dwóch odmiennych diagramach (ryc. 18, 19 i 20), wykazał znaczne różnice. Widzimy, że relacja pH — CO_2 w jaskiniach tatrzańskich nie jest taka prosta, jak by to wynikało z założeń teoretycznych. W tej sytuacji autor uważał za konieczne przeanalizowanie tej zależności. Potwierdza ona wyżej wysunięte obawy. Stwierdzono, że wszystkie dane są ze sobą skorelowane ($r = 0,42$; poziom istotności 0,01 wynosi około 0,30), ale regresja liniowa jest dla każdego typu wód odmienna (ryc. 21). Najbliższe teoretycznej krzywej, określonej drogą laboratoryjną przez J. Tillmansa

(1932), są wody z jaskiń, a najbardziej odbiegają od niej wody opadowe. Z tego też względu bardziej precyzyjna jest analiza agresywności oparta o relację CO_2 — CaCO_3 .



Ryc. 20. Agresywność chemiczna niektórych wód systemu Lodowego Źródła w Tatrach Zachodnich wg relacji CO_2 — CaCO_3 na wykresie Tillmansa-Trombe'a

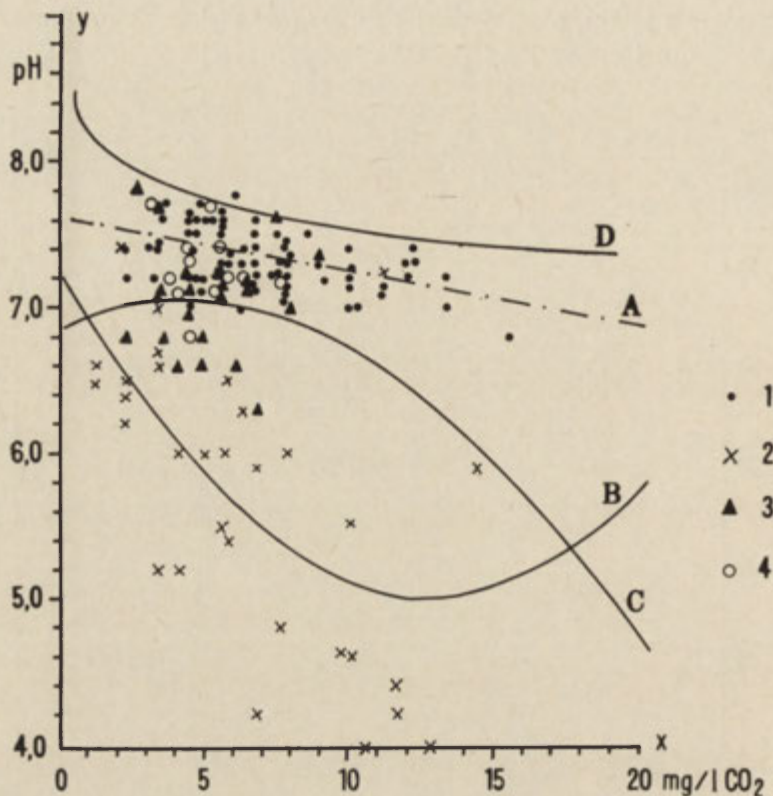
3 — wody jaskiń, 4 — wody wywierzysk

Chemical aggressivity of some waters of the Lodowe Źródła in the West Tatra, acc. to CO_2 — CaCO_3 relation, on the Tillman-Trombe diagram

3 — cave waters 4 — vaucluse spring waters

Bilans korozji węglanowej systemu Lodowego Źródła

Prześlędzono zmiany własności fizykochemicznych wód od powierzchni masywu poprzez jego wnętrze aż do podstawy procesów erozyjnych (dno najgłębszej doliny). Dokonano tego analizując wody na powierzchni krasowej Czerwonych Wierchów, w strefie podpowierzchniowej w lejach i jaskiniach pionowych Kolibisk, w głębi masywu w jaskiniach Śnieżnej, Czarnej, Zimnej oraz w wywierzyskach systemu Lodowego Źródła odprowadzających wody z tych jaskiń. Pełne profile pionowe uzyskano dla temperatury powietrza, pH i zawartości CaCO_3 . Przedstawiono je na ryc. 22. Rozkład krzywych wskazuje na obecność w tym masywie węglanowym dwóch stref. Strefy powierzchniowa i podpowierzchniowa (do głębokości 200—300



Ryc. 21. Relacja $pH(y)$ – $CO_2(x)$ w różnych typach wód Tatr Zachodnich (lata 1969–1970) na podstawie 141 analiz $y = f(x)$

1 – wody w jaskiniach, 2 – wody opadowe (śnieg), 3 – wody powierzchniowe, niekarstowe, 4 – wody z jaskiń przepływowych, D – krzywa teoretyczna $y = f(x)$ wg Tillmansa (1932) dla $17^\circ C$; A, B – wykresy funkcji dla dwóch typów wód tatrzańskich i jeden wykres zbiorczy (C)

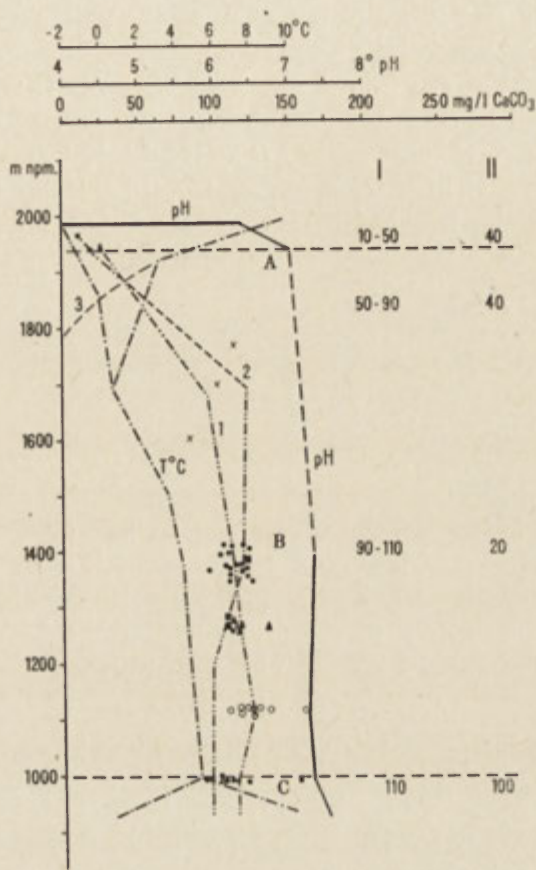
$$\begin{aligned}
 C. y &= 6,86 + 0,0831x - 0,00961x^2 & A. y &= 7,56 - 0,0347x \\
 r &= 0,25; 0,1\% \sim 0,30; & r &= 0,48; 0,1\% \sim 0,38 \\
 R^2 &= 6,26; F_{S_n} = 4,61 & R^2 &= 23,3; F_{S_n} = 21,85 \\
 B. y &= 7,205 - 0,347x + 0,139x^2 \\
 r &= 0,59; 0,1\% \sim 0,58 \\
 R^2 &= 35,1; F_{S_n} = 7,58
 \end{aligned}$$

Relation between $pH(y)$ and $CO_2(x)$ for various water types of the West Tatra (1969–1970) based on 141 analyses $y = f(x)$

1 – cave waters, 2 – atmospheric waters (snow), 3 – non-karst surface waters, 4 – waters from flowthrough caves, D – theoretical curve $y = f(x)$ acc. to Tillmans (1932) for $17^\circ C$; A, B – diagram of the function for two types of Tatra waters and one cumulative diagram (C)

$$\begin{aligned}
 C. y &= 6,86 + 0,0831x - 0,00961x^2 & A. y &= 7,56 - 0,0347x \\
 r &= 0,25; 0,1\% \sim 0,30; R^2 = 6,26; F_{S_n} = 4,61 & r &= 0,48; 0,1\% \sim 0,38 \\
 & & R^2 &= 23,3; F_{S_n} = 21,85 \\
 B. y &= 7,205 - 0,347x + 0,139x^2 \\
 r &= 0,59; 0,1\% \sim 0,58 \\
 R^2 &= 35,1; F_{S_n} = 7,58
 \end{aligned}$$

m) charakteryzują się dużym dynamizmem (duże gradienty). Natomiast w głębi masywu następuje stabilizacja, a nawet obserwuje się spadek wartości (krzywa CaCO_3). Strefy te, stwierdzone w Masywie Czerwonych Wierchów, znajdują swoje odpowiedniki w postaci stref mikroklimatycznych w jaskiniach (M. Pulina 1968).



Ryc. 22. Zmiany własności fizykochemicznych wód infiltracji pionowej w masywie węglanowym Lodowego Źródła w Tatrach Zachodnich (lata 1969–1970)

I – T_{CaCO_3} średnia z czterech jaskiń, *2* – T_{CaCO_3} w Jaskini Śnieżnej, luty 1970 r., *3* – powierzchnia morfologiczna nad jaskinią, *I* – wzrost stężenia CaCO_3 w mg/l w poszczególnych strefach pionowych masywu, *II* – korozja w % dla poszczególnych stref pionowych, *A* – powierzchnia wapieni i strefa podpowierzchniowa, *B* – wnętrze masywu wapiennego, *C* – wody po opuszczeniu kanałów podziemnych

Variations of physicochemical properties of vertical infiltration waters in the carbonate massif of the Lodowe Źródło in the West Tatra (1969–1970)

– T_{CaCO_3} mean value of 4 caves, *2* – T_{CaCO_3} in the Śnieżna Cave, February 1970, *3* – morphological surface above the cave, *I* – increase in CaCO_3 concentration (mg/l) in vertical zones of the massif, *II* – % corrosion in individual vertical zones, *A* – limestone surface and subsurface zone, *B* – internal part of the limestone massif, *C* – waters having left underground channels

Górna strefa odpowiada strefie mikroklimatu dynamicznego, dolna — strefie statycznej. W innym miejscu autor (M. Pulina 1971a) zwraca uwagę na silne procesy wietrzenia mechanicznego i chemicznego (m. in. przez działalność lodu) w tych korytarzach jaskiń, które są objęte strefą mikroklimatu dynamicznego, a minimalne nasilenie tych procesów w strefie statycznej. W ten sposób uzyskujemy dodatkowe argumenty na potwierdzenie tezy o intensywności procesów niszczących w strefach dynamicznych jaskiń pionowych.

Przebieg krzywych na ryc. 22, a w szczególności krzywa CaCO_3 , pozwala określić, jaki procent ogólnej masy rozpuszczonych węglanów przypada na poszczególne strefy. Dokonano tego w kolumnach *I* i *II* na ryc. 22. Kolumna *I* przedstawia faktyczny wzrost zawartości CaCO_3 w wodach w mg/l, kolumna *II* — procent rozpuszczonej masy. Wobec faktu, że wzrost zawartości CaCO_3 w tych wodach wynosi od 10—110 mg/l, czyli 100 mg/l, różnica w zawartości CaCO_3 dla poszczególnych stref jest jednocześnie wielkością procentową.

Krótkie wnioski z tych rozważań są następujące: 1) w strefie powierzchniowej i podpowierzchniowej Masywu Czerwonych Wierchów następuje rozpuszczanie 80% całej masy usuwanych węglanów, z czego połowa przypada na powierzchnię; 2) wewnątrz masywu jest niszczone zaledwie w 20%, 3) rozkład współczesnej korozji związany z infiltracją pionową wód sugeruje obecność dużych korytarzy krasowych tylko do głębokości 200—300 m od powierzchni. Fakty te znajdują potwierdzenie w systemie Jaskini Śnieżnej, w której największe studnie dochodzą do głębokości 300 m, a poniżej przeważają mniejsze korytarze powstałe w wyniku erozji mechanicznej potoków i procesów grawitacyjnych; 4) korozyjna działalność wód infiltracji pionowej nie tłumaczy genezy dużych poziomych jaskiń w Masywie Czerwonych Wierchów. Należy ją łączyć z korozją wód allochtonicznych infiltracji poziomej.

Ablacja krasowa w Dolinie Kościeliskiej

Ablację krasową obliczono metodami hydrometrycznymi autora. Wyniki przedstawia tab. 8. A oto kilka uwag na temat danych, które wprowadzono do wzorów. Faktyczna zlewnia Potoku Kościeliskiego nie pokrywa się z topograficzną. Zostało to w ostateczny sposób udowodnione badaniami w Jaskini Śnieżnej (M. Pulina 1962; J. Rudnicki 1967), która mimo iż leży w zlewni topograficznej Małej Łąki, odprowadza wody do Doliny Kościeliskiej. Kaptaż podziemny w krasie Tatr jest zjawiskiem powszechnym, na co zwracało uwagę już wielu badaczy (S. Zwoliński 1955; T. Dąbrowski 1967; T. Dąbrowski, J. Głazek 1968). Wielkość faktycznej zlewni określił autor przede wszystkim na podstawie znajomości systemów jaskiń. Uzyskano tu wartości odbiegające od podanych przez I. Gieysztor (1961), a bliskie danym J. Rudnickiego (1967). Ilość wody przepływającej przez te obszary krasowe określono na podstawie pomiarów T. Dąbrowskiego (1967) i własnych obserwacji stanów wód. Przepływy dla całej zlewni Potoku Kościeliskiego pochodzą ze średnich wartości wyliczonych przez I. Gieysztor. W tabeli 8 przedstawiono również obli-

Tabela 8. Denudacja chemiczna obszarów krasowych Tatr Zachodnich (1965–1970)
Chemical denudation in the karst areas of Western Tatra Mountains (1965–1970)

Badany obszar Investigation area	Powierzchnia P km ²	Odpływ Runoff Q m ³ /s	Spływ Unit flow q l/skm ²	Mineralizacja Mineralization mg/l			Denudacja chemiczna Chemical denudation	
				T	T_a	ΔT	m ³ /rok	m ³ /km rok mm/1000
Dolina Kościeliska (Kościeliska Valley)	29,2	1,08	37	115*	10	105	1429	48,9
				130	15	115	1565	53,6
Ciepnia krasowa infiltracja pionowa (karstic basin vertical infiltration)			32	115	10	105		42,3
				130	15	115		46,4
Dolina Kościeliska (Kościeliska Valley)			37	110	10	100	378	46,6
				120	15	105	397	48,9
System Lodowego Źródła infiltracja pionowa (Lodowe Źródło System vertical infiltration)			32	110	10	100		40,3
				120	15	105		42,3
Zony cyrkulacji pionowej systemu Lodowego Źródła (vertical circulation zones of Lodowe Źródło System)		0,3	37	10–110	10	100	378	46,6
							100%	
Strefa powierzchniowa (surface zone)		0,3	37	10–50	10	40	151	18,6
							40%	
Strefa podpowierzchniowa do głębokości 200 m (Underground zone to 200 m depth)		0,3	37	50–90	10	40	151	18,6
							40%	
Strefa głęboka (Deep zone)		0,3	37	90–110	10	20	76	9,4
							20%	

*W kolumnie podano: powyżej — zawartość węglanów w CaCO₃ (Ca⁺⁺+Mg⁺⁺); poniżej — pełną mineralizację ΣM (sucha pozostałość).

In column showing water mineralization the carbonate contents in CaCO₃ (Ca⁺⁺+Mg⁺⁺) is given above, and full mineralization ΣM (i.e., dry residue) below.

czenia, które oparto o spływ jednostkowy stwierdzony przez I. Gieysztor w zlewni Białki. W ten sposób uzyskano optymalny przedział wielkości denudacji dla zlewni Potoku Kościeliskiego. Ablacja krasowa mieści się w przedziale 40,3–48,9 m³/km² rok w przeliczeniu na CaCO₃ i 42,3–53,6 m³ dla pełnej mineralizacji. Wyniki te są blisko dwukrotnie niższe od rezultatów J. Corbela (1965), który stwierdził tu 96 m³. Błąd tkwi w wadliwym obliczeniu ilości wody ($E = 16$ dcm) określonej na podstawie danych klimatycznych. Natomiast wyniki autora potwierdzają oblicze-

nia J. Rudnickiego (1967), który podaje wartość 48,2 m³. Ostatnio K. Oleksynowa (1970) określiła wielkość spływu jonowego dla rzek Tatr Zachodnich. Mimo że obliczenia te nie dotyczą bezpośrednio ablacji krasowej, a tylko denudacji chemicznej dla zlewni zbudowanych z różnych typów skał, w tym i węglanowych, wydaje się celowe podanie tych danych, które mieszczą się w rzędzie wielkości faktycznej degradacji Tatr Zachodnich. Dla Potoku Kościeliskiego autorka stwierdziła 6731,4 t/rok (suma rozpuszczonych soli), co odpowiada 2692,6 m³/rok przy ciężarze właściwym węglanów określonym na 2,5 g/cm³. Wielkość denudacji dla całej zlewni Potoku Kościeliskiego podano na 1929 t/ha, czyli 77,2 m³/km²rok. Jest to wartość zawyżona w stosunku do danych autora. Wynika ona m. in. z nieuwzględnienia faktycznej zlewni Potoku Kościeliskiego (większa od topograficznej) i soli pochodzenia atmosferycznego.

W oparciu o wnioski poprzedniego rozdziału podano w tab. 8 również wielkość niszczenia poszczególnych stref pionowych Masywu Czerwonych Wierchów. Na ogólną wartość ablacji 46,6 m³ aż 39,2 m³ (80%) przypada na powierzchnię masywu i strefę podpowierzchniową. Natomiast tylko 9,4 m³(20%) niszczone jest wewnątrz tego masywu.

Niewielki dopływ wód Potoku Kościeliskiego do systemu Lodowego Źródła powoduje, że denudacja Masywu Czerwonych Wierchów zachodzi kosztem pionowej infiltracji wód atmosferycznych. Wielkość niszczenia powierzchni krasowej, czyli faktyczna denudacja chemiczna, wynosi blisko 40 mm/1000 lat. Jest ona o 20% mniejsza od całej ablacji.

Wielkość denudacji chemicznej dla obszarów niekrasowych zlewni w Tatrach Zachodnich jest ponad dwukrotnie mniejsza aniżeli na obszarach krasowych (tab. 8).

Wnioski

Obszary węglanowe Tatr Zachodnich są intensywnie modelowane przez współczesne procesy krasowe. Denudacja chemiczna działa w dwóch kierunkach: pionowym (korozyjna działalność wód opadowych i roztopowych) i poziomym (korozyja wód rzecznych infiltrujących w obszary węglanowe). Efektem infiltracji pionowej wód jest niszczenie powierzchni morfologicznej i tworzenie się jaskiń pionowych. Natomiast infiltracja pozioma wód, najczęściej silnie agresywnych, spływających z obszarów niekrasowych, powoduje powstawanie dolinnych jaskiń poziomych.

Ablacja krasowa przypadająca na infiltrację pionową osiąga 54 m³/km²rok, z czego aż 80% przypada na powierzchnię i strefę podpowierzchniową. Wnętrze masywów jest niszczone tylko w niewielkim stopniu przez wody infiltracji pionowej (20%), natomiast jest ono silnie atakowane w miejscach podziemnego przepływu wód rzecznych.

KAUKAZ POŁUDNIOWO-ZACHODNI

Zjawiska krasowe i denudację chemiczną w południowo-zachodniej części Kaukazu przedstawiono w osobnym artykule (M. Pulina 1966). Jednakże materiały, jakie zebrano od tego czasu rozszerzyły te wiadomości. Szczególnie interesujące są nowe dane dotyczące denudacji chemicznej, jak również denudacji mechanicznej.

Kras południowego Kaukazu reprezentuje typ alpejski, rozwinięty w skałach węglanowych (górną jurą, barrem, urgon) sedymentacji geosynkinalnej. Skały te zalegają w formie pasa 5—30 km szerokiego na południowo-zachodnich stokach Wielkiego Kaukazu (ryc. 23). Ciągłą się one na przestrzeni około 600 km od północno-zachodniego krańca Kaukazu (region noworosyjsko-socziński) aż po Grzbiet Suramski. Głębokie doliny poprzeczne, schodzące z najwyższych grzbietów krystalicznych, porozcinały pas wapienny na oddzielne bloki, z których największym jest masyw Arabika. Obszary krasowe zalegają w kilku piętrach wysokościowych, od poziomu Morza Czarnego do blisko 3 tys. m. Znajdują się one pod wpływem klimatu subtropikalnego od ciepłej strefy nadmorskiej do chłodnej wysokogórskiej.

Denudacja chemiczna

W tabeli 9 przedstawiono wielkość denudacji chemicznej 12 zlewni południowo-zachodniego Kaukazu oraz ablację krasową w masywie Arabika, grzbiecie Alek i w najgłębszej jaskini Kaukazu — Nazarowskiej (500 m głębokości). Dla dwóch zlewni — Mzymty i Chosty (region socziński) — podano również denudację mechaniczną (wg N. I. Koczetowa 1970) oraz całkowitą.

Większość badanych rzek płynie w wielkich dolinach poprzecznych, zasilanych zarówno wodami niekrasowymi, w tym lodowcowymi, jak i krasowymi. Dlatego denudacja chemiczna podana dla 12 zlewni nie precyzuje wielkości niszczenia obszarów krasowych. Dane te będą analizowane w innym miejscu. Natomiast w niniejszym rozdziale omówimy wyłącznie wyniki badań nad ablacją krasową.

W południowo-zachodnim Kaukazie ablacja węglanowa wynosi od 55,8 m³/km² rok w strefie czarnomorskiej masywu Arabika do 139,2 w strefie średniogórskiej grzbietu Alek. Na obszarze wysokogórskim masywu Arabika stwierdzono 113,9 m³/km²rok. Dane te wskazują na istnienie stratyfikacji pionowej w rozkładzie ablacji krasowej w Kaukazie. Najwyższe wskaźniki stwierdza się na obszarze średniogórskim, gdzie znaczne roczne sumy opadów (do 3 tys. mm/rok), charakterystyczny ich rozkład (krótkotrwałe zlewne deszcze) oraz intensywne procesy biologiczne są przyczyną tak silnego rozpuszczania i transportu. Poniżej i powyżej tych obszarów ablacja krasowa maleje. Decyduje o tym zmniejszenie wpływu procesów biologicznych w strefie wysokogórskiej, który jest częściowo wyrównany agresywnym działaniem wód pochodzenia śnieżnego, jak i zmniejszeniem opadów w stre-



Ryc. 23. Obszary krasowe południowo-zachodniego Kaukazu

I – obszary krasowe, 2 – ważniejsze jaskinie (*a* – Nazarowska, 500 m głębokości), 3 – ważniejsze źródła krasowe, 4 – badane obszary krasowe: *I* – Masyw Arabika, *II* – grzbiet Alek, 5 – grzbiet wododziałowy Wielkiego Kaukazu

Karst areas of the SW Caucasus

I – karst areas, 2 – important caves (*a* – Nazarovska 500 m deep), 3 – important karst springs, 4 – karst areas investigated: *I* – the Arabic Massif, *II* – the Alek ridge, 5 – The Great Caucasus dividing ridge

fie czarnomorskiej. A zatem stwierdzono tu podobny rozkład denudacji krasowej jak w Tatrach (A. Kotarba 1971).

Badania przeprowadzone w masywie krasowym grzbietu Alek i systemie Jaskini Nazarowskiej (M. Pulina 1970) pozwalają na analizę rozkładu korozji wywołanej wodami infiltracji pionowej. Stwierdzono w tych jaskiniach, że główna działalność chemiczna wód przypada na strefę powierzchniową i podpowierzchniową masywu, do głębokości około 100 m. Poniżej tej strefy, we wnętrzu masywu węglanowego, przeważają formy powstałe przez mechaniczną działalność wody wywołaną krótkotrwałymi, ale ulewnymi opadami deszczowymi. W porównaniu z Masywem Czerwonych Wierchów w Tatrach, gdzie intensywne rozpuszczanie sięga do głębokości 200–300 m, na obszarze średniogórskim południowo-zachodniego Kaukazu dochodzi zaledwie do 100 m. Wniosek stąd, że wysoko w górach strefa podpowierzchniowej korozji jest bardzo głęboka, a spłyca się w tych obszarach krasowych, które położone są niżej, w łagodniejszej strefie klimatycznej.

Tabela 9. Denudacja chemiczna i mechaniczna w południowo-zachodnim Kaukazie (1964–1970)
Chemical and mechanical denudation in South-West Caucasus (1964–1970)

Zlewnia hydrogeologiczna Hydrologic basin	<i>P</i> km ²	<i>Q</i> m ³ /s	<i>q</i> l/s km ²	<i>T</i> CaCO ₃ Σ _M mg/l	<i>D</i> ₂ m ³ /km ² rok mm/1000 lat	<i>A</i> m ³ /rok 10 ³	t/rok 10 ³	%
Galizga	Ch**	26,7	1,9	(144,6)*	(130)			
Kodori	Ch	179,1	10,9	(144,6)	(111)			
Kelasuri	Ch	83,6	4,4	(144,6)	(95)			
Gumista	Ch	153,2	8,1	(144,6)	(96)			
Gega	Ch	200,6	10,3	109,5	71,0			
				155,9	100,9			
Bzibi	Ch	500,5	30,9	144,6	112,5			
				186,9	145,4			
Łowe Kwara	Ch			156,9	79,1			
			40	195,6	98,6			
Choszupse	Ch			152,8	77,0			
			40	162,9	82,1			
Psou	Ch	126	5,2	(144,6)	(75,0)			
Masyw Arabika — strefa wysokogórska	Ch			150,7	113,9			
			60	182,2	137,7			
Arabica Massif — high-mountain zone								
Strefa czarnomorska				147,8	55,8			
Black-Sea zone			30	197,7	74,7			
Mzymta***								
Krasnaja	Ch	510			61–64	87–88		
Poljana	M				282	76+148****		
	Σ				(346)			

Tabela 9 cd.

Zlewnia hydrogeologiczna Hydrogeologic basin		<i>P</i> km ²	<i>Q</i> m ³ /s	<i>q</i> l/skm ²	<i>T</i> CaCO ₃ Σ_M mg/l	<i>D</i> ₂ m ³ /km ² rok mm/1000 lat	<i>A</i> m ³ /rok 10 ³	t/rok 10 ³	%
Kiepsz	<i>Ch</i>	798				64	175		
	<i>M</i>					368	156+306		
	Σ					432			
Kozaczij	<i>Ch</i>	850				93	200		
Brod							299		
Chosta	<i>Ch</i>	98	4,7	48,0	140	84,7	8,3	20,7	38
	<i>M</i>				228	138			
	Σ				(54,5+ 173,5)	(33+105)****	13,5	33,8	62
Soczi	<i>Ch</i>	238	15,3	64,2	140	113,2	27,0	67,4	
Masyw Alek	<i>Ch</i>	11	0,7	65	170	139,2	1,531	3,829	
Jaskinia Nazarowska (-500 m)	<i>Ch</i>	0,7	0,04	65	115	94,2	0,0580	0,1449	100
Nazarovska Cave (-500 m)			100%						
Wody allochtoniczne Allochtonic waters			0,03 75%		(60)		0,0227	0,0567	39
Wody infiltracji pionowej+kondensacyjne Waters of vertical infil- tration+kondensation			0,01 25%		(280)		0,0353	0,0882	61

* W nawiasach wartość szacunkowa.
In parenthesis estimated values.

** *Ch* – denudacja chemiczna, *M* – mechaniczna, Σ – globalna: chemiczna+mechaniczna.
Ch – chemical denudation, *M* – mechanical. Σ – total: chemical and mechanical.

*** Dane dostarczone przez Kochetwa.
Data supplied by Kochetov.

**** Materiał wleczony+zawleczony w g/m³ wody.
Dragged und suspended material in g/m³ water.

UWAGI O OBSZARACH KRASU WYSOKOGÓRSKIEGO PIRYNU I ALP TUNKIŃSKICH

Badania nad określeniem ablacji krasowej prowadzono również w krasie wysokogórskim Pirynu w Rodopach i w Alpach Tunkińskich (Wschodni Sajan). Do czasu napisania tej pracy nie przybyło nowych wiadomości o denudacji chemicznej i agresywności wód na tych obszarach w stosunku do publikowanych już materiałów (M. Markowicz, W. Popow, M. Pulina 1971; M. Pulina 1968).

Na obydwu obszarach podłożem rozwoju zjawisk krasowych są marmury proterozoiczne. Masyw Pirynu jest degradowany 3,6 razy silniej aniżeli Alpy Tunkiń-

skie (13 mm/1000 lat), osiągając wartość 47 mm/1000 lat. Porównanie obu wskaźników wskazuje na wielką rolę czynnika klimatycznego w degradacji obszarów węglanowych (ryc. 16, 18, 19, 20).

KRAS ŚREDNIOGÓRSKI

Do tego typu zaliczono obszary krasowe leżące od 500 do 1500 m n.p.m. Ablację krasową obliczono w następujących górach: Vercors w Prealpach Francuskich, Stara Płanina w Bułgarii, Sudety Polskie i Chamar-Daban we Wschodniej Syberii.

Kras Vercors jest tylko częściowo obszarem średniogórskim. Wschodnia część tego masywu osiąga 2300 m wysokości i posiada charakter wysokogórski. W pracy zwrócono szczególną uwagę na zachodnią, niższą część masywu i zaliczono go do krasu gór średnich.

VERCORS W PREALPACH FRANCUSKICH

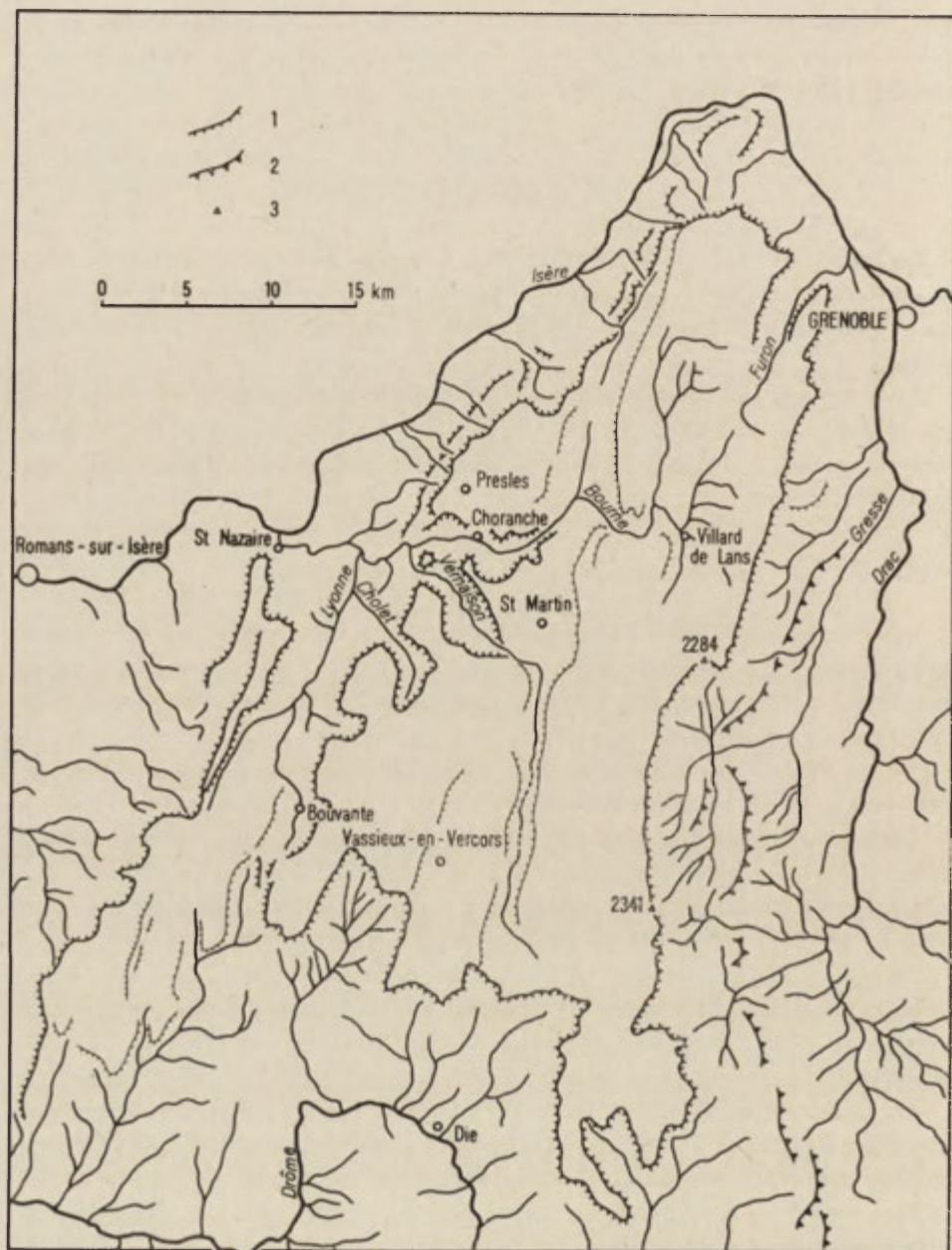
Vercors jest najbardziej na południe wysunięty spośród masywów północnych Prealp Francuskich. Tworzy ogromny, izolowany blok wapienny o powierzchni ponad 800 km², obramowany falezą skalną sięgającą do 500–700 m wysokości (ryc. 24). Zachodnia część masywu jest rozczłonkowana na mniejsze plateau (1000–1700 m n.p.m.), wschodnia, zwarta, występuje w postaci południkowego asymetrycznego łańcucha górskiego (Grand Veymont 2341 m n.p.m.).

Głęboka dolina Izery oddziela Vercors od północnego sąsiada — masywu Char treuse. Z zachodu ogranicza go szeroki Rów Rodanu. Od południa, poprzez silnie rozczłonkowaną dolinę Drôme, graniczy z masywem Dios. Subsekwentna dolina Drac na wschodzie oddziela go od hercyńskiego masywu Oisans.

Vercors, mimo przynależności do łuku alpejskiego, posiada cechy przejściowe zarówno geologiczne, wyrażone w spokojnej tektonice fałdowej, jak i klimatyczne (pogranicze stref: śródziemnomorskiej i umiarkowanej wyżynnej i wysokogórskiej).

Jest jednym z największych masywów krasowych Francji. Reprezentuje swoisty typ reliefu krasowego i charakterystyczny kras podziemny z najgłębszymi na świecie jaskiniami typu gouffre (J. Corbel 1956).

Powierzchnię masywu cechuje uboga sieć hydrograficzna, zlokalizowana wyłącznie w strefach synklinalnych. Jest to sprzeczne z dużymi opadami (1200 do ponad 2000 mm/rok) wywołanymi korzystną ekspozycją na wilgotne wiatry W i SW. Tak znaczne ilości wód opadowych odprowadzane są wielkimi systemami jaskiń skierowanymi ku krawędzi masywu. Źródła krasowe cechuje duża zmienność debitu oraz znaczne wydajności jednostkowe. W czasie wysokich stanów wody z jaskini Bournillon w dolinie Bourne wypływa 40–120 m³/s.



Ryc. 24. Szkic masywu Vercors

1 – faleza wapieni urgońskich, 2 – faleza wapieni tytonu, 3 – jaskinia Gouffre Berger

Sketch of the Vercors massif

1 – Urgonian limestone cliff, 2 – Tithonian limestone cliff, 3 – Gouffre Berger cave

Vercors był terenem studiów takich klasyków geografii i geologii francuskiej jak A. Allix, J. Blache, R. Blanschard, A. Bougin, A. Martel, G. Pardé, M. Gignoux, L. Moret. Prowadzono je głównie w okresie międzywojennym. Po ostatniej wojnie zmalało zainteresowanie geógrafów tym masywem. Natomiast szybko rozwinęła się działalność speleologiczna, przynosząca nie tylko nowe odkrycia jaskiń, ale i studia nad wodami podziemnymi, głównie dla potrzeb hydroenergetyki.

W połowie lat pięćdziesiątych J. Corbel wraz ze swą ekipą CNRS rozpoczął szczegółowe studia nad krasem Vercors. W latach 1968—1969 pracowały stacje pomiarowe w jaskiniach Choranges (fot. 7 i 8); ich wyniki są częściowo publikowane w niniejszej pracy⁸.

Uwagi o geologii, morfologii i hydrografii krasowej

Vercors cechuje spokojna tektonika fałdowa o osiach makrostruktur wyciągniętych w kierunku NNE—SSW. Linie uskokowe, szczególnie liczne w części zachodniej, rozbijają masyw na mniejsze, oddzielne bloki. Budują go głównie osady dolnokredowe, typowe dla północnego brzegu Rowu Wohontyjskiego (M. Gignoux, L. Moret 1944; M. Gignoux 1956), wśród których przeważają osady węglanowe: wapienie margliste dolnego walanżynu—berriasu oddzielone marglami hoterywu od miększej serii wapieni urgońskich (barrem i apt) przykrytych wapieniami glaukonitowymi, marglami albu (gault) oraz cenomanu. Spośród wapieni największą miąższość uzyskują zwarte serie urgonu. Są one podłożem większości zjawisk krasowych.

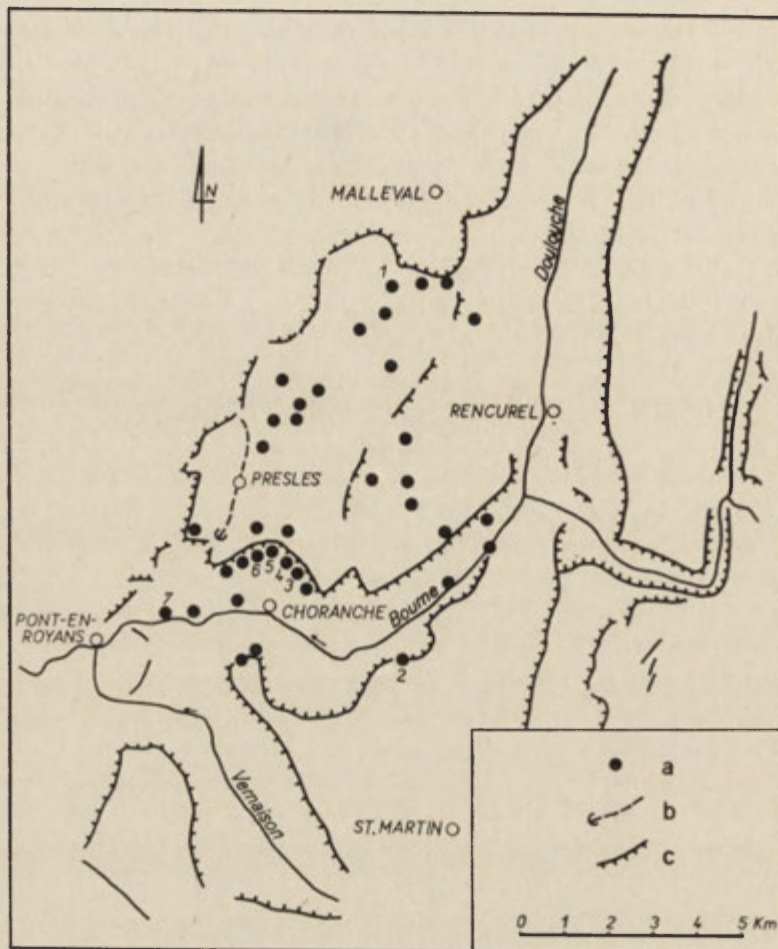
O morfologii i hydrografii krasowej zadecydowały: kierunek przebiegu makrostruktur, płytowy charakter urganu izolowany w spągu łupkami hoterywu oraz wyniesienie masywu ponad Rów Rodanu.

A oto cechy charakterystyczne morfologii i hydrografii krasowej masywu Vercors:

1. Wykształcenie makroform krasowych. Typowe są tu polja zawieszane, których dna leżą w górnej części strefy grawitacyjnej, położone kilkaset metrów nad strefą phreatic, utożsamianą z „lustrem wód gruntowych”. Odprowadzanie wód z tych polji następuje poprzez jaskinie pionowe ku krawędziom masywu, najczęściej do kanionów brzeżnych. Polja są wypełnione deluwiami i posiadają fragmenty jaskiń poziomych które pełniły kiedyś funkcje kanałów wodnych pomiędzy nimi. Największym poljem w Vercors, o powierzchni około 30 km², jest Vassieux.

2. Wielkie powierzchnie pokryte lapiazem i dolinami krasowymi połączonymi z głębokimi jaskiniami pionowymi, m. in. z najgłębszą na świecie Gouffre Berger 1122 m, Combe de Fer około 600 m. Największe powierzchnie tego typu, osiąga-

⁸ Część wyników została przedstawiona w referacie J. Corbela i M. Puliny na seminarium speleologicznym w Lublinie w październiku 1969 r.



Ryc. 25. Szkic masywu Presles w Vercors

a – jaskinie: 1 – Bury, 2 – Bournillon, 3 – Chevaline, 4 – Balme Etrange, 5 – Coufin, 6 – Gournier, 7 – Pre-Martin;
b – okresowy potok wraz z ponorem w polju Presles, *c* – fałaza wapieni urgońskich

Sketch of Presles massif in Vercors

a – caves: 1 – Bury, 2 – Bournillon, 3 – Chevaline, 4 – Balme Etrange, 5 – Coufin, 6 – Gournier, 7 – Pre-Martin;
b – intermittent stream with ponor in the polje of Presles, *c* – Urgonian limestone cliff

jące kilkanaście km², leżą powyżej górnej granicy lasu, na krawędzi Vercors, między masywami Glandasse a Lans.

3. W krasie podziemnym przeważa odwodnienie pionowe wywołane dużymi wysokościami względnymi.

4. Główny kierunek odwodnienia podziemnego jest skierowany na północ i zachód do doliny Izery i Rowu Rodanu. Skutkiem tego obserwuje się dobrze rozwinięte kaniony krasowe w zachodniej i północnej części masywu oraz liczne przykłady kaptazy podziemnych.



Fot. 7. Sala wejściowa w jaskini Chorange w Vercors, w której zlokalizowano stację pomiarową w latach 1968/1969

Entrance Chamber in Chorange cave — Vercors. A microclimatic station was located here during 1968/1969



Fot. 8. Laboratorium terenowe prof. dr. J. Corbela w dolinie Bourne Vercors. Wiosna 1969 r.
Prof. J. Corbel's field laboratory, Vercors, 1968

Rozkład pionowy korozji węglanowej w masywie Presles

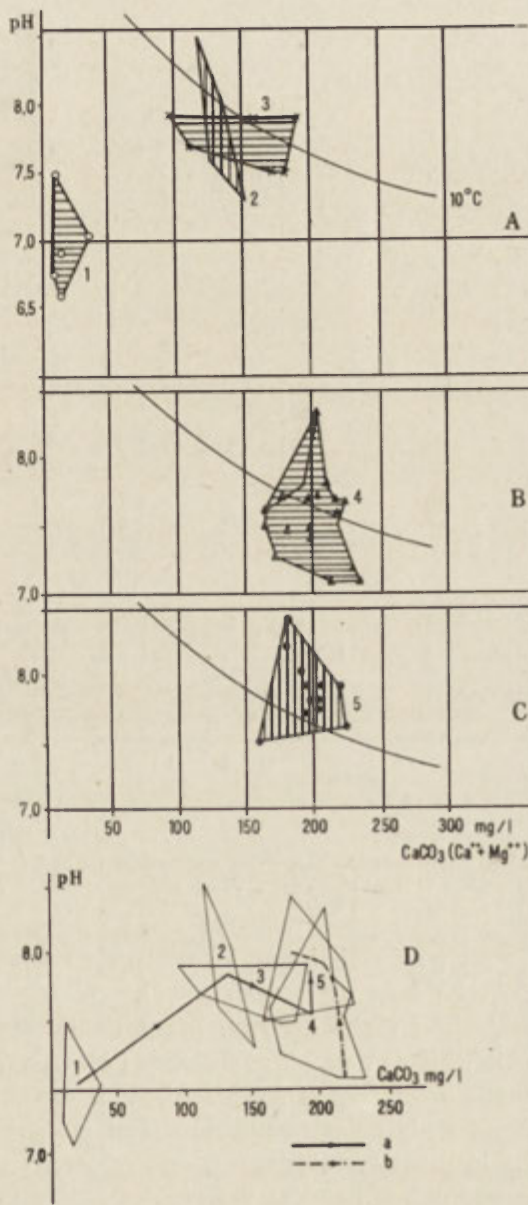
Masyw Presles leży w północno-zachodniej części Vercors, na skrzydle antykliny Malleva-Choranche. Jest on ograniczony falezą wapieni urgońskich opadających do głęboko wciętej doliny Bourne i Izery oraz strefy synklijalnej Rancurel (ryc. 24, 25). Podobnie jak w całym masywie Vercors i tutaj płyta wapieni urgoń-

Ryc. 26. Metamorfoza wód infiltracji pionowej w masywie Presles na wykresie Tillmansa-Trombe'a (1968–1969)

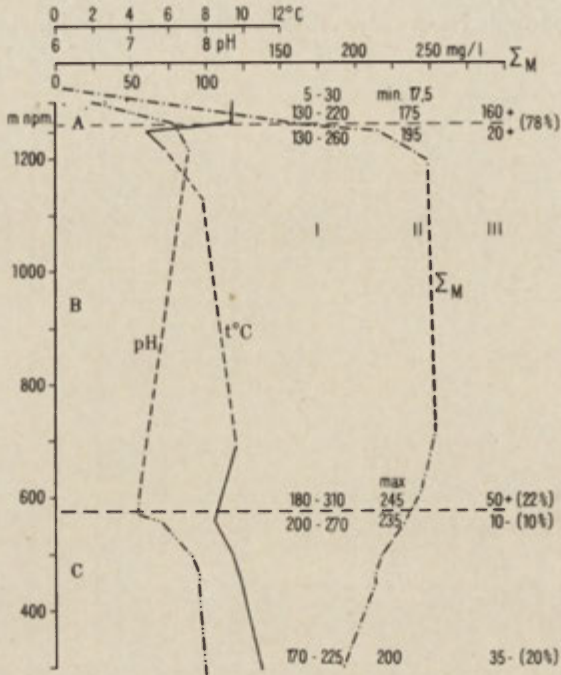
1 – wody opadowe, 2 – wody na powierzchni wapieni, 3 – wody w strefie podpowierzchniowej wapieni na głębokości kilkunastu metrów, 4 – wody w jaskiniach położonych na głębokościach 400–600 m od powierzchni (strefa przejściowa między vadose a phreatic), 5 – wody w źródłach i wypływach po opuszczeniu obszaru krasowego, A, B, C – etapy metamorfozy wód: powierzchnia wapieni (A), strefa podpowierzchniowa (B), wnętrze masywu (C), D – kierunek metamorfozy wód: a – zmiany agresywności wód (zima – lato 1968), b – krzywa depozycji trawertynów (30 V 1968)

Metamorphosis of vertical infiltration waters in the Presles massif on the Tillmans-Trombe diagram (1968–1969)

1 – atmospheric waters, 2 – waters on bare limestone surface, 3 – waters in subsurface zone of limestones at a depth of above ten meters, 4 – waters in caves situated 400–600 m below the surface (transition between the vadose and phreatic zones), 5 – waters in springs and outflows after leaving the karst area; A, B, C – phases of water metamorphosis: limestone surface (A), subsurface zone (B), interior in the massif (C), D – direction of metamorphosis of waters: a – changes in water aggressivity (winter – summer 1968), b – travertine deposition curve



skich o miąższości powyżej 500 m spoczywa na łupkach hoterywu. Odwodnienie masywu odbywa się wyłącznie drogą podziemną, początkowo systemami jaskiń pionowych (np. jaskinia Bury), a następnie jaskiniami poziomymi założonymi blisko łupków zalegających u podstawy serii urgońskiej (jaskinie systemu Choranche).



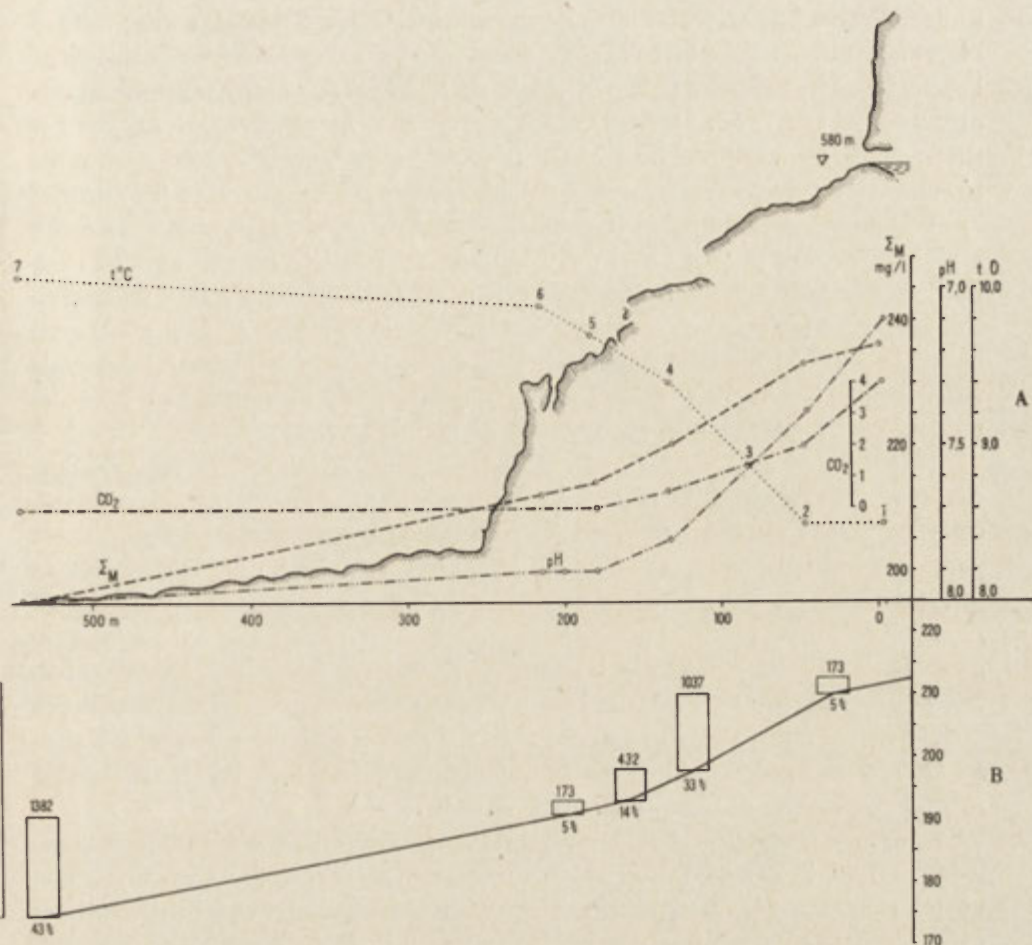
Ryc. 27. Zmiany niektórych własności fizykochemicznych wód infiltracji pionowej w masywie Presles (maj 1968)

A – powierzchnia wapieni i strefa podpowierzchniowa, *B* – wnętrze masywu wapiennego, *C* – wody po opuszczeniu kanałów podziemnych, *I* – przedział mineralizacji (ΣM), *II* – ilość rozpuszczonych soli w mg/l, *III* – ilość odprowadzonych (+) lub zdeponowanych (-) soli w mg/l i w %

Variations of some physicochemical properties of vertical infiltration waters in the Presles massif (May 1968)

A – limestone surface zone, *B* – interior of limestone massif, *C* – waters having left underground channels, *I* – mineralization interval (ΣM), *II* – quantity of dissolved salts in mg/l, *III* – quantity of removed (+) or deposited (-) salts in mg/l and %

Na powierzchni masywu występują typowe formy krasowe. Są to: zawieszone polje Presles z okresowym potokiem biorącym początek w niekrasowej północno-zachodniej części masywu, liczne uwała, obszary klasycznych dolin krasowych, pola lapiazów, skałek wapiennych i in. (ryc. 25). Szczególnie charakterystyczne są świeże mikroformy: żłobki, miseczki, meandryczne zagłębienia. Doliny krasowe noszą ślady świeżych zawałów. Pod powierzchnią morfologiczną znane jest 110 jaskiń pionowych, odprowadzających wody do ponad 40 jaskiń horyzontalnych położonych u podnóża masywu.



Ryc. 28. Kaskady trawertynowe poniżej jaskini Gournier w masywie Presles (30 V 1968). $Q \sim 0,9 \text{ m}^3/\text{s}$

A – zmiany w mineralizacji wód (Σ_M w mg/l), temperaturze wód ($t^{\circ}\text{C}$), pH i wolnym CO_2 w wodzie; B – ilość wynoszonych soli w g/s oraz depozycji w kg/24h; 1–7 lokalizacja prób wody. Transport rozpuszczonych soli w wypływie z jaskini Gournier: 18 317 kg/24h. Depozycja trawertynów na kaskadach: 3197 kg/24h = 17,5%

Travertine cascades below the Gournier cave in the Presles massif (30 V 1968). $Q \sim 0,9 \text{ m}^3/\text{sec}$.

A – changes in waters mineralization (Σ_M in mg/l), water temperature ($t^{\circ}\text{C}$), pH and free CO_2 in water; B – quantities of removed salts in g/sec and of deposited salts in kg/24h; 1–7 points of taking waters samples. Transport of dissolved salts in the outflow from the Gournier cave: 18 317 kg/24h. Travertine deposition on cascades: 3197 kg/24h = 17,5%

W celu określenia natężenia korozji węglanowej w masywie Presles wykonano 48 analiz chemicznych wód pobranych na powierzchni wapieni w strefie podpowierzchniowej w jaskini Bury oraz na głębokości 400–650 m w systemie jaskiń Choranche (ryc. 25, 26, 27). Ponadto badano metamorfozę fizykochemiczną wód wypływających z tych jaskiń (ryc. 26). Szczególnie interesująco przedstawia się temperatura, pH

i mineralizacja wód w profilu pionowym masywu Presles. Zwracają uwagę względnie ustabilizowane własności fizykochemiczne wód wewnątrz masywu wapiennego i ekstremalne na zewnątrz (ryc. 27). Udało się wydzielić trzy etapy w przeobrażeniu agresywności tych wód: 1) maksymalna agresywność na powierzchni wapieni i w strefie podpowierzchniowej (ryc. 26A); 2) wewnątrz masywu (ryc. 26B) — warunki równowagi (wody na granicy nasycenia), obok depozycji kalcytu niewielka korozja; 3) wody po opuszczeniu jaskiń (ryc. 26C) — przesycone, nieagresywne. Silna depozycja trawertynów poniżej wpływów. Kierunek, w jakim idą zmiany własności korozyjnej wód krasowych w masywie Presles, przedstawiono na ryc. 26D. Badaniami szczegółowymi objęto wypływ wód z jaskini Gournier, reprezentujący trzeci etap metamorfozy wód infiltracji pionowej. Wody te po opuszczeniu jaskini deponują znaczne ilości węglanów w postaci trawertynów (kaskady trawertynowe). Wielkość tej depozycji przedstawiono na osobnym diagramie (ryc. 28).

Analiza omawianych materiałów pozwala wyciągać wniosek, że metamorfoza własności korozyjnych wód roztopowych i opadowych w masywie wapiennym zachodzi w trzech etapach. Najsilniej jest atakowana powierzchnia wapieni i strefa podpowierzchniowa (75% całej korozji), co jest wywołane dużą agresywnością faktyczną wód, na którą składają się niska mineralizacja wód opadowych i wzrost zawartości CO_2 po przejściu przez strefę humusową. Wewnątrz masywu wapiennego wody są na granicy równowagi. Następują tu częściowa depozycja kalcytu w formie naciekowej (10%) oraz dalsze rozpuszczanie (22%). Korozja przewyższa depozycję o 12%. Przyczyny tych procesów należy szukać w stosunkowo dużej zawartości CO_2 w powietrzu jaskiń oraz prawdopodobnie na skutek mieszania się wód różnych typów (Mischungskorrosion — A. Bögli 1965).

Wody wypływające z jaskiń masywu Presles osadzają część rozpuszczonego ładunku (średnio 20%) w formie osadów trawertynowych (ryc. 28). Decyduje o tym ubytek gazowego CO_2 z wody na skutek przejścia z obszarów wysokiego ciśnienia parcjalnego CO_2 , panującego w jaskini (około 0,1%), do niskiego na zewnątrz (około 0,03%). Proces ten jest ułatwiony turbulentnym ruchem wody na wodospadach i roślinnością absorbującą CO_2 . Na kaskadach poniżej jaskini Gournier osadzało się w okresie badań ponad 3 tony trawertynu na dobę, co stanowiło 17,5% całej transportowanej masy węglanów (ponad 18 ton/24^h).

Ablacja krasowa i depozycja kalcytu w masywie Presles

Badania fizykochemiczne wód masywu Presles przeprowadzone w latach 1967—1968 pozwalają na przedstawienie bilansu ablacji krasowej w wartościach średnich rocznych. Wyniki te podano w tab. 10. Krótkie wnioski wynikające z analizy tej tabeli są następujące:

1) ablacja krasowa dla całej zlewni jaskiń Choranche jest wysoka, wynosi 97,7 m³/km²rok usuniętych węglanów i 102,2 m³ wszystkich soli transportowanych potokami tych jaskiń. Odpowiada to 2,5 tys. m³ wapieni usuniętych z tej zlewni

Tabela 10. Ablacja krasowa i depozycja kalcytu w masywie Presles w Vercors (1967–1968)

 $P = 25,8 \text{ km}^2$; $Q \sim 1 \text{ m}^3/\text{s}$; $q = 38,8 \text{ l/s km}^2$ (średnie roczne)

Karstic ablation and calcite deposition in Presles Massif, Vercors (1967–1968) (mean annual)

Badany obszar Investigation area	%	ΔT mg/l	D m^3/km^2 rok mm/1000	Wynoszenie Removing A		Depozycja Deposition S	
				A_m m^3/rok	A_t t/rok	S_m m^3/rok	S_t t/rok
Masyw Presles — infiltracja pionowa Presles Massif — vertical infiltration	100	200*	97,7	2520	6300	252	630
Strefa powierzchniowa i podpowierzchniowa Surface zone underground (A)***	78	210**	102,5	2646	6615	265	661
Strefa głęboka (B) Deep zone (B))	32–10			1966			
	22			2064		252	
				806		265	
				847			
				554			
				582			
Masyw Presles — depozycja trawertynow — poniżej źródeł (C) Presles Massif — travertines deposition below springs (C)	20					504	1260
						529	1323

* CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$).** M pełna mineralizacja — full mineralization.

***Lokalizacja stref na ryc. 26 i 27.

Location of zones on fig. 26 and 27.

w ciągu roku; 2) najsilniej atakowana jest powierzchnia wapieni i strefa podpowierzchniowa masywu (strefa A). Przypada na nią 3/4 całej sumy ablacji chemicznej. Reszta rozpuszczonych wapieni, zarówno na powierzchni jak i wewnątrz masywu, jest deponowana częściowo w jaskiniach oraz na powierzchni poniżej wypływów z jaskiń; 3) bilans ablacji i depozycji wewnątrz masywu Presles wynosi 2,3 : 1 na korzyść ablacji. Praktycznie wartość rozpuszczonych wapieni i odtransportowanych poza obszar krasowy pokrywa się z sumą wapieni usuniętych z powierzchni i ze strefy podpowierzchniowej masywu.

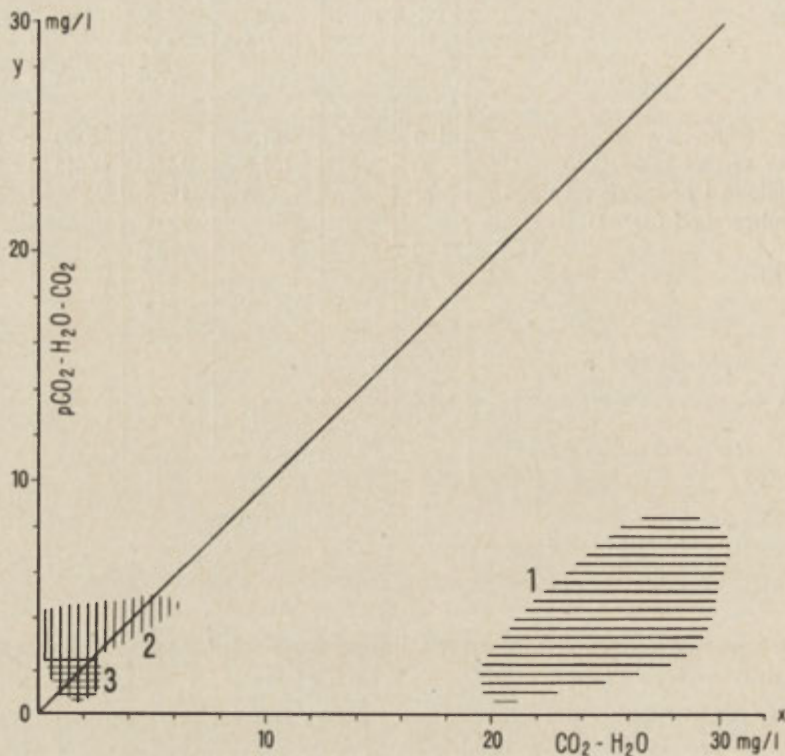
CO_2 w powietrzu niektórych jaskiń Vercors

Korozja węglanowa wewnątrz masywu wapiennego uzależniona jest od mineralizacji wód i zawartości agresywnego CO_2 w wodzie. W masywie Vercors wody są stosunkowo silnie zmineralizowane i pozostają na granicy nasycenia, co świadczy o ich ograniczonej zdolności korozyjnej. Natomiast obserwacje geomorfologiczne w jaskiniach Vercors wskazują na obecność wielu świeżych form erozyjnych, powstających nie tylko na skutek erozji mechanicznej olbrzymich rzek podziemnych w czasie wysokich stanów wód, ale i ich działalności korozyjnej.

Przypuszczać możemy, że korozja jest tu wywołana przez dużą zawartość CO_2

w warstwie glebowej, w szczelinach krasowych i w powietrzu jaskiń, gwarantującą podniesienie ilości agresywnego CO_2 w wodzie, i przez rozpuszczanie na skutek mieszania się wód (efekt A. Bögliego).

Analizy chemiczne wód wykonane w niektórych jaskiniach Vercors wykazały znaczne ilości wolnego CO_2 w wodzie i stosunkowo niskie pH . Na przykład w ja-



Ryc. 29. Zależność między teoretyczną a faktyczną zawartością CO_2 w wodach kilku jaskiń Vercors
 y – zawartość wolnego CO_2 w wodzie, wyliczona z $p\text{CO}_2$ nad powierzchnią wody w powietrzu jaskiń (por. ryc. 30), x – faktyczna zawartość wolnego CO_2 w wodzie, jaskinie: 1 – Tai, 2 – Coufin, 3 – Brudour i Pre Martin

Relationship between theoretical and actual CO_2 content in waters of several Vercors caves
 y – free CO_2 content calculated from $p\text{CO}_2$ above water surface in the cave atmosphere (cf. fig. 30), x – actual free CO_2 content in water, caves: 1 – Tai, 2 – Coufin, 3 – Brudour and Pre-Martin

skini Tai w St. Nazair stwierdzono około 30 mg/l CO_2 , podczas gdy w jaskini Coufin w masywie Presles – zaledwie do kilku mg/l.

Aby wyjaśnić to zjawisko, wykonano (za pomocą aparatu mieszkowego ze szklanymi ampułkami) kilkadziesiąt wrywkowych pomiarów stężenia CO_2 w powietrzu jaskiń. Ze względu na małą precyzję pomiarów (0,005% CO_2) dane te mają jedynie wartość szacunkową.

Badania przeprowadzono w 4 jaskiniach: Tai, Coufin, Brudour i Pre Martin

(ryc. 25). Wyniki przedstawiono na ryc. 29 i 30. Pod względem stężenia CO_2 jaskinie te reprezentują trzy typy: 1) zawartość CO_2 w wodzie wielokrotnie przewyższa ciśnienia parcjalne CO_2 w powietrzu jaskini (jaskinia Tai), 2) zachodzi stan równowagi (jaskinia Brudour), 3) zawartość CO_2 w wodzie jest niższa od ciśnienia CO_2 w powietrzu jaskini (jaskinia Couffin). Stwierdzono ponadto, że w większości jaskiń w strefie mikroklimatu statycznego stężenie CO_2 (0,0002–0,003 atm — ryc. 30) jest wielokrotnie wyższe aniżeli na powierzchni (około 0,0003 atm). Jeżeli stężenie CO_2 w powietrzu jaskiń Vercors przeliczymy na równoważną zawartość CaCO_3 w wodzie, to uzyskamy maksymalne do 250 mg/l CaCO_3 (można to określić za pomocą ryc. 20). Natomiast analizy tych wód wykazują o wiele wyższą mineralizację, przekraczającą 300 mg/l. Nasuwa się stąd wniosek, że silny wzrost mineralizacji tych wód musiał odbywać się w takim środowisku, gdzie ciśnienie $p\text{CO}_2$ zawierało się w granicach co najmniej 0,01–0,03 atm (1–3%). Narzuca się zatem pytanie, w jakich strefach nastąpiło wzbogacenie wód w tak znaczne ilości CO_2 ? Z teoretycznego punktu widzenia źródłami CO_2 mogą być: rozkład materii organicznej i procesy glebowe, śnieg, procesy juwenilne i procesy chemiczne w osadach miocenijskich. Postarajmy się kolejno ustosunkować do tych przypuszczeń.

Na stacji gleboznawczej Uniwersytetu z Grenoble, położonej w miejscowości Correncon w Vercors, przeprowadzono badania nad aktywnością biologiczną gleb rędziny rozwiniętych na wapieniach. Wyniki tych badań opublikowane przez J. C. Gilot i Y. Dommerques (1967) wskazują na wysokie stężenie gazowego CO_2 w porach glebowych, pochodzącego z rozkładu organicznego. W optymalnych warunkach $p\text{CO}_2$ może osiągać 0,4–0,8 atm (40–80%)! Należy zatem przypuszczać, iż jest to najważniejsze środowisko wzbogacenia wód w wolny CO_2 . Na fakt dużej koncentracji CO_2 w porach glebowych zwracają uwagę inni badacze (F. Trombe 1952; H. Schoeller 1962; H. Roques 1962).

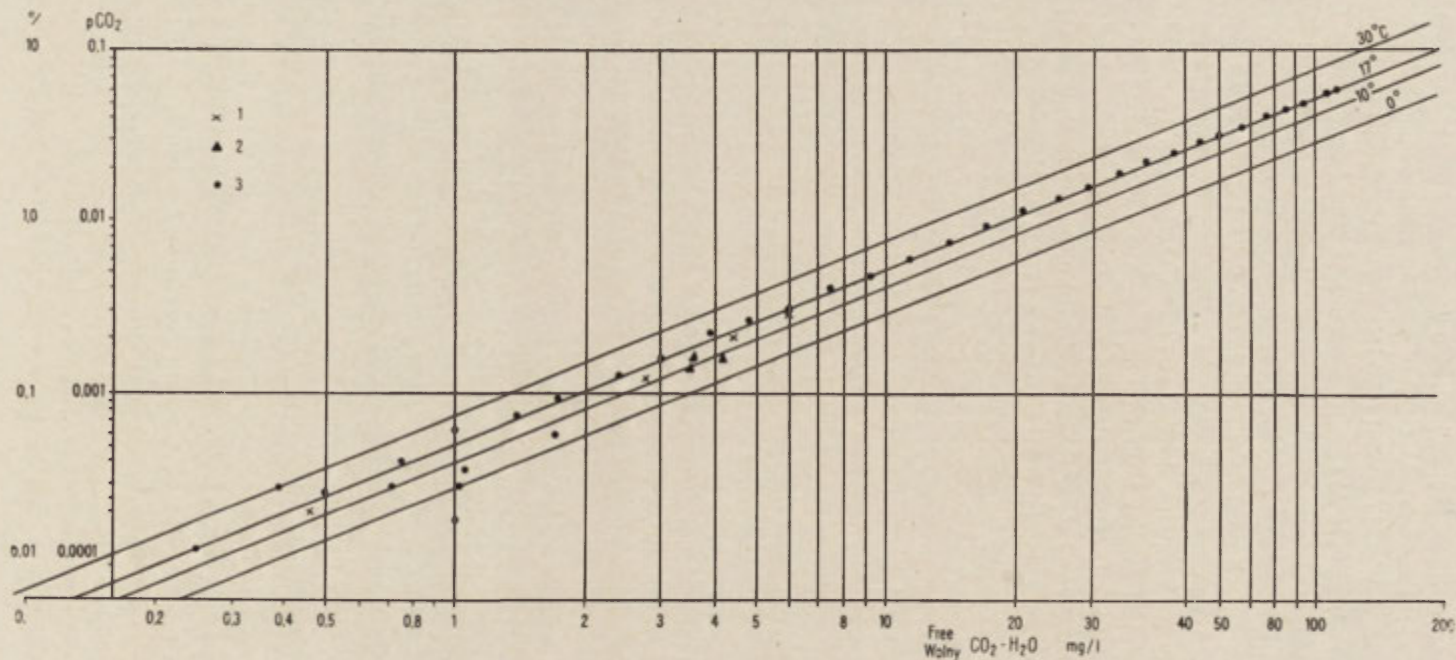
Analizy chemiczne wód ze śniegu w Vercors potwierdziły dużą zawartość wolnego CO_2 i bardzo niskie stężenie pH . W przeliczeniu na $p\text{CO}_2$ uzyskano wartości do 0,005 atm (0,5%). Stężenie to pozwala na rozpuszczenie do 190 mg/l CaCO_3 .

Obok biologicznego i śnieżnego pochodzenia CO_2 należy się liczyć w jaskiniach Vercors z innymi źródłami CO_2 . Na przykład w jaskini Tai jest wielce prawdopodobne pochodzenie CO_2 z rozkładu chemicznego utworów trzeciorzędowych zalegających na powierzchni wapieni.

Denudacja chemiczna Vercors

Wyniki pomiarów denudacji chemicznej w masywie Vercors, obliczone metodą hydrometryczną, przedstawia tab. 11. Wartości bez nawiasów są bliskie prawdy, natomiast w nawiasach obarczone są dużym błędem, wynikającym z trudności określenia zasięgu zlewni podziemnej. Podanie tych danych miało znaczenie metodyczne (wykrycie błędnie obliczonych powierzchni zlewni podziemnych).

Z pomiarów denudacji chemicznej wynika, że wielkość ablacji obliczona dla rzek podziemnych wpływających na krawędzi masywu Vercors waha się w gra-



Ryc. 30. Zależność między pCO_2 w wolnej atmosferze, temperaturą wody i stężeniem wolnego CO_2 w wodzie na przykładzie masywu Vercors.
 $pCO_2 = f(t^\circ C, CO_2)$

Średnia zawartość pCO_2 w atmosferze jaskiń: 1 – Tai, 2 – Coufin, 3 – Brudour

Relationship among pCO_2 in free atmosphere, water temperature and free CO_2 concentration in water determined for Vercors massif as example. $pCO_2 = f(t^\circ C, CO_2)$,

Mean pCO_2 content in the atmosphere of the caves: 1 – Tai, 2 – Coufin, 3 – Brudour

Tabela 11. Denudacja chemiczna masywu Vercors
Chemical denudation of Vercors Massif

Basen hydrogeologiczny Hydrogeologic basin	P km ²	Q** m ³ /s	q l/s km ²	ΔT—mg/l***		Denudacja chemiczna m ³ /km ² rok, mm/1000 lat Chemical denudation	
				CaCO ₃ (Ca ⁺⁺ + +Mg ⁺⁺)	Σ _M	D _{CaCO₃}	D _{Σ_M}
Bourne — Pont Rouillard (1907—1915 r.)	(285)*	19,1	67,0	160	210	(135,1)	(177,3)
Vernaison — Foulons (1906 — 1913)	(290)*	1,7	5,9	170	220	(12,6)	(16,3)
Vernaison — Pont-en-Royans (1964— 1967 r.)	(281)*	1,36	4,8	170	220	(10,3)	(13,3)
Bourne + Vernaison (1907—1913)	575	20,8	36,2	160	210	73,0	95,8
(1967)	575	14,8	25,7	160	210	51,8	68,0
Bourne — Pont de Manne (1906— 1915 r.)	787	26,4	33,5	160	210	67,5	88,6
(1967)	787	17,3	21,9	160	210	44,1	57,9
Yonne — St. Jean en Royans (1906—1913)	135	3,49	25,8	150	180	48,8	58,5
Yonne — Bouvante (1958—1967)	21	1,11	52,8	150	180	99,8	119,7
Chollet — St. Laurent (1908—1912)	67	2,1	31,3	160	210	63,1	82,8
Uron — Engins (1962—1966 r.)	33	0,94	28,3	150	180	53,5	64,2
Cała (między Grenoble a Sone + cała Bourne)	~5000	153	30,5	150	190	57,6	73,0

* Zlewnia topograficzna nie pokrywa się z faktyczną.

The topographic basin does not coincide with the actual one.

** Wielkość przepływu pochodzi z okresu podanego w nawiasach.

Flow value taken from the period preceding that indicated in parenthesis.

*** Stężenie węglanów w wodach oparto o analizy z lat 1967—1969.

Concentration of carbonates in waters based on analyses from 1967—1969.

nicach 50—100 m³/km² rok. Wahania denudacji obliczone dla lat o ekstremalnych opadach różnią się o ±30%. Wartości denudacji chemicznej podane w tab. 11 odpowiadają faktycznie niszczeniu powierzchni wapieni i strefy podpowierzchniowej.

Wnioski

W typowym krasie średniogórskim, dobrze reprezentowanym przez zachodnią część masywu Vercors, stwierdzono następujące fakty;

1. Masyw Vercors charakteryzuje oryginalna rzeźba krasowa. Jej głównymi elementami są systemy zawieszonych polji, wyłączonych z dawnego odwodnienia poziomego, a włączonych do pionowego systemu hydrogeologicznego.

2. Mezo- i mikroformy rozwijają się intensywnie w warunkach silnej agresywności wód roztopowych i przy udziale bardzo aktywnych procesów biologicznych.

3. Duże różnice wysokości pomiędzy powierzchniami masywów a bazami denudacyjnymi, sięgające do 2 tys. m, spowodowały intensywną cyrkulację pionową

wód (głównie atmosferycznych) przeważającą zdecydowanie nad cyrkulacją poziomą, która jest ograniczona do fragmentów starych przepływów pomiędzy poljami.

4. Głównym czynnikiem korozyjnym jest znaczna zawartość CO_2 . Źródłami tego gazu są procesy biologiczne w warstwie glebowej, śnieg oraz rozkład chemiczny niektórych osadów trzeciorzędowych.

5. W strefach mikroklimatu statycznego jaskiń Vercors zawartość CO_2 jest wielokrotnie wyższa aniżeli na powierzchni. Są to skutki gromadzenia się CO_2 uchodzącego z wód krasowych zasobnych w CO_2 .

6. Współczesna ablacja krasowa Vercors jest znacznych rozmiarów i wynosi 50–100 m^3/km^2 rok. Procesy krasowe atakują przede wszystkim powierzchnię wapieni (3/4 całej ablacji). W jaskiniach i poniżej źródeł krasowych następuje depozycja kalcytu. Dochodzi ona do 30% całej rozpuszczonej masy wapieni.

SUDETY POLSKIE

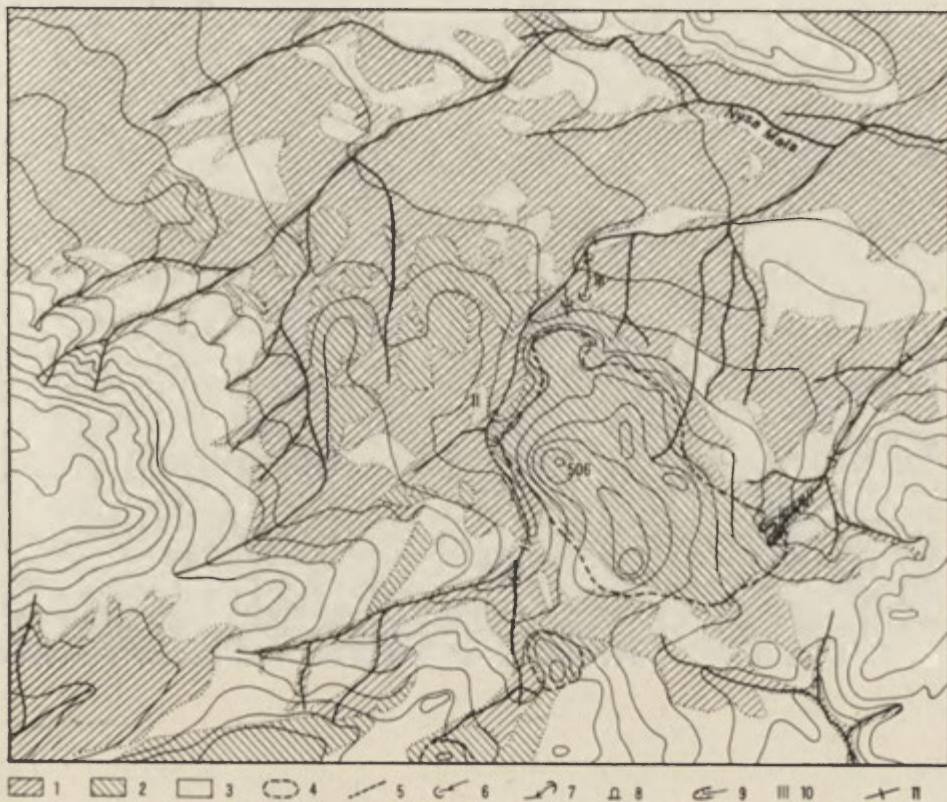
Ogólne uwagi o morfologii krasowej

Podłożem rozwoju zjawisk krasowych w Sudetach są niewielkie wychodne marmurów i zmetamorfizowanych wapieni dolomitycznych wieku staropaleozoicznego i prekambryjskiego. Skały te występują w formie izolowanych soczew „pływających” w nierozpuszczalnych metamorficznych skałach krystalicznych. Największe wychodne skał węglanowych w Sudetach Polskich stwierdzono w Górach Kaczawskich (ryc. 31), Krowiarkach (ryc. 32) i w masywie Śnieżnika (ryc. 33). Łącznie zajmują one niewielką powierzchnię, zaledwie około 15 km^2 . Mimo tak niewielkiego rozprzestrzenienia są one zjawiskiem niezwykłym z racji oryginalnej morfologii, dobrze rozwiniętej sieci jaskiń i starych osadów w nich zachowanych (M. Pulina 1964; W. Walczak 1958).

Wychodne marmurów sudeckich charakteryzują się pozytywną rzeźbą i niejednokrotnie sterczą ponad obszarami zbudowanymi ze skał od nich odporniejszych. Ta „względna” odporność marmurów powoduje, że budują one izolowane wzniesienia, często pojedyncze jak np. góra Połom (667 m n.p.m.) i wzgórze Wapniki (506 m n.p.m.) w Górach Kaczawskich (ryc. 31), lub izolowane grzbiety ze sterczącymi nad nimi kopułami, np. grzbiet Słupca (531 m n.p.m.) w Krowiarkach (ryc. 32), czy też występują w formie półek skalnych wśród skał niewęglanowych (ryc. 33). Specyficzny relief skał węglanowych w Sudetach upoważnia do nadania im nazwy „krasu wyspowego”.

Kras Sudetów jest poligeniczny. Odparowywanie soczewek marmurów odbywało się w paleogenie i neogenie. Świadczą o tym kopuły wapienne sterczące ponad trzeciorzędowymi powierzchniami zrównań (np. Połom w Górach Kaczawskich). W ich wnętrzu kryją się horyzonty jaskiń nawiązujące do tych powierzchni, wypełnione m. in. osadami neogeńskimi. Kopuły te pokryte są płaszczem utworów stokowych, które maskują nie tylko liczne mezofomy krasu powierzchniowego (np.

lejki na wzgórzu Miłek i Połom w Górach Kaczawskich), ale i wejścia do często obszernych systemów jaskiń. Pomimo obecności tych osadów na wychodniach skał węglanowych brak cieków. Woda opadowa szybko infiltruje w głąb wznie-



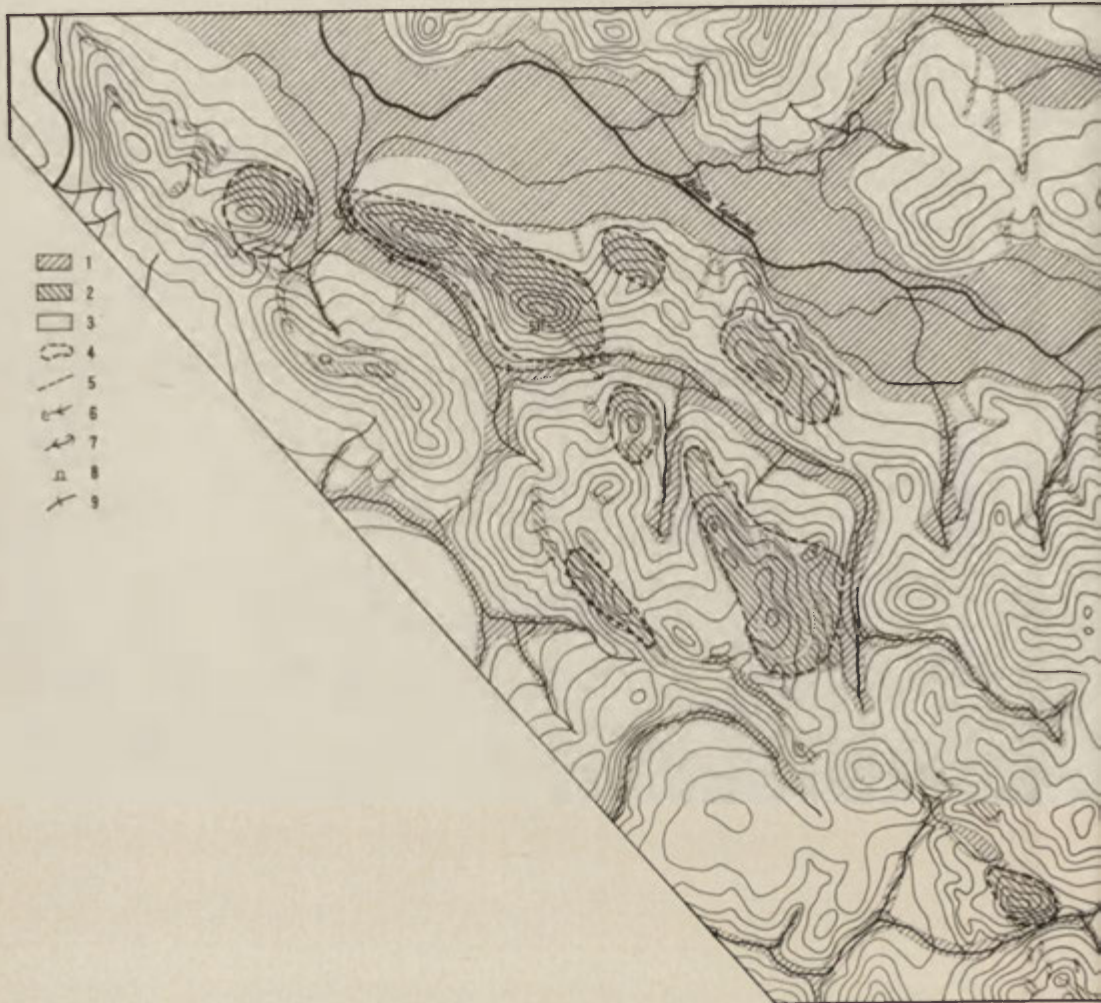
Ryc. 31. Zjawiska krasowe we wschodniej części Gór Kaczawskich (Wzgórze Wapniki – 506 m n.p.m.)

1 – luźne osady czwartorzędowe, 2 – marmury, 3 – skały niekrasowe metamorficzne, 4 – kopuły krasowe, 5 – ciek okresowy, 6 – ponor, 7 – wywierzyisko, 8 – jaskinia, 9 – dolinka typu „zagatna”, 10 – trawertyny, 11 – zastawki do pomiaru przepływu

Karst phenomena in the eastern part of the Kaczawa Mts. (Wapniki Hill, 506 m above sea level)

1 – loose Quaternary sediments, 2 – marbles, 3 – nonkarst metamorphic rocks, 4 – karst couplas, 5 – intermittent stream, 6 – ponor, 7 – vaucluse spring, 8 – cave, 9 – small valley of the „zagatna” type, 10 – travertines, 11 – gates for flow measurements

sienia. Stwierdzono również, przy sprzyjających warunkach morfologicznych, infiltrację wód allochtonicznych ze strumieni powierzchniowych i szczelin w skałach niewęglanowych. Wynikiem tej współczesnej infiltracji, zarówno wód auto- jak i allochtonicznych, są podziemne przepływy i systemy typowych wywierzyisk.



Ryc. 32. Zjawiska krasowe w Krowiarkach. Masyw Słupca (531 m n.p.m.)

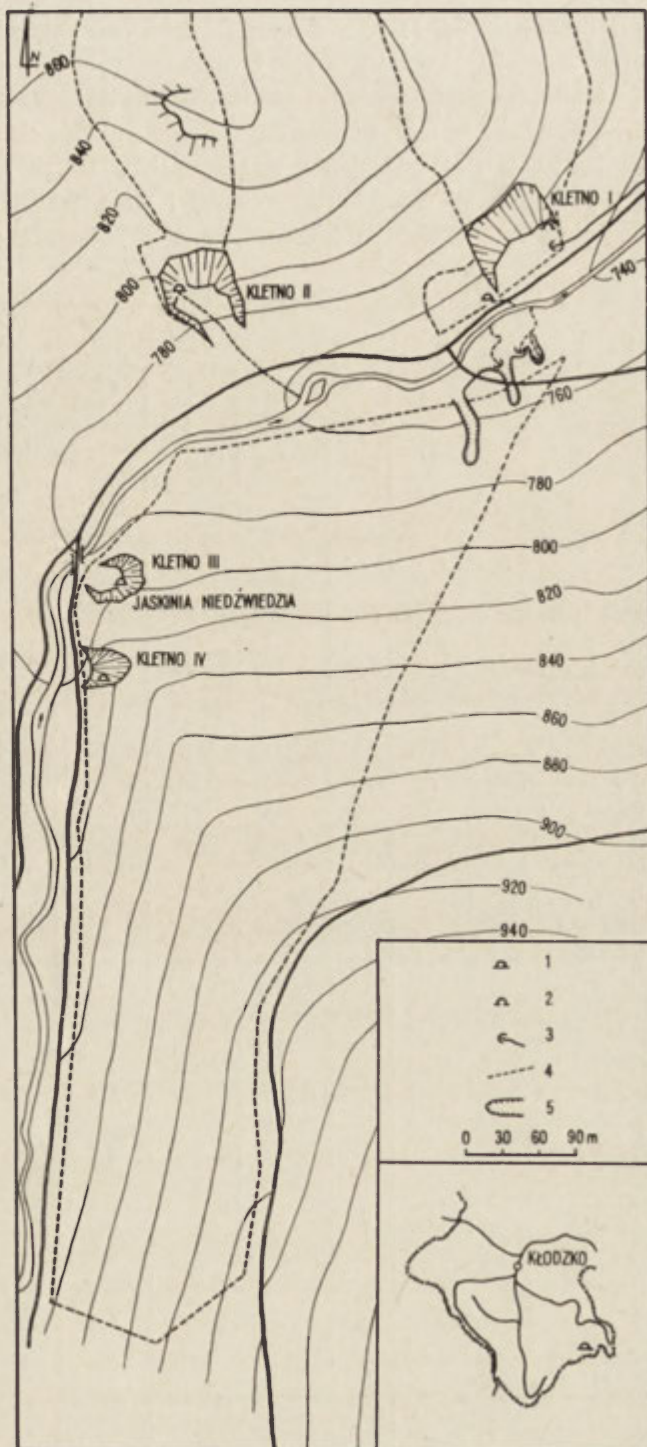
1 – luźne osady czwartorzędowe, 2 – marmury, 3 – skały niekarasowe, 4 – kopuły krasowe, 5 – ciek okresowy, 6 – ponor, 7 – wywierzyisko, 8 – jaskinia, 9 – zastawki do pomiaru przepływu (geologia wg J. Kuźniara)

Karst phenomena in the Krowiarki. The Słupiec massif (531 m above sea level)

1 – loose Quaternary sediments, 2 – marbles, 3 – nonkarst rocks, 4 – karst cupolas, 5 – intermittent stream, 6 – ponor, 7 – vaucluse spring, 8 – caves, 9 – gates for flow measurement (geology acc. to J. Kuźniar)

Denudacja chemiczna

Studia nad współczesną ablacją krasową przeprowadzono na trzech największych obszarach krasu wyspowego Sudetów Polskich. W Górach Kaczawskich badano wzgórze Wapniki, w Krowiarkach grzbiet Słupca na linii Romanowo-Żelazno, a w masywie Śnieżnika płyty marmurów w dolinie Kleśnicy. Lokalizację tych obszarów



Ryc. 33. Zjawiska krasowe
w masywie Śnieżnika

1 – jaskinie istniejące, 2 – jaskinie zniszczone, 3 – źródła krasowe (linią przerywaną okresowe), 4 – zasięg marmurów, 5 – krasowe dolinki zamknięte typu „dolina zagatna”

Karst phenomena in the Śnieżnik massif

1 – existing caves, 2 – destroyed caves, 3 – karst springs (dash line stands for intermittent springs), 4 – external of marbles, 5 – small closed karst valleys of the “zagatna valley” type

przedstawiają ryc. 31–33, a wyniki badań nad ablacją krasową, jak i denudacją chemiczną zlewni zbudowanych z różnorodnych skał podaje tab. 12.

Zanim przystąpimy do krótkiego omówienia wskaźników denudacji należy zwrócić uwagę na fakt, że dane dla Sudetów opierają się na sieci obserwacji, których dokonano w trakcie badań prowadzonych w latach 1961–64 (M. Pulina 1964) i 1965–1970. W Górach Kaczawskich i Krowiarkach zakończono je, natomiast w masywie Śnieżnika są kontynuowane w rozszerzonym programie (M. Pulina

Tabela 12. Denudacja chemiczna w Sudetach Polskich
Chemical denudation of Polish Sudetes

Badany obszar Investigation area	P km ²	Q m ³ /s	q l/skm ²	CaCO ₃ (Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺) Σ_M mg/l			Denudacja chemiczna Chemical denudation	
				T	T _a	ΔT	D m ³ /km ² rok	A m ³ /rok
Góry Kaczawskie Kaczawskie Mountains								
Wzgórze Wapniki (506 m) – infiltracja pionowa	2,81	0,0149	5,5	311	5	306	20,5	57,4
Wapniki Hill (506 m) – vertical infiltration								
Wywierzysko I – Przylęcznica Spring I – Przylęcznica		0,0130		273	5	268		43,9
Wywierzysko II – Jastrowiec Spring II – Jastrowiec		0,0061		234	5	229		17,6
Wywierzysko III – Jastrowiec Spring III – Jastrowiec		0,0041		306	5	301		15,5
Pozostałe wody krasowe Remain karst waters		0,0025				301		9,5
Razem: Total:		0,0257				267		86,5
Dopływ wód powierzchniowych Jastrowiec – infiltracja pozioma		0,0108		219	5	214		29,1
Contributory of surface waters Jastrowiec – horizontal infiltration								
Góry Krowiarki Krowiarki Mountains								
Wzgórze Wapniarka (518 m) i Słupiec (531 m) – infil- tracja pionowa	1,4	0,0098	7,0	305	5	300	26,4	37,0
Hills Wapniarka (518) and Słupiec (531) – vertical infiltration				316	15	301	26,5	37,1
Infiltracja pozioma	1,4	0,0302	21,6			51	13,9	19,4

Tabela 12 cd.

Badany obszar Investigation area	P km ²	Q m ³ /s	q l/s km ²	CaCO ₃ (Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺) ΣM mg/l			Denudacja chemiczna Chemical denudation	
				T	T ₂	ΔT	D m ³ /km ² rok	A m ³ /rok
Horizontal infiltration						52	14,1	19,8
Razem:	1,4	0,0400	28,5			112	40	56
Total:						114	41	57
Główne wywierzyisko Żelazno		0,0400		240	5	235		118,4
Main spring Żelazno				270	15	255		128,5
Łasyw Śnieżnika								
Śnieżnik Massif								
Dolina Kleśnicy — Góra Stroma (740—940 m) — infiltracja	0,224	0,0035	16	174	5	169	33,0	7,4
pionowa				187	15	172	33,9	7,60
Kleśnica Valley-Stroma moun- tain (740—940 m) — vertical infiltration								
Infiltracja pozioma	0,224	0,0505				37	106	23,8
Horizontal infiltration						41	115	25,8
Razem:	0,224	0,0550				66	139	31,2
Total:						69	149	33,4
Wywierzyisko Kletno 1		0,0247		72	5	67		20,8
Kletno I spring				87	15	72		22,4

1970a). Obserwacje obejmowały stałe pomiary stanów wód (łąty wodowskazowe, limnigrafy) i przepływów (przelewy prostokątne i trójkątne), zlokalizowane na źródłach krasowych, ciekach allochtonicznych (najczęściej przed ponorami) i w ciekach poniżej obszarów krasowych. Ponadto analizowano własności fizykochemiczne wód ze szczegółowym uwzględnieniem własności korozyjnych oraz prowadzono standardowe obserwacje klimatyczne (głównie opad). Na obszarach tych wypracowano metodykę badań ilościowych nad denudacją chemiczną, a w szczególności nad ablacją krasową. Tutaj określono wzory hydrometryczne i sprawdzono je.

Własności fizykochemiczne wód

Wody krasu sudeckiego, podobnie jak i innych obszarów krasowych, można podzielić na autochtoniczne i allochtoniczne. Zdarza się również, że wody allochtoniczne pochodzą z sąsiedniej soczewki wapiennej i posiadają własności zbliżone do wód autochtonicznych (np. strumień Jastrowiec ginący we wzgórzu Wapniki w Górach Kaczawskich).

Wody pierwszego typu są głównym czynnikiem niszczącym powierzchnię marmurów oraz strefę podpowierzchniową. Stwierdzono we wszystkich obszarach bardzo silny wzrost mineralizacji tych wód między powierzchnią morfologiczną a wnętrzem, do głębokości od kilku do kilkudziesięciu metrów. Skutkiem tego we wnętrzu tych wzniesień wody są nasycone i przesycone węglanami. Powszechnym zjawiskiem jest tu depozycja nacieków nie tylko w jaskiniach, ale nawet na powierzchni w źródłach krasowych i ich odpowiedników — tufów trawertynowych. Przykłady pięknych form naciekowych znajdujemy w jaskiniach Połomu (M. Pulina 1957, 1964) czy w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (M. Pulina 1970a). Depozycję trawertynów stwierdzono w Górach Kaczawskich (M. Pulina 1964) we wzgórzu Wapniki, poniżej wywierzyska Pogwizdowa (ryc. 31). Mineralizacja wód autochtonicznych jest znaczna. Na obszarach położonych niżej (Góry Kaczawskie i Krowiarki) przekracza 300 mg/l, wyżej (masyw Śnieżnika) dochodzi do 200 mg/l CaCO_3 .

Genezę jaskiń poziomych — przepływowych przypisuje się drugiemu, allochtonicznemu typowi wód. Ze względu na stosunkowo szybki przepływ i szerokie kanały podziemne wzrost mineralizacji tych wód jest niewielki, niemniej masa soli usuniętych tą drogą jest znaczna i często przekracza efekty infiltracji pionowej. Wzrost mineralizacji w podziemnych przepływach wód określono od 37 mg/l w dolinie Kleśnicy do 51 mg/l CaCO_3 w Krowiarkach (tab. 12). Wody te po opuszczeniu obszarów krasowych są słabo zmineralizowane, nienasycone i agresywne.

Różnice między obydwoma typami wód w krasie Sudetów Polskich są widoczne nie tylko w ich mineralizacji, ale także w termice, pH , wydajności i in. Wody autochtoniczne posiadają ustabilizowaną termikę o niewielkiej amplitudzie rocznej (do 1°C), odczyn pH zawsze zasadowy, a stopniowe zmiany wydajności są zależne od zmian sezonowych. Natomiast wody allochtoniczne charakteryzują się dużą amplitudą temperatury (często zbliżoną do wód powierzchniowych), pH słabo zasadowym, obojętnym, a nawet kwaśnym oraz szybkimi zmianami wydajności, równoczesnymi z aktualnym stanem wód powierzchniowych.

Pionowy rozkład korozji węglanowej na przykładzie Jaskini Niedźwiedziej w masywie Śnieżnika

W soczewce marmurów góry Stromej w dolinie Kleśnicy badano rozkład czterech elementów (ryc. 34): $t^\circ\text{C}$, ph , CaCO_3 i Σ_M (pełną mineralizacją). Analizę przeprowadzono od powierzchni morfologicznej (840 m n.p.m.) poprzez korytarze Jaskini Niedźwiedziej aż do głębokości 65 m (775 m n.p.m.), gdzie jeszcze uchwycono wody infiltracji pionowej. Poniżej dopływają wody ze strumienia powierzchniowego Kleśnica, skutkiem czego następuje mieszanie dwóch typów wód. Ze źródeł krasowych wypływają wody mieszane.

W analizowanej soczewce marmurów możemy wyróżnić cztery strefy hydrochemiczne: *I* — strefa powierzchniowa i podpowierzchniowa (0—35 m głębokości), charakteryzujące się największymi gradientami, silnym wzrostem mineralizacji



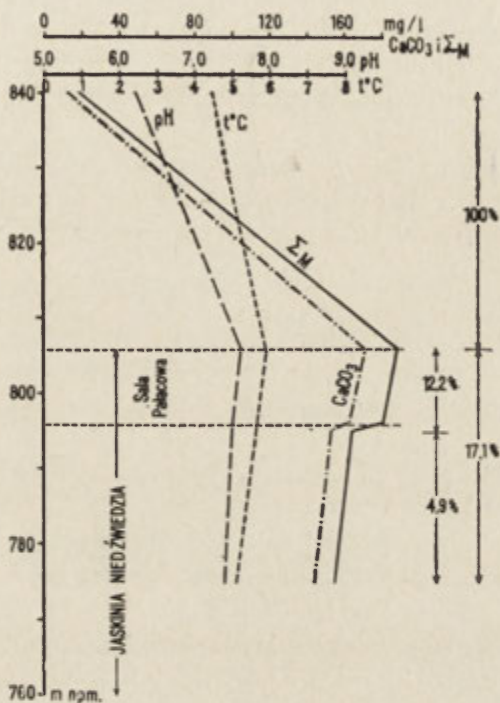
Fot. 9. Nacieki kalcytowe w sali pałacowej Jaskini Niedźwiedziej w masywie Śnieżnika Kłodzkiego
Calcite incrustations in the Palace Chamber, Bear Cave in the Śnieżnik Kłodzki Massif



Fot. 10. Wielki most naturalny w systemie polji Rakek – Planina na Wyżynie Kras w Jugosławii. Początek kanału podziemnego odprowadzającego wody tranzytowe

A large natural bridge in the Rakek – Planina polje system on the Karst Upland in Yugoslavia. The inlet of an underground canal discharging transit waters

(19–181, 8 mg/l), i pH wywołanym obniżeniem stężenia CO_2 . *II* i *III* – strefy wewnętrzne, obejmujące korytarze Jaskini Niedźwiedziej. Ma tu miejsce zahamowanie korozji oraz spadek mineralizacji, powodujący depozycję w postaci nacieków kalcytowych (fot. 9). Proces ten odbywa się dwufazowo. W strefie górnej (*II*) zachodzi



Ryc. 34. Zmiany niektórych własności fizykochemicznych wód (Σ_M , $CaCO_3$, $t^\circ C$, pH) infiltracji pionowej w marmurach Góry Stromej (Jaskinia Niedźwiedzia) w masywie Śnieżnik Kłodzkiego (średnie roczne 1969 r.)

Variations of some physicochemical properties (Σ_M , $CaCO_3$, $t^\circ C$, pH) of vertical infiltration water in the Stroma hill marbles (Niedźwiedzia Cave) within the massif of Śnieżnik Kłodzki (annual mean 1969)

gwałtowna depozycja (od 181,8 do 161,9 mg/l), w dolnej (*III*) – spokojna (od 161,9 do 154,0 mg/l). *IV* – strefa infiltracji poziomej, gdzie istnieje korozyjna działalność wód allochtonicznych następuje mieszanie się wód, skutkiem czego wywierzyska odprowadzają dwa ich typy. Mineralizacja wód jest zależna od udziału poszczególnych typów.

Krótkie wnioski wynikające z powyższej analizy są następujące: 1) strefa silnej korozji wywołanej wodami opadowymi obejmuje powierzchnię i strefę podpowierz-

chniową do maksymalnej głębokości kilkudziesięciu metrów. Dla tych dwóch stref możemy przyjąć 100% niszczenia; 2) wewnątrz soczewek marmurów odbywa się intensywna depozycja nadmiaru węglanów. Najsilniejsza jest ona w momencie pierwszego zetknięcia z większą próżnią podziemną. W sumie osiąga ona 17,1% uprzednio rozpuszczonej masy węglanowej; 3) ponad 80% usuniętej skały, w strefie powierzchniowej i podpowierzchniowej, odprowadzane jest poza obszar krasowy. Reszta zostaje redeponowana w strefie wewnętrznej. Jest to dobry przykład lokalnego rozkładu denudacji chemicznej; 4) wskaźniki ablacji powierzchniowej obliczone na podstawie mineralizacji wód infiltrujących pionowo, które opuszczają obszar krasowy, są zaniżone o około 20%.

W innych obszarach krasowych Sudetów stwierdzono również silną depozycję węglanów. W obszarach niżej położonych (Góry Kaczawskie i Krowiarki) jest ona już widoczna na głębokości kilku metrów od powierzchni.

Wskaźniki ablacji krasowej i ablacja faktyczna

Na obszarach krasowych Sudetów uzyskano następujące wskaźniki denudacji chemicznej: 20,5 i 26,4 mm/1000 lat w Górach Kaczawskich i Krowiarkach oraz 33 mm w masywie Śnieżnika — tab. 12. Została ona obliczona na podstawie mineralizacji wód opuszczających obszar krasowy. W świetle tego co powiedziano wyżej w punkcie 4, wartości te są co najmniej o 20% za niskie i wynosić powinny 24,6; 31,7; 39,6 mm/1000 lat.

Wskaźnik denudacji chemicznej daje wielkość niszczenia powierzchni i strefy podpowierzchniowej marmurów, ale nie precyzuje jaka jest faktyczna ablacja krasowa wywołana nie tylko wodami infiltracji pionowej, ale i wodami allochtonicznymi. Bilans tego niszczenia studiowano w krasie Sudetów. A oto wyniki: ablacja wód allochtonicznych wynosi 13,9 m³ w Krowiarkach i 106 m³/km²rok w dolinie Kleśnicy. We wzgórzu Wapniki stwierdzono tak niewielką wartość, że można ją pominąć (tab. 12). W efekcie faktyczna ablacja krasowa wynosi 20,5 w Górach Kaczawskich, 40 w Krowiarkach i 139 m³/km²rok w dolinie Kleśnicy! Przyczyną tak dużego zróżnicowania faktycznej ablacji krasowej jest lokalizacja soczewki marmurów w zlewni, która wpływa na ilość wód zarówno rzecznych jak i stokowych przepływających przez obszar krasowy, własności fizykochemiczne wód allochtonicznych i inne np. tektonika, stopień przykrycia powierzchni marmurów itp. Spośród badanych obszarów właśnie w dolinie Kleśnicy wychodnie marmurów są tak zlokalizowane, że przepływają przez nie duże ilości wód allochtonicznych.

Krótkie wnioski z tego rozdziału są następujące:

1. Na obszarach krasowych typu „wyspowego” należy się liczyć z tym, że faktyczna ablacja krasowa (suma ablacji powierzchniowej i podziemnej) nie jest równa denudacji krasowej powierzchni morfologicznej.

2. Rozbieżności te są zależne w pierwszym rzędzie od czynników lokalnych.

3. W starych kopułach krasowych Sudetów różnice te są najmniejsze, bowiem zostały one wyłączone ze współczesnego obiegu wód infiltracji poziomej. Nato-

miast na obszarach młodych lub odmłodzonych różnice są tak znaczne, że mogą kilkakrotnie przewyższać wskaźnik denudacji krasowej.

4. Miarodajnym wskaźnikiem współczesnego niszczenia powierzchni krasowej jest ablacja wywołana wodami infiltracji pionowej. Podczas gdy infiltracja pozioma decyduje o rozwoju szczelin i jaskiń poziomych.

UWAGI O OBSZARACH KRASU ŚREDNIOGÓRSKIEGO
STAREJ PŁANINY W BUŁGARII
I CHAMAR-DABANIE WE WSCHODNIEJ SYBERII

Ablację krasową określano również w Starej Płaninie w Bułgarii i w Chamar-Dabanie we Wschodniej Syberii. W pierwszym regionie badania skoncentrowano na Wraczańskiej Płaninie i na obszarze krasowym Glava Panega (górnny odcinek zlewni Iskár i Wit), leżących w zachodniej części Starej Płaniny (M. Markowicz, W. Popow, M. Pulina 1972). Uzyskano tu wartości 38,4 mm/1000 lat w przeliczeniu na CaCO_3 , a 45,0 w stosunku do pełnej mineralizacji (ryc. 16, 18). Na obszarze krasowym Glava Panega zastosowano metodę bilansu denudacyjnego do określenia procentowego udziału wód niekrasowych rzeki Wit, zasilających źródło Glava Panega. W wyniku tych badań ustalono, iż mimo znacznego udziału (54% odpływu źródła) efekty denudacyjne tych wód są niewielkie (25–26%) w porównaniu z wodami infiltracji pionowej (74–75%). Wody infiltracji pionowej atakują przede wszystkim powierzchnię morfologiczną i strefę podpowierzchniową, sięgając zaledwie do głębokości kilku, a najwyżej kilkudziesięciu metrów. W głąb masywu węglanowego zanikają własności korozyjne tych wód i następuje obfita depozycja kalcytu naciekowego.

Badania w Chamar-Dabanie przeprowadzono w jego zachodniej części w zlewniach Pochabicha i Sludjanka (M. Pulina 1968). Ablację krasową wód infiltracji pionowej określono na 22 mm/1000 lat w przeliczeniu na CaCO_3 (tab. 16, 18). Denudacja faktyczna (suma infiltracji pionowej i poziomej) jest jednak dwukrotnie wyższa (43,8 m^3/km^2 rok) z powodu sprzyjającej budowy geologicznej warunkującej duży udział niekrasowych wód rzecznych infiltrujących przez poprzeczne pasy skał węglanowych. Pionowy rozkład denudacji chemicznej przedstawia się odmiennie aniżeli w Starej Płaninie. Wody w całym profilu posiadają niską mineralizację i zachowują własności korozyjne po opuszczeniu wapieni. Nie stwierdzono większej depozycji kalcytów. Obecność zmarzliny utrudnia infiltrację wód, która koncentruje się w strefach szerszych szczelin gwarantujących szybki przepływ tych wód.

Obecność wieloletniej zmarzliny w Chamar-Dabanie sprzyja denudacji chemicznej na tym obszarze krasowym. Ilościowe efekty denudacji mechanicznej przewyższają denudację chemiczną (ruchy grawitacyjne — soliflukcja i sielja; intensywne transport zawiesiny w wodach roztopowych i in.).

Porównania obydwu obszarów krasowych leżących w odmiennych strefach klimatycznych wskazuje na wielką rolę czynników klimatycznych. Większe znaczenie

wywiera tu temperatura aniżeli wielkość opadów (tab. 17, 20). W Chamar-Dabanie mimo większego spływu jednostkowego wody (25 l/s km²) występuje niższa denudacja aniżeli w Starej Płaninie (10,5 l/s km²). Pod względem denudacji globalnej (chemiczna + mechaniczna) stwierdza się wyższe wartości w krasie Chamar-Dabanu.

KRAS WYŻYNNY

Kras wyżynny wyróżniano zarówno na podstawie kryteriów hipsometrycznych i morfologicznych, jak i geologicznych. Obejmuje obszary płytowe położone na wysokości 200–800 m n.p.m.

Badania nad wskaźnikami ablacji krasowej przeprowadzono na Wyżynie Kras w Jugosławii, platformie Dobrudży w Bułgarii, Wyżynie Śląskiej i w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej w Polsce oraz na platformie wschodnio-syberyjskiej w Amfiteatrze Irkuckim.

WYŻYNA KRAS W JUGOSŁAWII⁹

Wyżyna Kras leży w północnych peryferiach Dynarów, wciśnięta między półwysp Istrii i depresje tektoniczne środkowej Słowenii. Jest to obszar wyżynny wzniesiony średnio 400–700 m i średniogórski osiągający w swej środkowej części 1796 m n.p.m. (Snežnik).

Wyżynę Kras budują osady mezozoiczne, wśród których najliczniejsze są skały węglanowe górnego triasu, jury i kredy. Najmłodsze z nich (eocen, kreda) występują w części południowo-zachodniej, natomiast starsze (jura i trias wapienny, trias wulkaniczny i łupkowo-piaszczysty oraz werfen) ukazują się ku północnemu wschodowi. Północna część wyżyny graniczy z osadami młodopaleozoicznymi pogórza alpejskiego.

Największe powierzchnie zajmują wapienie i dolomity kredowe. W rzeźbie wyżyny zachowują się one jak skały najbardziej odporne i budują obszary najwyższej wzniesione. Jest to klasyczny region zjawisk krasowych.

Na wyżynie dominuje kierunek tektoniki dynarskiej NW–SE. Pokrywają się z nim zarówno osie wielkich struktur, jak i główne linie uskokowe. Wyżynę budują szerokie obszary synklinalne i antyklinalne, o stromym północno-wschodnim skrzydle antykliny, porozbijane dyzlokacjami na oddzielne bloki.

W zachodniej części wyżyny występują podłużne kotliny o długości osi NW–SE, zlokalizowane w partiach synklinalnych. Wypełniają je wapienie numulitowe oraz łupkowo-margliste eocenu. Na wschód od nich, na kontakcie tektonicznym wapieni i dolomitów kredy, jury oraz górnego triasu, leżą polja systemu Ljublanicy (ryc. 35).

⁹ Badania na Wyżynie Kras były prowadzone w latach 1958, 1959, 1961 i 1965 wspólnie z dr. P. Habičem z Instytutu Krasowego w Postojnie i przy pomocy Društva za rjaziskovanije jam Slovenije w Ljublanie.

Wyżyna Kras należy do zlewni Sawy (Morze Czarne) oraz krótkich rzek Adriatyku. Część wschodnia jest odwadniana przez system krasowy Ljublanicy, Krki i Kupy; część zachodnia przez Vipavę, Rekę oraz rzeki półwyspu Istria. Odpływ jest najczęściej podziemny wielkimi jaskiniami horyzontalnymi. Rzeki ukazują się na powierzchni tylko w kotlinach i poljach.

Notranski Kras. Szkic hydrografii i morfologii krasowej

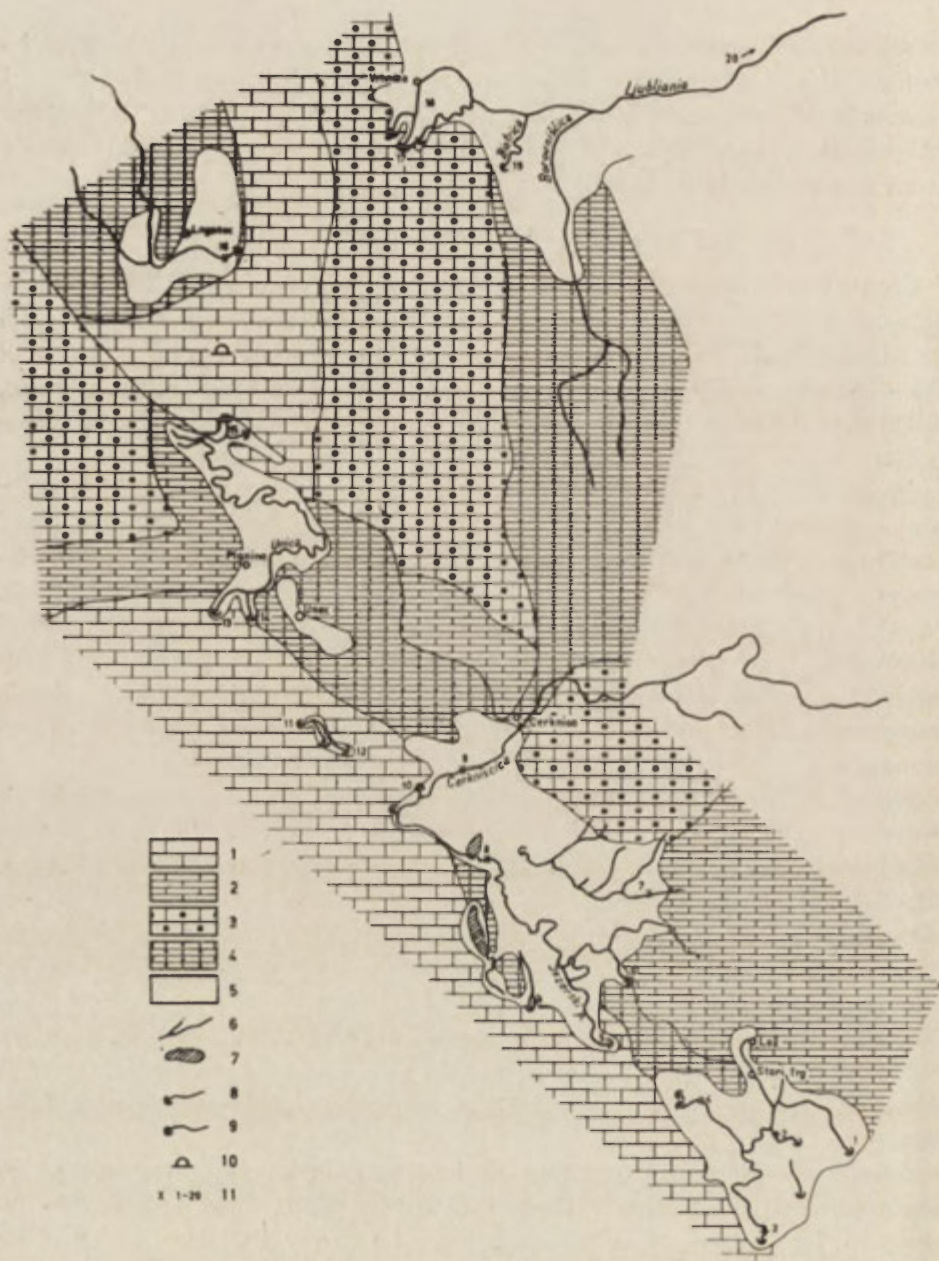
Środkowa i północno-wschodnia część Wyżyny Kras nosi nazwę Notranskiego Krasu. Sieć hydrograficzna rzeki Ljublanicy jest zlokalizowana w łańcuchu polji i w wielkich jaskiniach horyzontalnych (ryc. 35). Jest to subsekwentny system polji Lož — Planina, który łączy się z sąsiednimi poljami brzeżnymi (Pivka, Logatec, Bloke) oraz z kotliną Ljubljany poprzez kanały podziemne o kierunkach konsekwentnych.

Przepływają tu trzy typy wód: 1) wody niekrasowe z fliszu kotliny Pivki, 2) wody powierzchniowe i częściowo podziemne z dolomitów, 3) wody krasowe z wapieni kredowych. Odprowadzanie ich odbywa się kanałami tranzytowymi (fot. 10) biegnącymi pomiędzy poljami i kotlinami (ponornice w terminologii słoweńskiej). Przykładem mogą być jaskinie Postojna — Planina. Wody pochodzące z retencji pionowej krążą w strefach grawitacyjnych (vadose) i nasyconej (phreatic). Na kontakcie tych stref tworzy się sieć kanałów skierowana do baz erozyjnych i jaskiń tranzytowych. Dobrym przykładem tego jest masyw Javornika z jaskiniami odprowadzającymi wody do Planinskiego Polja.

System hydrografii podziemnej jest skomplikowany na tyle, że nie mieści się w żadnym ze schematów zaproponowanych przez A. Grunda (1903), F. Katzera (1909) czy H. Bocka (1913). Stwierdzono m. in. czynne kanały położone nad sobą, odprowadzające wody w odwrotnych kierunkach. Ostatnie badania F. Jenko (1959, 1959a, 1968) i I. Gamsa (1966) prowadzone w związku z projektami hydroenergetycznymi wskazują, że funkcjonowanie tego systemu jest bezpośrednio zależne od stanu wód. Podczas wysokich stanów odwodnienie jest skierowane do Kotliny Ljubljany poprzez system polji oraz kanałami bezpośrednimi (źródła Bistricy). Natomiast w czasie niskich stanów część wód z polji oraz z kanałów tranzytowych skierowana jest do basenu retencyjnego w wapieniach kredowych masywu Javornika.

Morfologia Notranskiego Krasu nosi piętno zarówno procesów krasowych współczesnych i młodotrzeciorzędowych (z chwilą odpreparowania z osadów fliszowych), jak i niekrasowych przypadających na okresy glacialne i peryglacialne (A. Melik 1955). Aktualnie przeważają procesy krasowe, a głównym czynnikiem niszczącym jest denudacja chemiczna.

W Notranskim Krasie występują najczęściej dwa typy powierzchni morfologicznej. Pierwszy, mający największe rozprzestrzenienie, zajmuje bezwodne obszary wapienne, pokryte mikroformami i dolinami krasowymi różnych rozmiarów. Obszary te graniczą z drugim typem reliefu, w którym dominują łańcuchy polji i ko-



Ryc. 35. Notranski Kras. System polji Ljubljana-Cerklje

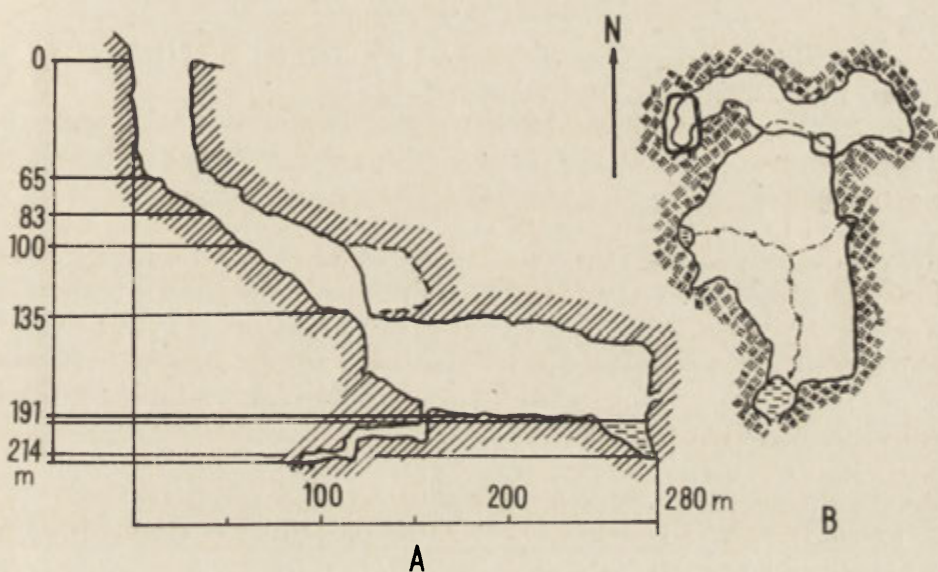
1 – wapień kredowe, 2 – wapień jurajskie, 3 – dolomity jurajskie, 4 – dolomity triasowe, 5 – polja krasowe i kotlina Ljubljany, 6 – ciekі powierzcniowe, 7 – jeziora w poljach, 8 – wywierzyiska, 9 – ponory, 10 – Jaskinia Gradišnica (głębokość 374 m), 11 – lokalizacja prób wody 1–20, zgodnie z tab. 14

The Notranski Kras. The Ljubljana-Cerklje polje system

1 – Cretaceous limestone, 2 – Jurassic limestone, 3 – Jurassic dolomites, 4 – Triassic dolomites, 5 – karst poljes and Ljubljana depression, 6 – surface streams, 7 – lakes in poljes, 8 – vaucluse springs, 9 – ponors, 10 – the Gradišnica Cave (374 m deep), 11 – points of taking water samples 1–20, acc. to Table 14

tliny niekrasowe. Polja, reprezentujące największe formy krasowe, ułożone są na sześciu piętrach wysokościowych od 760 m (Babno Polje) do 290 m n.p.m. w wywierzyiskach Kotliny Ljubljany.

Lokalizacja współczesnych i kopalnych kanałów decyduje o rozwoju mniejszych form krasowych, szczególnie lejów, które w większości są pochodzenia zapadliskowego oraz dolin ślepych (doliny zagatne), powstałych na skutek erozji wstecznej wywierzyisk. Najwięcej lejów krasowych i zapadlisk występuje pod kanałami tranzytowymi. Klasycznym przykładem jest pionowa jaskinia Gradišnica (otwór 565 m, dno 374 m) położona ponad podziemną Ljubljanicą na SE od Logatca (ryc. 36), tworząca lej o głębokości 60 m, średnicy 20–40 m, posiadający połączenie z podziemnym przepływem tej rzeki.



Ryc. 36. Jaskinia Gradišnica w Notranskim Krasie (wg M. Marussiga i F. Velkovrha)

A – plan, *B* – profil pionowy

Gradišnica Cave in the Notranski Kras (after M. Marussig and F. Velkovrh)

A – plan of view, *B* – vertical section

Własności fizykochemiczne wód

Wody krasowe krążące w Notranskim Krasie pochodzą z opadów atmosferycznych oraz z sąsiednich obszarów niekrasowych. Wody allochtoniczne charakteryzują się niską mineralizacją (50–100 mg/l CaCO_3) i silnymi własnościami korozyjnymi. Według danych I. Gamsa (1966a) podziemna Pivka w Jaskini Postojna, spływająca z fliszu na odcinku 600 m od Velki Dvorani (okolice ponoru) do Tartaru, zwiększa zawartość węglanów o 2–10 mg/l CaCO_3 . Mineralizacja Pivki przed

jaskinią jest dość wysoka (85–190 mg/l CaCO_3) z powodu dopływu do niej wód krasowych.

Wody opadowe infiltracji pionowej cechuje bardzo duża aktywność na skutek przejścia przez warstwę humusową. Maksymalne rozpuszczanie przypada na powierzchnię wapieni i strefę podpowierzchniową, tak że już na głębokości kilkunastu metrów wody są nasycone i deponują CaCO_3 w postaci nacieków kalcytowych (wody zawierają 160–280 mg/l CaCO_3). W jaskiniach położonych pomiędzy poljami wody są silnie zmineralizowane, najczęściej przesycone¹⁰. Mimo tego obserwacje morfologiczne w jaskiniach wskazują na obecność wód agresywnych. Wydaje się, że dobrym wytłumaczeniem tego zjawiska jest teoria „Mischungskorrosion” A. Bögliego (1965).

Denudacja chemiczna

Denudacją chemiczną na wyżynie Kras zajmowali się J. Corbel (1965) i I. Gams (1966a) i określili ją na 65–109 m^3/km^2 rok.

Brak wiarygodnych danych hydrometrycznych oraz nieznaną zasięgu zlewni podziemnych powodują, że obliczenia metodą hydrometryczną napotykają na znaczne trudności.

W tabeli 13 przedstawiono wyniki obliczeń denudacji, oparte o dane hydrometryczne zawarte w pracy I. Gamsa (1966a) oraz własne analizy chemiczne (tab. 14) i pomiary przepływów. Według tych obliczeń denudacja chemiczna w Notranskim Krasie w okresie 1962–1965 wynosiła 58,8–136,0 m^3/km^2 rok ze średnią 90,4 m^3 . Największe wartości stwierdzono na obszarach dolomitowych. Rzeka Ljubljanska odprowadzała ze swej zlewni, liczącej 1915 km^2 , ponad 173 tys. m^3 rozpuszczonych soli węglanowych w ciągu roku.

Wnioski

Notranski Kras to klasyczny obszar zjawisk krasowych w krasie wyżynnym o następujących cechach:

1. Współczesna rzeźba jest wynikiem procesów krasowych trzeciorzędowych i aktualnych oraz niekrasowych zachodzących w plejstocenie.

2. Główną sieć hydrograficzną stanowi subsekwentny łańcuch wielkich polji wraz z łączącymi je jaskiniami oraz konsekwentne jaskinie poziome kontaktujące się z obszarami niekrasowymi. Nakłada się na nią sieć kanałów autochtonicznych powstałych na skutek infiltracji pionowej wód opadowych. Odwodnienie jest najczęściej podziemne z wyjątkiem niewielkich polji.

3. Formy krasu powierzchniowego nawiązują do sieci hydrograficznej. Polja są typu brzeżnego. Powstały one na krawędziach obszarów wapiennych w dogodnej pozycji geologicznej (J. Roglič 1957).

¹⁰ Świadczą o tym okruszczowane kalcytem kawałki drewna w Tkalcej Jamie odprowadzającej wody z małego polja Rakov–Škočjan.

Tabela 13. Denudacja chemiczna Wyżyny Kras w Jugosławii
Chemical denudation of Karst Upland, Jugoslavia

Basen hydrogeologiczny Hydrogeologic basin	P km ²	Q m ³ /s	q l/s km ²	ΔT CaCO ₃ (Ca ⁺⁺ + + Mg ⁺⁺) mg/l	D m ³ /km ² rok mm/1000 lat	A m ³ /rok 10 ³
Notranski Kras						
Ljubljana						
1962–1965	1915	71	37	194	90,4	173,6
1962	„	44	23	203	58,8	112,5
1963	„	61	32	202	81,4	155,3
1964	„	62	32	194	78,2	151,6
1965	„	117	61	177	136,0	260,9
18–20 IX 1965		90		185		209,8 100%
Cerkniško Polje						
Stržen						
18–20 IX 1965		16		182		36,7 17,5%
Notranski Kras						
Ljubljana			32	194	78,2	
Masyw Jawornika, wapień — średnia roczna			32	220	88,7	
Javornik Massif, limestones — mean annual					100%	
niski stan wody			3	280	10,6	
low state of water					12%	
Cerkniščica, dolomity — średnia roczna			32	260	104,8	
Cerkniščica, dolomites — mean annual						

4. W Notranskim Krasie krążą dwa typy wód: tranzytowe i autochtoniczne. Pierwsze pochodzą z obszaru niekrasowego Pivki i z odwodnienia polji, drugie z cyrkulacji pionowej wód opadowych. Korozja wód tranzytowych, szczególnie tych, które pochodzą z obszarów niekrasowych jest przyczyną powstania i rozwoju dużych jaskiń przepływowych. Natomiast korozja wód opadowych ogranicza się do atakowania powierzchni wapieni i strefy przypowierzchniowej. Głębiej wody już są nasycone i deponują kalcyt naciekowy.

5. Denudacja chemiczna w Notranskim Krasie jest duża i wynosi 58,8–136,0 m³/km²rok. Najsilniejsza korozja zachodzi na powierzchni i w strefie podpowierzchniowej masywu oraz w niektórych kanałach tranzytowych. Tak duże wartości korozji są spowodowane znaczną ilością wody przepływającej przez obszary krasowe jak i silną faktyczną agresywnością tych wód.

Tabela 14. Własności fizykochemiczne wód na Wyżynie Kras
 Physicochemical properties of waters on the Wyżyna Kras

Nr No.	Lokalizacja Location	Data Date	Temperatura °C		CaCO ₃ mg/l	MgCO ₃ mg/l	CaCO ₃ (Ca ⁺⁺ + Mg ⁺⁺) mg/l
			Woda Water	Powie- trze Air			
1	Łożke Polje Źródło Vrhnice Vrhnic spring	18IX1965	9,5	19,0	163,5	51,0	224,0
2	Potok kilkaset m od źródła A stream at the distance of several- hundred m from spring	"	11,5		198,0	24,0	229,5
3	Potok poniżej źródła koło zamku A stream below the spring at the castle	"	10,5		160,0	17,0	180,5
4	Ponor 100 m powyżej mostku Ponour 100 m above the bridge	"	12,0	18,5	165,5	43,0	217,0
5	Cerkniško Polje Wywierzysko Główne h = 10,2 godz. 14,50 Main spring	"	9,5		154,0	29,0	188,5
6	Wywierzysko Goričkie Goričkie spring	"	9,5		205,0	29,0	240,0
7	Wywierzysko Žernowica Zernovica spring	"	12,0		154,5	97,0	269,5
8	Most – Dolne Jezioro h = 39,6 Lower Lake – Bridge	"	18,0		158,0	20,0	182,0
9	Rzeka Cerkniščica Cerkniščica river	"	13,0		141,5	99,0	259,5
10	Ponor Velka Karlovica (zalany prawie cały otwór) Velka Karlovica Ponour (the hole is almost submerged)	"	18,5		155,5	29,0	190,0
11	Velki Naravny Most	19IX1965	16,0	16,0	153,5	30,0	189,0
12	Mali Naravny Most	"	16,0		154,5	30,0	190,5
13	Planinska Janca h = 18,7, godz. 13 Planinsko Polje	"	14,8	13,0	164,5	15,0	182,5
14	Molnica	"	16,5		157,0	36,0	199,5
15	Jakovica	20IX1965	14,0	14,0	155,5	22,0	182,0
16	Logatec – Most Logatec – Bridge	"	11,0	13,0	121,5	83,0	219,5
17	Vrhnika Wywierzysko Močilnik Močilnik spring	"	14,5		154,5	26,0	185,0
18	Most na Ljubljani h = 466 Bridge across Ljubljana River	"	14,5		155,0	26,0	185,5
19	Wywierzysko Bistrica Bystrica spring	"	14,0		156,0	34,0	196,5
20	Ljubljana – Most Ljubljana – Bridge	"			146,0	39,0	192,0

WYŻYNA ŚLĄSKA

Badania nad ablacją krasową przeprowadzono na dwóch obszarach Wyżyny Śląskiej: w części zachodniej — w rejonie Strzelc Opolskich oraz we wschodniej — na progu triasowym w dolinie Czarnej Przemszy.

Podłożem rozwoju zjawisk krasowych są wapienie i dolomity środkowego triasu, z których największe rozprzestrzenienie przypada na środkowe piętro wapienia muszlowego. Jego miąższość przekracza 100 m. W zachodniej części wyżyny przeważają wapienie, natomiast we wschodniej dolomity. Osady zalegają w pozycji zbliżonej do horyzontalnej, o niewielkich upadach ku NE.

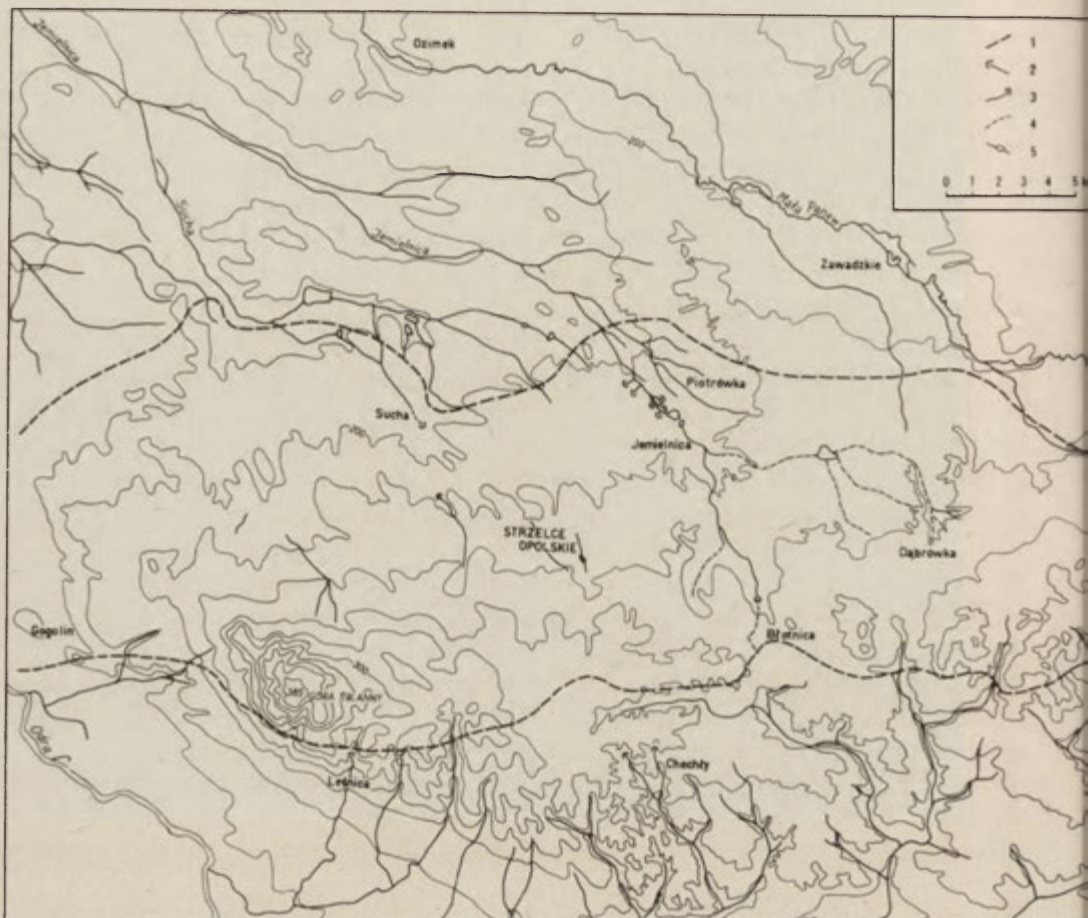
Powierzchnia wyżyny wznosi się 200—385 m n.p.m., a różnice wysokości względnych sięgają do 100 m. Zachodnia część jest bardziej zwarta w porównaniu ze wschodnią, rozczłonkowaną na oddzielne płyty przez rzeki (Czarna Przemsza i Brynica) spływające z obszarów zbudowanych ze skał kajprowych (A. Hornig 1956; S. Gilewska 1963). Sieć hydrograficzna jest uboga, a lustro wód gruntowych znajduje się na znacznych głębokościach. Na krawędzi wyżyny i w dolinach przełomowych ukazują się obfite źródła typu krasowego. W skałach węglanowych stwierdzono dobrze rozwinięte dwie strefy cyrkulacji podziemnej: grawitacyjną (vadose) i nasyconą (phreatic). Pierwsza posiada znaczne miąższości zależne od wysokości względnych powierzchni morfologicznej. Powierzchnia odgraniczająca obydwie strefy obniża się do źródeł krasowych na krawędzi, a podnosi się od tych źródeł w głąb serii węglanowych. W zachodniej części wyżyny poziomy wodonośne zasilane są przeważnie wodami opadowymi, podczas gdy we wschodniej, na skutek obecności przełomowych odcinków dolin, również przez wody rzeczne spływające z obszarów niewęglanowych. Jest to szczególnie dobrze widoczne w obrębie progu triasowego.

Uwagi o morfologii i hydrografii okolic Strzelc Opolskich

Badany region obejmował górne odcinki zlewni hydrogeologicznych rzek Jemielnicy, Suchej oraz kilku potoków spływających z progu triasowego na linii: Jaryszów — Zakrzów (ryc. 37).

Jest to obszar wyżynny, lekko falisty, wznoszący się stopniowo od 180—200 m n.p.m. na północy do 280—380 m n.p.m. w części południowej, z kulminacją Góry Św. Anny (385 m). W części południowo-zachodniej wyżyna urywa się ku dolinie Odry — Kłodnicy wysoką krawędzią morfologiczną.

Powierzchnię morfologiczną cechuje niewielkie rozcięcie i ubogość sieci hydrograficznej. Charakterystyczne są tu krótkie epizodyczne ciekły, np. Dolna Lipa — Poznowice i in. Biorą one najczęściej początek w źródłach typu krasowego i po przepłynięciu kilkukilometrowego odcinka giną bądź w osadach piaszczystych, bądź bezpośrednio w wapieniach. Główny spływ wód podziemnych ma kierunek NE, zgodny z nachyleniem płyty triasowej. Dlatego też na północy granicy wapieni, tam gdzie zapadają one pod niekrasowe utwory młodsze, biją największe źródła (M. Pulina 1968, 1969).



Ryc. 37. Szkic hydrograficzny zachodniej części Wyżyny Śląskiej w okolicach Strzelce Opolskich
 1 – granica wapieni triasowych, 2 – źródła krasowe, 3 – ponory, 4 – ciekły okresowe, 5 – sztuczne zbiorniki wodne

Hydrographic sketch of western part of the Silesian Upland in the vicinities of Strzelce Opolskie
 1 – boundary of Triassic limestones, 2 – karst springs, 3 – ponors, 4 – intermittent streams, 5 – artificial water reservoirs

Źródła te charakteryzowały się w latach 1968 i 1969 znacznymi wydajnościami jednostkowymi do kilkunastu l/s, niewielkimi wahaniami temperatury (8,6–11,0°C), odczynem zasadowym (pH 7,0–7,4) i stosunkowo wysoką zawartością $CaCO_3$ ($Ca^{++}+Mg^{++}$) 215–315 mg/l, sumą rozpuszczonych soli – 232–403 mg/l.

Część wód z wapieni triasowych jest również odprowadzana w kierunku południowym. Na progu triasowym, pod Górą Św. Anny i w okolicy Gogolina, badano źródła posiadające cechy krasowe. W odróżnieniu od źródeł północnych charakteryzowały się one bardziej ustabilizowanymi własnościami termicznymi (9,4–

–9,8 °C), odczynem zasadowym (pH 7,2–7,3), zawartością $CaCO_3$ ($Ca^{++} + Mg^{++}$) 240–285 mg/l, sumą rozpuszczonych soli – 301 do 396 mg/l.

W kamieniołomach odsłania się strop wapieni. Dzięki temu widoczne są liczne kopalne mezoformy krasowe (leje o głębokości sięgającej nawet kilkanaście metrów, uwala i in.) oraz oryginalne mikroformy, zaburzone procesami peryglacialnymi. Są one najczęściej wypełnione utworami plejstoceńskimi. Ponadto odsłaniają się tu niewielkie jaskinie i szczeliny okruszczowane kalcytem naciekowym. Wiele z tych szczelin odprowadza wody opadowe, a kalcyt jest deponowany współcześnie. Dna niektórych kamieniołomów leżą na wysokości sezonowego wahania lustra wód krasowych, będącego na granicy stref vadose i phreatic. Występują tu owalne kanały (rury) krasowe charakterystyczne dla strefy phreatycznej.

Hydrografia krasowa progów triasowego w dolinie Czarnej Przemszy

Badany obszar obejmuje dolinę Czarnej Przemszy w obrębie progów triasowego na odcinku Kuźnica Świętojańska – Przeczyce (na SW od Siewierza – ryc. 38). Naturalne stosunki wodne zostały tu zaburzone przez wybudowanie w latach sześćdziesiątych zapory we wsi Przeczyce. Skutkiem tego powstał sztuczny zbiornik o długości 4–5 km i szerokości do 1 km, który zalał środkową część progów. Było to przyczyną nieprzewidywanych przez projektantów zmian w stosunkach hydrogeologicznych. Między innymi nastąpiło uaktywnienie starych dróg odwodnienia podziemnego i powstanie nowych, które poważnie zagroziły zaporze¹¹.

Dobrze rozwinięta sieć kanałów podziemnych w obrębie progów dawała znać o sobie w postaci dużych źródeł zlokalizowanych we wsiach Przeczyce i Zarzecze (ryc. 38), na terenie zalanej wsi Zagroda Biała (na północ od zapory) i w mniejszych źródłach położonych 2–3 km od zapory. O wielkości tych źródeł świadczą fakty wykorzystywania ich do budowy młynów i stawów rybnych. Zasilanie ich następowało prawdopodobnie głównie wodami opadowymi infiltracji pionowej. Niemniej znaczna ich wydajność wskazywałaby również na możliwości zasilania niektórych źródeł przez wody Czarnej Przemszy.

W kilka miesięcy po zapełnieniu zbiornika stare źródła, leżące poniżej zapory, zwiększyły kilkakrotnie swoją wydajność, w studniach nastąpiło podniesienie lustra wody do poziomu zapory oraz powstały nowe silne źródła.

Badania potwierdziły powstanie sieci kanałów podziemnych łączących zbiornik ze źródłami. Ponory tych kanałów znajdują się prawdopodobnie we wschodniej części zbiornika w okolicy zalanej wsi Tuliszków, gdzie stwierdzono ubytek wody w miejscu nieuszczelnionych studni gospodarczych. Ponadto infiltracji wód Czarnej Przemszy można się spodziewać w obrębie cofki zbiornika.

Stare i nowe źródła różnią się między sobą wydajnością i własnościami fizyko-

¹¹ Badania przeprowadzono wspólnie z mgr M. Markowicz i dr. J. Rudnickim w ramach ekspertyzy zleconej Uniwersytetowi Warszawskiemu (M. Markowicz, M. Pulina, J. Rudnicki 1966).

chemicznymi. Pierwsze charakteryzują się ustabilizowaną termiką zbliżoną do wód krasowych Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Temperatura ich w 1965 r. wynosiła 8,0–9,1°C. Wody te są silnie zmineralizowane i przekraczają 240 mg/l osiągając 327 mg/l CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$). Ich wydajność jednostkowa wahała się w granicach do 100 l/s. Średnią wydajność starego systemu źródeł po wypełnieniu zapory w 1965 r.



Ryc. 38. Hydrografia krasowa progów triasowych w rejonie Przeczyce

I – strefa nowych źródeł, *II* – strefa starych źródeł poniżej zapory, *III* – strefa starych źródeł w obrębie zbiornika (zalane),
1 – stare źródła krasowe, *2* – nowe źródła, *3* – studnie z wodami krasowymi, *4* – lokalizacja prób w zbiorniku i w ciekach powierzchniowych

Karst hydrography of the Triassic scarp in the area of Przeczyce

I – zone of new springs, *II* – zone of old springs below the dam, *III* – zone of old springs within the reservoir (flooded),
1 – old karst springs, *2* – new springs, *3* – wells with karst waters, *4* – points of taking samples from the reservoirs and surface streams

oceniono na $0,9 \text{ m}^3/\text{s}$. Natomiast nowe źródła wykazywały duże wahania w cyklu rocznym i były słabiej zmineralizowane. Zawartość CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) była w nich zbliżona do wód powierzchniowych w zaporze i wynosiła nieco powyżej 200 mg/l . Wydajność jednostkowa tych źródeł była również mniejsza, od kilku do kilkunastu l/s . Ich sumaryczną wydajność określono na $0,3 \text{ m}^3/\text{s}$.

Własności fizykochemiczne wód i denudacja chemiczna

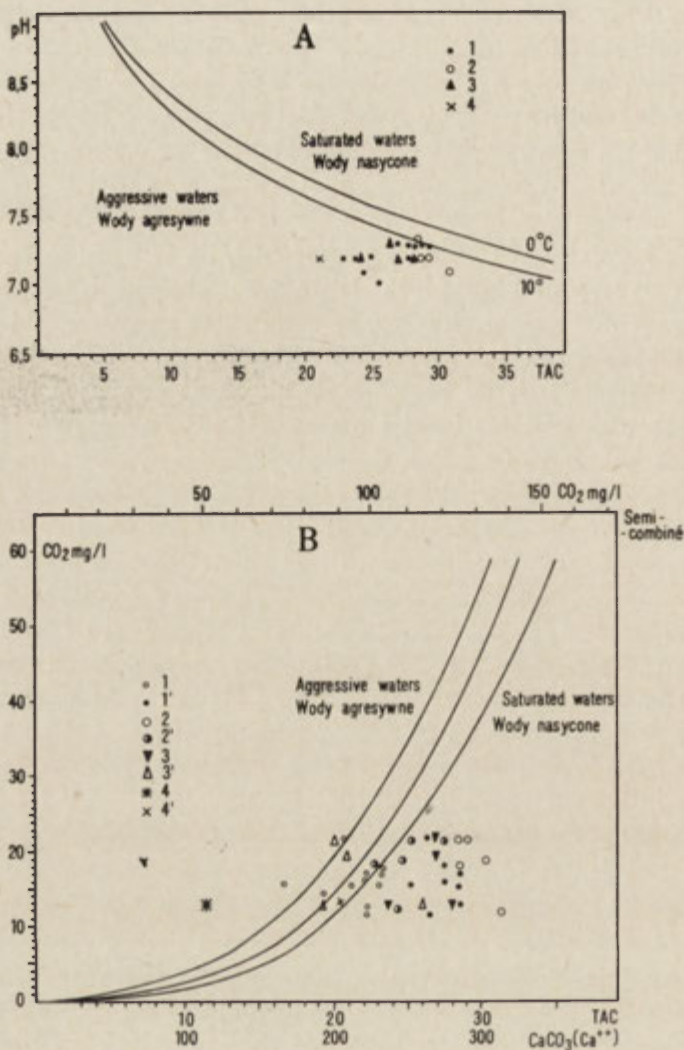
Podobnie jak na innych obszarach krasowych, na Wyżynie Śląskiej występują dwa genetyczne typy wód krasowych: 1) wody autochtoniczne, pochodzące z pionowej infiltracji wód atmosferycznych, 2) wody allochtoniczne — z infiltracji wód powierzchniowych z sąsiednich obszarów niekrasowych. Przeważają wody pierwszego typu. Przypisuje się im bezpośrednio niszczenie powierzchni skał węglanowych, dlatego określenie ich ilości i własności fizykochemicznych jest niezbędne do wyliczenia wskaźnika denudacji chemicznej.

Wody infiltracji pionowej, krążące wewnątrz Wyżyny Śląskiej i wypływające w licznych wywierzykach, charakteryzują się ustabilizowanymi własnościami fizykochemicznymi. Temperatura ich waha się od 8 do 11°C , przy czym najczęstsze są wartości $8,5$ — $9,8^\circ\text{C}$. Mineralizacja tych wód mierzona w źródłach po opuszczeniu obszarów krasowych jest stosunkowo wysoka i wynosi 210 — 327 mg/l CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) (najczęstsze 240 — 280 mg/l). Suma wszystkich soli rozpuszczonych w wodzie waha się od 230 do 403 mg/l , odczyn wód jest zwykle zasadowy ($\text{pH } 7,0$ — $7,6$). Wydajność jednostkowa źródeł naturalnych wynosi od kilku do kilkunastu l/s . Źródła występują grupowo wzdłuż linii dyzlokacyjnych czy kontaktowych.

Pomiary hydrometryczne przeprowadzone na Wyżynie Śląskiej w latach 1965/1966 i 1968/1969 pozwoliły na określenie ilości wód autochtonicznych. W zlewniach Imielnicy i Suchej wartość spływu jednostkowego q określono na $8,0 \text{ l/s km}^2$, natomiast na progu triasowym koło zapory w Przeczycach $q = 9,5 \text{ l/s km}^2$.

Jednym z ważniejszych problemów studiowanych na Wyżynie Śląskiej była faktyczna agresywność chemiczna wód. Przedstawiono ją na tradycyjnych wykresach Tillmansa-Trombe'a (ryc. 39, 40). Na ryc. 39A i 39B analizowano własności korozyjne wód z okolic Strzelc Opolskich w stosunku do pH i CO_2 . Mimo iż obydwa wykresy dają nieco odmienną interpretację (na ryc. 39A wody są bliskie nasycenia, a na 39B są nasycone i przesycone) można przyjąć, iż wody te są nasycone lub bliskie granicy nasycenia i jako takie nie zdolne do korozji. Fakt ten przemawia za współczesną depozycją kalcytu w szczelinach krasowych strefy vadose i wskazuje na maksymalne wykorzystanie potencjalnych możliwości korozyjnych wód (duża korozja faktyczna). Na wykresie Tillmansa-Trombe'a (ryc. 40) podano lokalizację trzech typów wód progu triasowego w Przeczycach. Wykres ten w porównaniu z ryc. 39A pozwala stwierdzić identyczne własności korozyjne na obydwu obszarach Wyżyny Śląskiej.

Wskaźnik denudacji chemicznej na Wyżynie Śląskiej, obliczony z odpływu wód infiltracji pionowej, wynosi $26 \text{ mm}/1000 \text{ lat}$ (tab. 16).

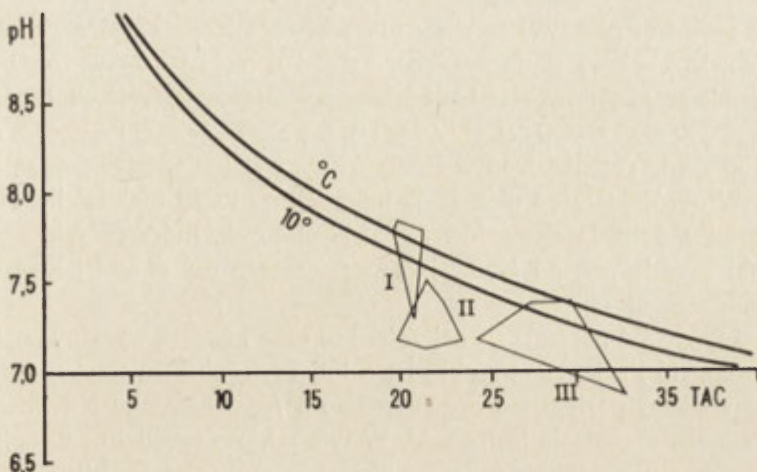


Ryc. 39. Agresywność chemiczna wód krasowych w okolicach Strzelce Opolskich na wykresie Tillmansa-Trombe'a

A – relacja $pH-t^{\circ}C-CaCO_3$, B – relacja $CO_2-t^{\circ}C-CaCO_3$, źródła krasowe: 1 – systemu Jemielnicy, 2 – systemu Sucheja, 3 – z krawędzi progu triasowego, 4 – w kamieniołomie Strzelce Opolskie. 1-4 – twardość ogólna TAC; 1'-4' – zawartość $CaCO_3$ (Ca^{++})

Chemical aggressivity of karst waters from the vicinities of Strzelce Opolskie on the Tillmans-Trombe diagram

A – $pH-t^{\circ}C-CaCO_3$ relation, B – $CO_2-t^{\circ}C-CaCO_3$ relation, karst springs: 1 – the Jemielnica system, 2 – the Sucheja system, 3 – edge of the Triassic scarp, 4 – the Strzelce Opolskie quarry, 1-4 – total hardness TAC; 1'-4' – $CaCO_3$ (Ca^{++}) content



Ryc. 40. Agresywność chemiczna wód progów triasowych w rejonie Przeczycy na wykresie Tillmansa-Trombe'a

I – wody rzeki Czarnej Przemszy, *II* – wody krasowe cyrkulacji poziomej (allochtoniczne), *III* – wody krasowe autochtoniczne

Chemical aggressivity of waters in the Triassic scarp in the vicinities of Przeczycy — on the Tillmans-Trombe diagram

i – waters of the river Czarna Przemsza, *II* – horizontal circulation karst waters (allochthonous), *III* – autochthonous karst waters

PÓLNOČNA CZĘŚĆ JURY KRAKOWSKO-CZĘSTOCHOWSKIEJ

Buduje ją płyta górnej jury, łagodnie nachylona ku N i NE, gdzie zanurza się pod utwory kredowe i osady plejstoceniowe. W morfologii zaznacza się w postaci wyraźnego pasa (20×40 km) wydłużonego w kierunku NW–SE. Powierzchnia tej płyty wapiennej, wzniesiona 300–400 m n.p.m., posiada wybitne cechy krasowe, widoczne zarówno w rzeźbie, jak i w stosunkach wodnych (S. Z. Różycki 1960).

Obszar ten odwadniają prawobrzeżne dopływy górnej Warty oraz kilka lewobrzeżnych dopływów Pilicy. Większość cieków jest zasilana przez duże źródła krasowe położone na peryferiach wyżyny, a tylko nieliczne wkraczają w jej głąb. Należy do nich m. in. rzeka Wiercica. Nachylenie płyty wapieni jurajskich i jej tektonika przyczyniają się do zróżnicowania sieci podziemnej wód i kierunku krążenia. Z tej właśnie przyczyny w części wschodniej występują największe źródła krasowe i w tym kierunku przebiega główna cyrkulacja wód podziemnych.

Wyżyna, poza nielicznymi wyjątkami, jest pozbawiona wód powierzchniowych. Tylko w kilku mniejszych formach krasowych występują krótkie ciekły epizodyczne.

Własności fizykochemiczne wód krasowych

Wody podziemne Jury Częstochowskiej pochodzą bezpośrednio z opadów atmosferycznych infiltracji pionowej bądź z infiltracji cieków powierzchniowych. Różnią się między sobą własnościami fizykochemicznymi.

Wody infiltracji pionowej są silnie aktywne chemicznie w górnej części strefy vadose (powierzchniowa strefa wapieni), natomiast głębiej oraz w strefie phreatic są one bliskie granicy nasycenia bądź ją przekraczają. Zawartość węglanów w wodach osiąga 200 mg/l CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$), a wahania w cyklu rocznym nie przekraczają 50 mg/l. Termika wód w strefie freatic jest ustabilizowana i wynosi 9–10°C. W odróżnieniu od nich wody infiltracji poziomej (najczęściej alluwialne) wykazują duże wahania elementów fizykochemicznych, które są zależne od własności wód zasilających, od środowiska podziemnego czy długości krążenia podziemnego.

Te dwa typy wód mieszają się najczęściej ze sobą i tworzą wyraźny poziom wód podziemnych, który zalega na wysokości den dolinnych i obszaru przykrawędziowego. W zlewni Wiercicy poziom ten opada średnio 8‰ w kierunku NE. Stwierdzono tu strefę silnego nachylenia lustra wód. W tym miejscu schodzi ona poniżej aktualnego dna doliny, co dobrze tłumaczy okresowy zanik potoku Wiercica.

Źródła krasowe wyżyny podzielić można na stałe i epizodyczne. Stałe o wydajnościach od kilku do 100 l/s wykazują niewielką zmienność temperatury, mineralizacji i wydajności, np. źródło Zygmunta. Wśród źródeł epizodycznych wyróżniamy co najmniej dwa typy. Jedne uruchamiają się na skutek podniesienia poziomu wód krasowych wyżyny i posiadają cechy zbliżone do źródeł stałych (np. źródło Ostrężnik). Drugie są zasilane przez lokalne wody zawieszane i charakteryzują się dużą zmiennością poszczególnych elementów fizykochemicznych.

Tabela 15. Denudacja chemiczna w północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (1967–1968)
Chemical denudation in the North part of Cracow-Częstochowa Upland (1967–1968)

Nr No.	Basen hydrogeologiczny Hydrogeologic basin	P km ²	Q m ³ /s	q l/s km ²	ΔT CaCO_3 $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ mg/l	D m ³ /km ² rok mm/1000 lat	A m ³ /rok 10 ³	%
I–IV	Wyżyna Krakowsko-Częstochowska,							
	Jura Polska część N	762,9	6,9	9,0	150–175	18,5	14,0	100
I	Jura SW							
	Kręciwilk–Poraj	203,0	1,68	8,3	150	15,7	3,2	23
II	Jura W							
	Poraj–Mstów	153,3	2,40	15,7	160	31,6	4,8	34
III	Jura NW							
	Mstów–Wiercica	30,1	0,29	9,7?	175	21,4?	0,64	4
IV	Jura N							
	Wiercica i Wierciczka	376,5	2,50?	6,6?	175	14,6?	5,5?	39
IV–1	Wiercica–Przyrów	207,1	1,95	9,4	175	20,8	4,3	32
IV–2	Wiercica–Julianka	183,7	1,44	7,8	175	17,2	3,2	23
IV–3	Sygátka Bystrzanowica							
	Woda	85,0	0,468	5,5	150	10,4	0,88	6
IV–4	Wiercica Janów	25,2	0,263	10,4	185	24,4	0,61	4

Denudacja chemiczna

Obliczenia denudacji chemicznej w Jurze Częstochowskiej dokonano metodą hydrometryczną (1), (2) na podstawie badań hydrometrycznych przeprowadzonych w latach 1965—1970¹². W tabeli 15 przedstawiono wskaźniki denudacji chemicznej w roku 1967/1968, kiedy to dysponowano największą ilością danych. Wartości te w stosunku do pozostałych lat obserwacyjnych są zawyżone o kilkanaście procent. W cytowanej tabeli przedstawiono bilans denudacji chemicznej dla zlewni Warty zamkniętej ujściem Wiercicy. Mieści on w sobie również obszary niekrasowe. Denudacja chemiczna wynosi tu 18,5 mm/1000 lat. Natomiast dla obszarów krasowych waha się w granicach 17,2—24,4 mm/1000 lat. Są to najniższe wskaźniki stwierdzone na terenie Polski.

UWAGI O OBSZARACH KRASU WYŻYNNEGO PLATFORMY DOBRUDŻY W BUŁGARII I AMFITEATRU IRKUCKIEGO NA SYBERII

Wielkość denudacji chemicznej określono również na platformie Dobrudży (M. Markowicz, W. Popow, M. Pulina 1972) i w Amfiteatrze Irkuckim (M. Pulina 1968).

Badania w Dobrudży objęły część wybrzeża czarnomorskiego położonego pomiędzy doliną Batowa a miejscowością Szabła, gdzie podłożem zjawisk krasowych są wapienie górnosarmackie. Mimo iż wody opuszczające ten obszar są silnie zmineralizowane (średnio 350 mg/l CaCO_3), denudacja chemiczna jest niska i wynosi 23,0 mm/1000 lat w przeliczeniu na CaCO_3 , a 30,5 mm w stosunku do pełnej mineralizacji (tab. 16, 18). O niskiej degradacji chemicznej decyduje mała ilość wody (5,5 l/s km^2).

Zjawiska krasowe w Amfiteatrze Irkuckim, związane z płytowo zalegającymi skałami węglanowymi dolnego i środkowego kambru, rozwijają się głównie dzięki infiltracji dużej ilości silnie agresywnych wód allochtonicznych spływających ze Wschodnich Sajanów i jeziora Bajkał. Natomiast niszczenie powierzchni morfologicznej, przypadające na wody infiltracji pionowej, jest stosunkowo niewielkie wobec niskich opadów i obecności zmarzliny (1,1—5,8 mm/1000 lat w przeliczeniu na CaCO_3 — tab. 16, 18). Faktyczna denudacja (suma infiltracji pionowej i poziomej) jest kilkakrotnie wyższa i osiągać może do 20 m^3/km^2 rok. Działalność człowieka w dolinie Angary powoduje wzmoczoną infiltrację w obszary krasowe wód aktywnych chemicznie (zalew zapory brackiej). Potęguje to denudację chemiczną, która osiąga tu rozmiary nie spotykane w warunkach naturalnych.

Obecność zmarzliny w Amfiteatrze Irkuckim jest przyczyną wzmoczonych procesów mechanicznych na obszarach krasowych. Intensywność denudacji mechanicznej wielokrotnie przewyższa denudację chemiczną, która w zlewni Angary stanowi zaledwie 10—20% denudacji globalnej (chemiczna + mechaniczna).

¹² Były to badania prowadzone wspólnie z mgr M. Markowicz (Uniwersytet Warszawski) i mgr. J. Sawickim (Przedsiębiorstwo Hydrologiczne — Wrocław) (M. Markowicz, M. Pulina, J. Sawicki 1971).

Tabela 16. Denudacja chemiczna na 32 obszarach krasowych Europy i Azji (infiltracja pionowa)
Chemical denudation in 32 karst areas Europe and Asia (vertical infiltration)

Lp. No.	Badany obszar Investigation area	Okres Period	P km ²	Q m ³ /s	q l/s km ²	T mg/l	T_a mg/l	ΔT mg/l	D mm/1000 lat	A m ³ /rok
Sudety										
1	Masyw Snieżnika	1966–1970	0,224	0,0035	16	174** 187***	5** 15***	169** 172***	33,0 33,9	7,4 7,6
2	Góry Krowiarki	1965–1966	1,4	0,0098	7	305 316	5 15	300 301	26,4 27,0	37,0 37,9
3	Góry Kaczawskie	1965–1966	2,81	0,0149	5,5	311	5	306	20,5	57,4
Wyżyna Śląska										
4	Trias Strzelc Opolskich	1968–1969			8,0	270 350	10 20	260 330	26,2 33,3	
5	Próg triasowy — Przeczyce	1965–1966			9,5	230	10	220	26,3	
Jura Krakowsko-Częstochowska (Jura Polska)										
6	Wiercica-Julianka	1968	183,7	1,44	7,8			175	17,2	3160
7	Wiercica-Janów	1968	25,2	0,263	10,4			185	24,4	610
Tatry										
8	Dolina Kościeliska-Kiry	1965–1970	29,2	1,08	37	115 130 115	10 15 10	105 115 105	48,9 53,6 42,3	1429 1565
9	Zlewnia Lodowe Źródło	• 1965–1970		0,3	37	130 110 120 110 120	15 10 15 10 15	115 100 105 100 105	46,4 46,6 48,9 40,3 42,3	378 397
Vercors										
10	Lyonne-St. Jean en Royans	1967–1969**** (1906–1913)	135	3,49	25,8			150 180	48,8 58,5	
11	Bourne — Pont de Manne	1967–1969 (1906–1915) 1967	787	26,4	33,5			160 210 160	67,5 88,6 44,1	
12	Bourne+Vernaison	1967–1969 (1906–1915) 1967	575	20,8	36,2			210 160 210 160	57,9 73,0 95,8 51,8	
13	Chollet-St. Laurent	1967–1969 (1908–1912)	67	2,1	31,3			210 160	63,1 82,8	
14	Furon-Engins	1962–1966	33	0,94	28,3			150 180	53,5 64,2	
15	Plateau Presles	1967–1968	25,8	1,0	38,8	220 240	20 30	200 210	97,7 102,5	2520 2646
Alpy Julijskie										
16	Masyw Triglava	1965		0,250	60	65			51,0	204,7
17	Bistrica-Mojstrana	"			55	97			67,0	
18	Sawa Bohinka-wodospad	"			66	75			63,0	
Wyżyna Kras										
19	Notranski Kras — Ljubljana	1962–1969 1962 1963 1964 1965	1915	71	37			194 203 202 194 177	90,4 58,8 81,4 78,2 136,0	173,5 · 10 ³ 112,5 · 10 ³ 155,3 · 10 ³ 151,6 · 10 ³ 260,9 · 10 ³
20	Masyw Jawornika	1962–1965			117			220	88,7	
21	Cerkniščca-Stržen	1962–1965						260	104,8	
Piryn										
22	Masyw Wichren	1967,1969	73	2,309	31,6	125 140	7 10	118 130	47,0 51,8	3433 3782
Stara Płanina										
23	Vračanska Płanina	1967,1969	52,5	0,55	10,5	300 360	10 20	300 340	38,4 45,0	2010 2356
Dobrudża										
24	Wybrzeże Morza Czarnego	1967,1969	59	0,325	5,5	350 470	18 30	332 440	23,0 30,5	1360 1802
Kaukaz										
25	Masyw Alek	1970	11	0,715	65			170	139,2	1531
26	Masyw Arabika	1964			60	150,7			113,9	
27	(strefa wysokogórska)	"				182,2			137,7	
27	Grzbiet Gagriński	"			30	147,8			55,8	
27	(strefa czarnomorska)	"				197,7			74,7	
Syberia Wschodnia										
28	Dolina Wielka Biała	1964			10,2			48,9	5,8	
29	Dolina Unga	"			0,9			144,4	1,1	
30	Dolina Osa	"			2,8			147,2	4,6	
31	Chamar-Daban. Sludjanka	"			25			70	22	
32	Alpy Tunkińskie. Kyngarga	"			20			50	13	

* Numeracja zgodna z ryc. 10 i 44.

Order of numbering like in fig. 10 and 44.

** Górny wiersz — zawartość CaCO₃ (Ca⁺⁺+Mg⁺⁺).

Top value — content of CaCO₃ (Ca⁺⁺+Mg⁺⁺).

*** Dolny wiersz — pełna mineralizacja (ΣM).

Down value — full mineralization (ΣM).

**** Bez nawiasów — okres analiz chemicznych wód, w nawiasach — okres pomiaru przepływu.

Without parenthesis — chemical analysis of waters, in parentheses — discharge.

Część syntetyczna

DENUDACJA KRASOWA W STREFACH KLIMATU UMIARKOWANEGO I SUBTROPICALNEGO

Publikacje dotyczące tego tematu stanowią kilkadziesiąt pozycji, spośród których tylko praca J. Corbela (1959) analizuje rozkład denudacji krasowej w różnych strefach klimatycznych w skali kontynentalnej. Stosowanie różnorodnych metod sprawia, że wyniki uzyskane w poszczególnych pracach są często nieporównywalne.

W niniejszej pracy nie podjęto próby porównania obliczeń denudacji dokonanych przez różnych autorów, bowiem najczęściej materiały analityczne nie są publikowane. Dlatego też cytowane są tylko te prace, które osobiście przedyskutowano z autorami, bądź te które podają wystarczające dane. Są to prace: I. Gamsa (1966); P. Habiča (1968); P. F. Boczkariowa (1959); G. A. Maksymowicza (1963, 1964), G. A. Maksymowicza, K. A. Gorbunowej (1958) oraz praca A. Bögliego (1961) prezentująca oryginalną metodę pomiarów bezpośrednich. Spis autorów polskich zajmujących się tą problematyką podano w rozdziale: Denudacja chemiczna obszarów krasu węglanowego w Polsce.

Pod pojęciem potencjalnej denudacji krasowej autor rozumie potencjalne rozmiary niszczenia powierzchni krasowej powodowane infiltracją pionową wód w ujęciu regionalnym. Na dużych obszarach krasowych jest to wartość bliska całej ablacji, zarówno powierzchniowej, jak i podziemnej. Natomiast w „krasie wyspowym” obejmuje ona tylko powierzchnię, a nie wnętrza wzniesień¹³, które są niszczone przede wszystkim przez allochtoniczne wody infiltracji poziomej. Rozróżnienie degradacji spowodowane tymi dwoma typami infiltracji zapobiega nieporozumieniom w pojmowaniu terminu denudacja krasowa i umożliwia podjęcie prób porównania wyników uzyskanych różnymi metodami.

Poniżej przedstawiono wyniki studiów nad określeniem rozmiarów denudacji powierzchni krasowej wywołanej wodami infiltracji pionowej. Problem ten badano w trzech aspektach: 1) prowadzono pomiary bezpośrednie z zastosowaniem metody

¹³ Jest to pewne uogólnienie, gdyż i wody infiltracji pionowej atakują wnętrza masywów wapiennych, szczególnie w strefach chłodnych.

hydrometrycznej, 2) ustalono prawdopodobieństwo wystąpienia określonych wartości denudacji metodami statystyki matematycznej, 3) badano własności niektórych czynników, decydujących o wielkości niszczenia chemicznego.

ROZMIARY DENUDACJI CHEMICZNEJ NA OBSZARACH KRASOWYCH
EUROPY I AZJI

W tabeli 16 przedstawiono wyniki badań bezpośrednich przeprowadzonych metodą hydrometryczną na 32 obszarach krasowych. Materiał analityczny został częściowo podany w poprzednich rozdziałach tej pracy oraz oddzielnych publika-

Tabela 17. Szeregi statystyczne w 40 zlewniach krasowych Europy i Azji
Statistical series in 40 karst basins of Europe and Asia

Lp. No.	Denudacja chemiczna mm/1000 lat Chemical denu- dation mm/1000 a D_{CaCO_3}	Opad mm/rok Precipitation mm/a Op	Temperatura powietrza °C średnia roczna Air temperature °C annual mean value $t^{\circ}C$	Wysokość średnia m n.p.m. Mean elevaton H_s	Głębokość strefy vadose m Depth of vadose zone m H_v	Strefy spękań 1-5° Fissured zones 1-5° S
1	1,1	340	-3,0	500	60	3
2	4,6	320	-3,4	550	80	3
3	5,8	450	-4,0	700	100	5
4	13,0	700	-1,4	1400	700	5
5	17,2	660	6,7	270	60	2
6	20,5	500	7,2	400	150	5
7	22,0	1100	-1,2	900	600	5
8	23,0	440	12,5	100	30	1
9	24,4	660	6,7	320	100	2
10	26,2	700	8,0	240	50	2
11	26,3	750	7,5	300	20	2
12	26,4	600	7,0	450	180	5
13	33,0	1000	4,5	840	200	5
14	38,4	800	9,0	800	400	3
15	40,3	1500	1,5	1500	900	4
16	42,3	1450	1,8	1450	900	4
17	44,1	1100	5,2	1200	1200	3
18	46,6	1580	1,5	1500	900	4
19	47,0	1500	3,5	1900	1900	5
20	48,8	1200	4,5	1200	1200	3
21	48,9	1550	1,8	1450	900	4
22	51,0	2120	-1,7	1800	1800	4
23	51,8	1200	4,5	1350	1200	3
24	53,5	1230	6,5	1000	1500	3

Tabela 17 cd.

Lp. No.	Denudacja chemiczna mm/1000 lat Chemical denu- dation mm/1000 a D_{CaCO_3}	Opad mm/rok Precipitation mm/a O_p	Temperatura powietrza °C średnia roczna Air temperature °C annual mean value $t^{\circ}C$	Wysokość średnia m n.p.m. Mean elevaton H_s	Głębokość strefy vadose m Depth of vadose zone m H_v	Strefy spękań 1–5° Fissured zones 1–5° S
25	55,8	1300	15,1	200	200	4
26	58,8	1400	8,4	600	300	2
27	63,0	2200	–1,2	1500	1000	4
28	63,4	1450	5,2	1200	1200	3
29	67,0	1900	1,0	1300	1800	4
30	67,5	1500	5,2	1200	1200	3
31	73,0	1550	4,5	1350	1200	3
32	78,2	1500	8,4	600	300	2
33	81,4	1500	8,4	600	300	2
34	88,7	1500	8,0	650	300	2
35	90,4	1600	8,4	600	300	2
36	97,7	1600	7,2	900	750	3
37	104,8	1500	9,0	550	200	2
38	113,9	2300	5,8	2000	2000	4
39	136,0	2000	8,4	600	300	2
40	139,2	2800	9,5	800	600	4
$N =$ $= 40$	$D = 53,4$	$\bar{O}_p = 1,276$	$\bar{t}^{\circ}C = 4,9$	$H_s = 919$	$H_v = 677$	$\bar{S} = 3,3$
\bar{d}	26,2	465	3,5	434	505	1,0
σ^2	112 434	328 127	17,6	249 927	341 420	1,7
σ	33,5	570	4,3	499	582	1,1
n	1,28	1,23	1,20	1,15	1,18	1,30

cjach autora. Lokalizację badanych obszarów krasowych przedstawiono na ryc. 10.

Wartości denudacji chemicznej zawarte są w przedziale 1,1–139,2 mm/1000 lat ze średnią 53,4 mm (tab. 17, 18). Najniższą degradację stwierdzono we Wschodniej Syberii, najwyższą w Zachodnim Kaukazie. Średnio degradowane są obszary krasu wysokogórskiego Tatr, Pirynu, Alp Julijskich, wybrzeża Kaukazu i Prealp Francuskich. A oto kilka faktów dotyczących klasyfikacji obszarów według wielkości denudacji krasowej: 1) najsilniej są denudowane obszary wysokogórskie, najslabiej wyżyny i niziny; 2) najwyższe wartości stwierdzono w klimatach subtropikalnych wilgotnych, a najniższe w umiarkowanych chłodnych z wieloletnią zmarzliną; 3) najniższe gradienty denudacji pomiędzy obszarami położonymi w różnych strefach klimatycznych występują w krasie średniogórskim (20–100 mm/1000 lat); 4) w Polsce stwierdza się stosunkowo niskie wartości degradacji.

Tabela 18. Klasyfikacja 32 obszarów krasowych pod względem nasilenia denudacji chemicznej
 Classification of 32 karst areas in respect of chemical denudation

Denudacja mm/1000 lat Denudation mm/1000 a	Kras wyżynny Upland karst	Kras średniogórski Middle-mountain karst	Kras wysokogórski High-mountain karst
0	1–6 Wyżyna Irkucka		
—			13 Alpy Tunkińskie
—			
20	23 Dobruża	22 Chamar-Daban	
—	24 Jura Polska — część N	20–33 Sudety	
—	26 Wyżyna Śląska	38 Vracanska Planina	
—			40–49 Tatry Zach.
40			47 Piryn
—		56 Kaukaz	51–67 Alpy Julijskie
—		44–98 Vercors	
60			
—			
80			
—	80–136 Wyżyna Kras		
—			
100			
—			114–139 Kaukaz
—			
120			
—			
140			

Zawartość CaCO_3 w wodach krasowych (T_{CaCO_3})

Wartości te zostały podane w tabelach 16 i 17. Średnie roczne stężenie CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) w wodach opuszczających obszary krasowe waha się w granicach 48,9–350,0 mg/l, ze średnią 170,3 mg/l. Odchylenie przeciętne od średniej wynosi 32%. Różnica między najwyższą a najniższą wartością wyraża się stosunkiem 7 : 1.

Przy klasyfikacji obszarów krasowych pod względem stężenia CaCO_3 (tab. 19) należy zwrócić uwagę na następujące fakty: 1) najwyższe stężenia występują na wyżynach, najniższe na obszarach wysokogórskich; 2) najwyższe stężenia obserwuje się także w strefach ciepłych, najniższe w chłodnych z wieloletnią zmarzliną; 3) war-

Tabela 19. Klasyfikacja 32 obszarów krasowych pod względem zawartości CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) w wodach

Classification of 32 karst areas in respect of CaCO_3 contents ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) in waters

$T \text{CaCO}_3$ mg/l	Kras wyżynny Upland karst	Kras średniogórski Middle-mountain karst	Kras wysokogórski High-mountain karst
50			50 Alpy Tunkińskie
70		70 Chamar-Daban	65–97 Alpy Julijskie
100	49–147 Wyżyna Irkucka		
110			110–115 Tatry Zachodnie
125			125 Piryn
150		148 Kaukaz	
151		150–200 Vercors	151–170 Kaukaz
180	180–190 Jura Polska – część N		–
200	177–260 Wyżyna Kras		
220	220–260 Wyżyna Śląska		
250			
300		174–311 Sudety 300 Vračanska Planina	
350	350 Dobrudża		

tości bliskie średnich stwierdzono w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej, na Wyżynie Kras i w wysokogórskich obszarach Kaukazu; 4) największe zróżnicowanie zawartości CaCO_3 przypada na obszary wysokogórskie.

Pełna mineralizacja wód krasowych (T_{Σ_M})

Na obszarach krasowych zbudowanych ze skał węglanowych różnica między zawartością CaCO_3 ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) a sumą wszystkich soli rozpuszczonych w wodzie (Σ_M) jest niewielka. Udział CaCO_3 w ogólnej mineralizacji przekracza 75%, a najczęściej waha się w granicach 80–90%. Wartości denudacji krasowej obliczone z CaCO_3 w stosunku do całkowitej denudacji chemicznej są zaniżone maksymalnie o 25%, a średnio 10–20% (tab. 15).

Na obszarach krasowych, w których obok skał węglanowych występują inne skały rozpuszczalne, np. siarczany, różnice te są wielokrotnie wyższe. Z tego typu problemem spotkano się m. in. na Wyżynie Irkuckiej, gdzie stwierdzono 1,4–7,5 razy wyższą denudację chemiczną. W takich wypadkach konieczne jest podawanie obydwu wyników.

Mineralizacja wód opadowych (T_a)

Zasolenie wód opadowych wpływa na zwiększenie zawartości soli w wodach krasowych oraz na ich agresywność. Zasolenie to może być pochodzenia naturalnego, jak również antropogenicznego. Wobec silnego zanieczyszczenia atmosfery ziemskiej przez działalność człowieka trudno określić, jaki jest udział czynnika naturalnego i sztucznego. Duża obecność SO_4^- , Na^+ i K^+ oraz substancji toksycznych w tych wodach wskazuje na znaczny udział czynnika antropogenicznego.

Zamiarem autora było określenie zasolenia wód opadowych celem obliczenia faktycznej zawartości soli ($\Delta T = T - T_a$) — produktów procesu rozpuszczania. Przy opracowywaniu tego problemu napotkano duże trudności wobec braku wystarczających materiałów analitycznych. Natomiast własne pomiary były fragmentaryczne. Korzystano z kilku opracowań niepublikowanych oraz publikowanych, m. in. przez S. W. Albowa, W. N. Dubljanskiego (1964) oraz O. A. Alekina (1970) referującego wyniki W. M. Drozdowej, K. Sugawara, H. Younge'a i in., a także A. Chojnackiego (1967), H. Eguer i E. Erikssona (1955), G. K. Michajłowa (1964), A. Roźdżestwińskiego (1958), I. N. Szestowa (1964), K. K. Wotincewa (1961), K. B. Żaggara (1964).

Przedział wartości mineralizacji wód opadowych (Σ_M) waha się od kilku do kilkudziesięciu mg/l ze średnią około 15 mg/l. Najwyższe wartości występowały w pasie wybrzeży nadmorskich i w rejonach będących pod bezpośrednim wpływem wielkich centrów przemysłowych, najniższe na Syberii. Obliczenia wielkości denudacji chemicznej, bez uwzględnienia mineralizacji wód opadowych, obarczone są błędem, który jest szczególnie duży na obszarach słabo degradowanych, zasilanych wodami silnie zmineralizowanymi i wynosi 10–20%. Natomiast na obszarach o silnej degradacji błąd jest niewielki i mieści się w granicach dokładności metod

Rola mineralizacji wód opadowych w procesie rozpuszczania węglanów jest tematem aktualnych studiów autora. Wstępne badania potwierdziły poglądy Y. Kauko i L. Laitinen (1935), C. M. Eka (1964), J. Corbela (1957) i in. o dużej agresywności wód z topniejącego śniegu. Wody ze śniegu i niektóre deszczowe posiadają odczyn silnie kwaśny 4,0–5,5 *pH* i wielokrotnie wyższe stężenie CO_2 od odpowiadającego mu stężenia w wolnej atmosferze. Stwierdzono stosunkowo wysoką mineralizację wód opadowych na niektórych obszarach górskich (Sudety, Tatry). Mineralizacja ta jest często tak wysoka, że przekracza zasolenie wód powierzchniowych. Największy wpływ na wielkość zasolenia wód opadowych miał czynnik antropogeniczny.

Wielkość spływu jednostkowego wody (*q*)

Roczne wartości *q* wahają się w granicach 0,9–66,0 l/skm² ze średnią 28,4 (tab. 16). Odchylenie przeciętne od średniej wynosi 49%, a różnica między wartościami ekstremalnymi jak 1 : 75! Tab. 20, w której podano klasyfikację obszarów

Tabela 20. Klasyfikacja 32 obszarów krasowych pod względem wielkości spływu jednostkowego *q*
Classification of 32 karst areas in respect of value of unit flow *q*

<i>q</i> l/s km ²	Kras wyżynny Upland karst	Kras średniogórski Middle-mountain karst	Kras wysokogórski High-mountain karst
0	0,9–10,2 Wyżyna Irkucka		
—	5,5 Dobrudża		
10	7,8–10,4 Jura Polska — część N	5–16 Sudety	
—	8,0–9,5 Wyżyna Śląska	10,5 Vracanska Planina	
20			20 Alpy Tunkińskie
30		25 Chamar-Daban	
—		30 Kaukaz	
40		22–36 Vercors	32 Piryn
50	23–61 Wyżyna Kras		32–37 Tatry Zachodnie
—			
60			55–66 Alpy Julijskie
—			
70			60–65 Kaukaz
—			

pod względem zasilenia w wodę, pozwala stwierdzić, że największe ilości wody przepływają przez obszary wysokogórskie, najmniejsze przez wyżyny i niziny. Najwyższe gradienty między obszarami stwierdza się na wyżynach.

Wnioski

Wielkość denudacji chemicznej w ujęciu regionalnym jest wprost proporcjonalna do stężenia soli w wodach odpływających z obszarów krasowych i ilości tej wody. Stwierdzono stosunkowo wąski przedział stężenia soli (min : max = 1 : 7), podczas gdy ilość wody wahała się w bardzo dużych granicach (min : max = 1 : 75). Wskazuje to na wielką rolę wody w procesie degradacji chemicznej.

Porównanie tabel 18–20 zwraca uwagę na następujące fakty: 1) najsilniej są degradowane obszary, które posiadają najwyższe wartości spływu jednostkowego wody, ale najniższe stężenie soli; 2) degradacja chemiczna wzrasta wraz z wysokością do pewnej granicy, poniżej niej maleje. W każdej strefie klimatycznej różnice między najniższymi a najwyższymi obszarami krasowymi wynoszą 1 : 2 lub 1 : 3; 3) wielokrotnie większe różnice stwierdza się pomiędzy poziomymi strefami klimatycznymi. Wyrażają się one stosunkiem 1 : 5 na obszarach średniogórskich, 1 : 10 na wysokogórskich i 1 : 30 ma wyżynach.

PRÓBA OKREŚLENIA NAJWAŻNIEJSZYCH CZYNNIKÓW DECYDUJĄCYCH O ROZMIARACH DENUDACJI KRASOWEJ

Dla rozwiązania tego problemu autor przeprowadził badania teoretyczne, polowe i laboratoryjne nad wpływem wybranych czynników na wielkość rozpuszczania oraz dokonał korelacji wielkości denudacji, określonej metodą hydrometryczną, z parametrami, które mogą mieć wpływ na jej rozmiary.

Niektóre wyniki studiów nad pierwszym zagadnieniem zostały już przedstawione w części analitycznej niniejszej pracy. Istnieje również obszerna literatura tego przedmiotu: D. Aubert (1967); D. Balazs (1963); P. F. Boczkariw (1963); A. Bögli (1960); J. Corbel (1957, 1959, 1964); J. Corbel, T. Stchouzkoy, J. C. Franck, R. Muxart (1965); I. Douglas (1964, 1968); I. Gams (1966a); P. Habič (1968); E. P. Hodgkin (1964); A. Kotarba (1971); G. A. Maksimowicz (1963); M. Markowicz (1968); J. Nicod (1967); M. Pulina (1964, 1966, 1968a, 1971); A. Rapp (1960); M. M. Sweeting (1965, 1966); R. A. Watson (1966); W. B. White, J. A. Stallmack (1968) i in.

Powyższe badania umożliwiły opracowanie wzorów na określenie denudacji chemicznej, metod obliczania agresywności chemicznej wód i in. Wyniki eksperymentów laboratoryjnych (J. Tillmans 1932; F. F. Łaptiew 1939; J. Miller 1952; E. B. Sztierina, E. W. Florowa 1952; N. A. Własow, L. G. Kuźniecowa, G. S. Gołdyriew, M. E. Sziszljannikowa 1964; H. Roques 1969) wyjaśniają przebieg procesu rozpuszczania węglanów i określają potencjalną podatność na ługowanie poszczególnych skał węglanowych zróżnicowanych pod względem gęstości sieci spękań i składu chemicznego. Bezpośrednie pomiary denudacji w terenie metodą hydrome-

tryczną pozwalają stwierdzić, że wody na wielu obszarach krasowych nie osiągnęły granicy nasycenia i w ten sposób nie zostały wykorzystane maksymalne możliwości rozpuszczania wapieni. Bliskie tej granicy są jednak wody w strefach cieplejszych i prawdopodobnie osiągają ją wody w klimatach tropikalnych.

Jednym z głównych zadań tej pracy jest określenie czynników, które decydują o rozmiarach denudacji krasowej. Szczególną uwagę zwrócono na te czynniki, które łatwo obliczyć bądź są one aktualnie rejestrowane (np. klimatyczne). Stwierdzenie ich wpływu na rozmiary denudacji miałoby kapitalne znaczenie metodyczne i pozwoliłoby określić nasilenie denudacji na tych obszarach, gdzie badania bezpośrednie nie były prowadzone.

A oto najważniejsze czynniki, które poddano rachunkowi korelacyjnemu: 1) strukturalne — gęstość spękań i skład chemiczny skał węglanowych (% zawartości CaCO_3); 2) hydrograficzne — ilość wody; 3) hydrograficzne — agresywność chemiczna wody i czynniki, które o niej decydują (temperatura wody, zawartość CO_2 , pH , stężenie soli) oraz skład chemiczny wód opadowych; 4) klimatyczne — temperatura powietrza i opady atmosferyczne; 5) morfologiczne — wysokość względna, miąższość strefy „vadose”.

Rachunki przeprowadzono w stosunku do wartości denudacji krasowej oraz do zawartości soli, pominięto spływ jednostkowy wody, zależny przede wszystkim od analizowanych elementów klimatycznych (opad, parowanie). Nie uwzględniono również wpływu roślinności, gdyż jest ona bezpośrednio zależna od klimatu, morfologii, struktury i in. Autor zdaje sobie sprawę z ważności tego czynnika, szczególnie w wypadku badania denudacji lokalnej, ponieważ wpływa on bezpośrednio na agresywność chemiczną wód. Problem ten winien być tematem osobnego specjalistycznego studium.

Obliczenia wykonano arytmometrami elektrycznymi i maszynami cyfrowymi Elliott 803 i Odra 1204 na Uniwersytecie Wrocławskim.

Spośród badanych czynników jako najbardziej istotne okazały się opady atmosferyczne (Op), temperatura powietrza ($t^\circ\text{C}$), wysokości średnie nad poziomem morza (H_s), miąższość strefy vadose (H_v) i czynniki strukturalne (S)¹⁴.

Zawartość CaCO_3 w wodach krasowych
funkcją temperatury i opadu $T = f(t^\circ\text{C}, Op)$

Współczynnik korelacji r , determinacji R^2 i rozkład F Snedecora, sprawdzający hipotezę zerową (tab. 21), wykazały że największy wpływ na zawartość CaCO_3 w badanych wodach krasowych wywierają temperatura powietrza, struktura i opad. Determinują one w 69,4% zawartość CaCO_3 . Dalsze 30,6% przypada na inne, mniej istotne czynniki. A oto wzór funkcji $T = f(t^\circ\text{C}, S, Op)$

$$(14) \quad T = 193,17 + 11,67 t^\circ\text{C} - 5,96 S - 0,0474 Op.$$

¹⁴ Korelowany czynnik S oznacza gęstość spękań wapieni, określaną jako powierzchnię spękań w stosunku do 1 cm^3 skały (cm^2/cm^3). Wyznaczono w ten sposób pięć klas gęstości spękań: 1 — bardzo słaba, 2 — słaba, 3 — średnia, 4 — silna, 5 — bardzo silna.

Tabela 21. Współczynniki determinacji R^2 (trzy- i czterocechowe), test F Snedecora oraz wzory regresyjne najbardziej istotnych czynników decydujących o denudacji chemicznej (D_{CaCO_3}) i stężeniu węglanów w wodach (T_{CaCO_3}) na 32 obszarach krasowych
 Three – and four property coefficients R^2 , Snedcor's F test and regression formulas for basic factors determining chemical denudation and carbonate concentration in waters in 32 karst areas

D	T	Korelowane czynniki Correlated factors	D	T	Korelowane czynniki Correlated factors
0,836	0,624	1, 2	0,850	0,627	1, 2, 3
94,08	30,77		68,11	20,15	
0,817	0,619	1, 3	0,849	0,626	1, 2, 4
82,37	30,12		67,56	20,10	
0,774	0,551	1, 4	0,853	0,689	1, 2, 5
63,54	22,72		69,44	26,57	
0,798	0,687	1, 5	0,446	0,418	2, 3, 5
73,05	40,69		9,64	8,63	
			0,204	0,373	3, 4, 5
			3,08	7,14	
			0,414	0,450	2, 3, 4
			8,50	9,80	
			0,818	0,624	1, 3, 4
			53,93	19,91	
			0,837	0,691	1, 3, 5
			61,45	26,83	
			0,380	0,440	2, 4, 5
			7,35	9,44	
			0,822	0,694	1, 4, 5
			55,57	27,19	
$D = \text{mm}/1000 \text{ lat}$	$T = \text{CaCO}_3 \text{ mg/l}$		$D = \text{mm}/1000 \text{ lat}$	$T = \text{CaCO}_3 \text{ mg/l}$	
1 = O_p , 2 = $t^\circ\text{C}$,	($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$)		1 = O_p , 2 = $t^\circ\text{C}$	($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$)	
3 = H_{sr} , 4 = H_V	1 = $t^\circ\text{C}$, 2 = H_{sr}		3 = H_{sr} , 4 = H_V ,	1 = $t^\circ\text{C}$, 2 = H_{sr}	

$$5 = S$$

$$D = f(Op, t^{\circ}C)$$

$$r = 0,914, R^2 = 0,836$$

$$F = 94,08,$$

$$F_{0,01} > 5,23$$

$$(19) (18)$$

$$3 = H_V, 4 = S$$

$$5 = Op$$

$$T = f(t^{\circ}C, Op)$$

$$r = 0,829$$

$$R^2 = 0,687$$

$$F = 40,69; F_{0,01} > 5,23$$

$$(15)$$

$$5 = S$$

$$D = f(Op, t^{\circ}C, S)$$

$$r = 0,924; R^2 = 0,853$$

$$F = 69,44; F_{0,01} > 4,38$$

$$(17)$$

$$3 = H_V, 4 = S$$

$$5 = Op$$

$$T = f(t^{\circ}C, S, Op)$$

$$r = 0,839;$$

$$R^2 = 0,694$$

$$F = 27,19;$$

$$F_{0,01} > 4,38$$

$$(14)$$

$$(19) D = -7,21 + 0,369 (Op) + 0,421 (t^{\circ}C) - 0,139 (t^{\circ}C) + 0,00322 (Op \cdot t^{\circ}C)$$

$$(18) D = 20,68 + 0,474 (Op) + 2,76 (t^{\circ}C)$$

$$(15) T = 171,51 + 12,47 (t^{\circ}C) - 0,0488 (Op)$$

$$(17) D = -3,36 + 0,0485 (Op) + 2,13 (t^{\circ}C) - 4,61 (S)$$

$$(14) T = 193,17 + 11,67 (t^{\circ}C) - 5,96 (S) - 0,0474 (Op)$$

Tabela 22. Macierz korelacji (r_T) dla 32 obszarów krasowych
Matrix of correlation (r_T) for 32 karst areas

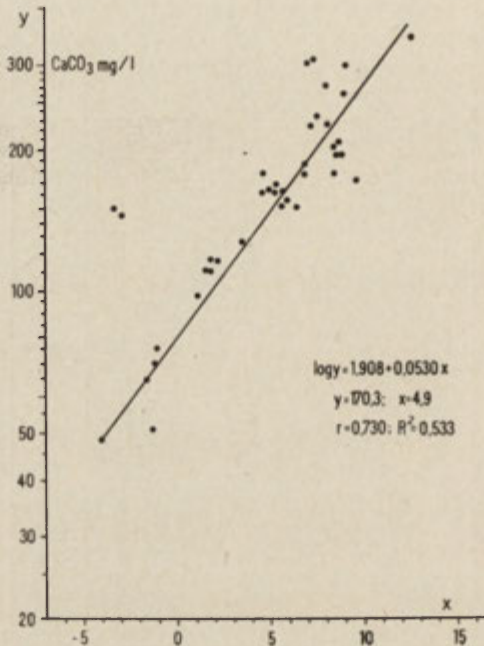
	T	$t^{\circ}C$	H_{sr}	H_V	S
$t^{\circ}C$	0,7303				
H_{sr}	-0,6292	-0,5045			
H_V	-0,4930	-0,2903	0,8915		
S	-0,4924	-0,5173	0,4946	0,3426	
Op	-0,3246	0,0910	0,5554	0,5744	0,0725

$$T = f(t^{\circ}C); r = 0,730; R^2 = 0,533; F = 43,42 (F_{0,01} \geq 7,37)$$

$$(16) \log T = 1,908 + 0,0530 (t^{\circ}C)$$

Analiza tabel 21 i 22 pozwala stwierdzić niewielkie różnice między korelacją dwu- i trzy- oraz czterocechową, np. $R^2 = 0,533; 0,687; 0,694$, a szczególnie małą w dwóch ostatnich. Wobec tego, że w korelacji trzycechowej najbardziej istotne okazały się temperatura i opad, możemy je przyjąć jako najsilniej oddziaływujące na zawartość CaCO_3 . Wzór na funkcję $T = f(t^\circ\text{C}, Op)$ przedstawia się następująco:

$$(15) \quad T = 171,51 + 12,47 t^\circ\text{C} - 0,0488 Op.$$



Ryc. 41. Zawartość węglanów (T_{CaCO_3}) w wodach 32 obszarów krasowych jako funkcja temperatury ($t^\circ\text{C}$)

Obraz graficzny wzoru (16): $\log_{10} T = 1,707 + 0,143 t^\circ\text{C}$

Carbonate content (T_{CaCO_3}) in waters from 32 karst zones as a function of temperature ($t^\circ\text{C}$)

Graphic representation of formula (16): $\log_{10} T = 1,707 + 0,143 t^\circ\text{C}$

Również wysoka jest korelacja z temperaturą $R^2 = 0,533$, $T = f(t^\circ\text{C})$. A oto jej wzór:

$$(16) \quad \log T = 1,908 + 0,0530 (t^\circ\text{C}).$$

Obraz graficzny tej funkcji przedstawiony jest na ryc. 41.

Denudacja krasowa

funkcją opadu i temperatury $D = f(Op, t^\circ\text{C})$

Rachunek korelacyjny wykazał najbardziej istotne zależności dla funkcji: $D = f(Op, t^\circ\text{C}, S)$, $D = f(Op, t^\circ\text{C}, H_S)$, $D = f(Op, t^\circ\text{C}, H_V)$ i $D = f(Op, H_S, S)$ (tab. 21). Decydują one w ponad 80% o wielkości denudacji. Współczynniki r , R^2 i F Snede-

cora są bardzo wysokie, o wiele wyższe od tych, jakie uzyskano dla T_{CaCO_3} . Na przykład dla czynników najważniejszych współczynnik determinacji $R^2 = 0,849; 0,850; 0,853$ (tab. 21).

Pierwsza funkcja posiada następujący wzór:

$$(17) \quad D = -3,36 + 0,0485 Op + 2,13 t^{\circ}C - 4,61 S.$$

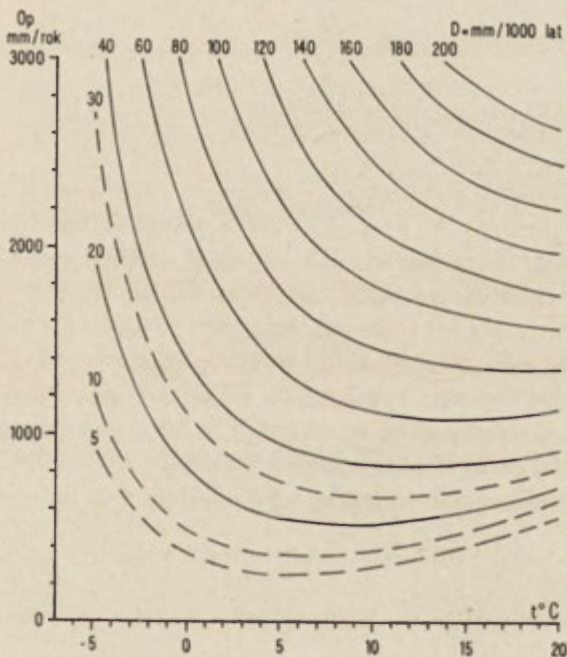
Minimalna różnica między współczynnikami korelacji trzy- i czterocechowej (tab. 21) pozwala uważać opad i temperaturę za najważniejsze czynniki decydujące o denudacji krasowej. $D = f(Op, t^{\circ}C)$. Wzory tych funkcji są następujące: dla regresji liniowej

$$(18) \quad D = -20,68 + 0,474 Op + 2,76 t^{\circ}C,$$

dla regresji parabolicznej

$$(19) \quad D = -7,21 + 0,0369 Op + 0,421 t^{\circ}C - 0,139 (t^{\circ}C)^2 + 0,00322 Op t^{\circ}C.$$

Obraz graficzny funkcji parabolicznej (18) jest przedstawiony na ryc. 42.



Ryc. 42. Denudacja chemiczna (D_{CaCO_3}) na 32 obszarach krasowych jako funkcja opadu (Op) i temperatury ($t^{\circ}C$)

Obraz graficzny funkcji parabolicznej (19): $D = -7,21 + 0,0369 Op + 0,421 t^{\circ}C - 0,139 (t^{\circ}C)^2 + 0,00322 Op t^{\circ}C$

Chemical denudation (D_{CaCO_3}) in 32 karst areas as a function of precipitation (Op) and temperature ($t^{\circ}C$)

Graphic representation of the parabolic function (19): $D = -7,21 + 0,0369 Op + 0,421 t^{\circ}C - 0,139 (t^{\circ}C)^2 + 0,00322 Op t^{\circ}C$

Pośród trzech powyższych wzorów najlepsze przybliżenie daje ostatni (19). Różnice (ϵ) między wartościami faktycznymi a uzyskanymi za pomocą tego wzoru (w mm/1000 lat) mieszczą się w przedziale $19,7 > \epsilon > -28,9$. Dla poszczególnych przedziałów denudacji uzyskano następujące różnice (w %): $\epsilon_{D < 10} = 112-161$; $\epsilon_{D = 10-23} = 6-58$; $\epsilon_{D = 24-55} = 2-28$; $\epsilon_{D = 55-60} = 20-35$; $\epsilon_{D = 60-140} = 0-23$. Wynika stąd, że obliczenia przeprowadzone tą metodą dla obszarów o średniej i silnej denudacji są obciążone najwyższym błędem.

Tabela 23. Macierz korelacji (r_D) dla 32 obszarów krasowych
Matrix of correlation (r_D) for 32 karst areas

	D_{CaCO_3}	O_p	$t^\circ C$	H_{sr}	H_V
O_p	0,8418				
$t^\circ C$	0,4362	0,0969			
H_{sr}	0,1885	0,5498	-0,5045		
H_V	0,2739	0,5747	-0,2903	0,8915	
S	-0,2415	0,0670	-0,5173	0,4946	0,3426

$$D = f(O_p); r = 0,842; R^2 = 0,709; F = 92,45 (F_{0,01} \geq 7,37)$$

$$(20) D = -5,2 + 0,025 (O_p); (21) D = 7,6 + 0,025 (O_p);$$

$$(22) D = \frac{322,49}{1 + 11,35e^{-0,00083(O_p)}}$$

Wnikliwa analiza ryc. 43 i tab. 23 zwraca uwagę na wielki wpływ opadów na denudację krasową. Na rycinie 43 analizowano $D = f(O_p)$ osobno dla każdej strefy klimatycznej. W każdym wypadku uzyskano bardzo wysokie współczynniki korelacji. Na przykład dla strefy subtropikalnej, gdzie korelacja jest najniższa, $r = 0,909$, $R^2 = 0,826$. Są to wartości zbliżone do wyników korelacji wielokrotnej. Wypływają stąd bardzo istotne wnioski: 1) denudacja krasowa w poszczególnych strefach klimatycznych jest determinowana co najmniej w 80% przez opad, 2) wielkość denudacji dla każdej ze stref można obliczyć funkcją $D = f(O_p)$.

Dla strefy umiarkowanej najlepszą aproksymację daje funkcja liniowa

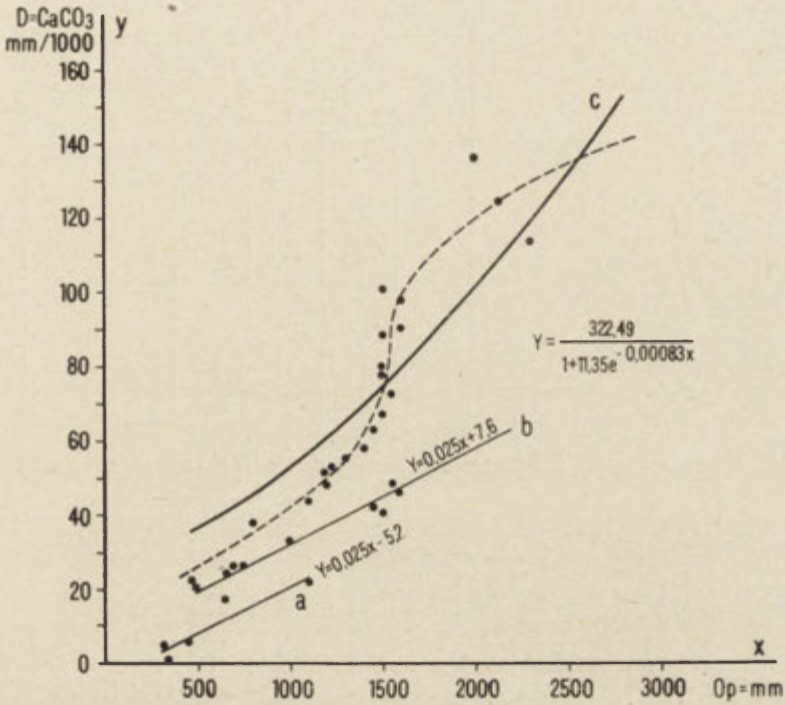
$$(20) \quad D = -5,2 + 0,025 O_p \text{ (umiarkowana chłodna)}$$

$$(21) \quad D = 7,6 + 0,025 O_p \text{ (umiarkowana przejściowa i ciepła).}$$

Dla strefy subtropikalnej najlepszą okazała się funkcja

$$(22) \quad D = \frac{322,49}{1 + 11,35e^{-0,00083O_p}}$$

Na podstawie ostatnich trzech wzorów sporządzono tabelę wielkości denudacji w 8 przedziałach opadowych od 50 do 5000 mm/rok (tab. 24).



Ryc. 43. Denudacja chemiczna (D_{CaCO_3}) na 32 obszarach krasowych jako funkcja opadów atmosferycznych (O_p). $D = f(O_p)$

- a - strefa klimatu umiarkowanego chłodnego (20): $D = 5,2 + 0,025 O_p$;
 b - strefa klimatu umiarkowanego przejściowego (21): $D = 7,6 + 0,025 O_p$;
 c - strefa klimatu subtropikalnego (22):

$$D = \frac{322,49}{1 + 11,35e^{-0,00083 O_p}}$$

Chemical denudation (D_{CaCO_3}) in 32 karst areas as a function of atmospheric precipitations (O_p).
 $D = f(O_p)$

- a - zone of cold temperate climate (20): $D = 5,2 + 0,025 O_p$
 b - zone of transitory temperate climate (21): $D = 7,6 + 0,025 O_p$
 c - zone of subtropical climate (22):

$$D = \frac{322,49}{1 + 11,35e^{-0,00083 O_p}}$$

Tabela 24. Potencjalna denudacja krasowa (D) w strefach klimatów umiarkowanych i subtropikalnych obliczona na podstawie danych z 32 obszarów krasowych Europy i Azji $D = f(Op)$
 Potential karst denudation (D) in temperate and subtropical zones determined for 32 karst areas in Europe and Asia $D = f(Op)$

Strefy klimatyczne Climatic zones	Opad atmosferyczny mm/rok Atmospheric precipitation mm/a							
	50	100	250	500	1000	2000	3000	5000
Umiarkowana – chłodna Temperate – frigid (20) $D = -5,2 + 0,025 (Op)$			1,0	7,3	19,8	44,8	69,8	119,8
Umiarkowana – ciepła i przejściowa Temperate – warm and transition (21) $D = 7,6 + 0,025 (Op)$	8,8	10,1	13,8	20,1	32,6	57,6	82,6	132,6
Subtropikalna Subtropical (22) $D = \frac{322,49}{1 + 11,35 e^{-0,00083 (Op)}}$	13	15	17	25	45	120	145	170

Wnioski metodyczne

Celem rachunków korelacyjnych i regresyjnych było: 1) statystyczne uporządkowanie materiału zebranego w terenie, określenie najważniejszych czynników determinujących denudację krasową i wybranie tych, które dają najlepszą aproksymację; 2) podanie propozycji metodycznych ilościowego określenia potencjalnej denudacji krasowej na obszarach klimatu subtropikalnego i umiarkowanego, w których nie prowadzono badań hydrochemicznych.

Pierwsze zadanie zostało powyżej częściowo rozwiązane. Drugi problem jest tematem niniejszych uwag.

Proponuję dwie metody określenia potencjalnej denudacji krasowej dla obszarów klimatu umiarkowanego i subtropikalnego, w których nie przeprowadzono badań hydrochemicznych: 1) dla obszarów dobrze rozpoznanych pod względem hydrologicznym i klimatycznym, w których jest znany wieloletni spływ jednostkowy wody q , należy obliczać T_{CaCO_3} , najlepiej wzorami (15), (16) lub (14). Znając T_{CaCO_3} i q można obliczyć denudację krasową metodą hydrometryczną (2) $D = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q$; 2) dla obszarów dobrze zbadanych pod względem klimatycznym, a w szczególności przy dobrej znajomości opadów atmosferycznych, można stosować wzory (17–19). Najpraktyczniejsze są wzory oparte na funkcji $D = f(Op)$ i $D = f(Op, t^\circ C)$. Dobre wyniki oddają również nomogramy na ryc. 42 i 43.

DENUDACJA CHEMICZNA OBSZARÓW KRASU WĘGLANOWEGO W POLSCE

Współczesny, aktywny rozwój procesów krasowych był znany przede wszystkim z obszarów gipsowych (J. Flis 1954; A. Malicki 1937; 1938, 1947; L. Sawicki 1919 i in.). Natomiast zachodzące wolniej procesy krasowienia obszarów węglanowych były jedynie wzmiankowane (m. in. K. Kowalski 1951, 1953, 1954; E. Mycielska 1960; A. Walczowski 1964; T. Wilgat 1949). Wyjątkiem jest opracowanie S. Z. Różyckiego (1946, 1950) poświęcone kształtowaniu powierzchni morfologicznej pod współcześnie krasowiejącymi wapieniami jurajskimi.

W pracach J. Flisa (1954), A. Malickiego (1938) i S. Z. Różyckiego (1946, 1950) odtworzono proces kształtowania się współczesnych form krasowych i określono udział czynników decydujących o szybkości krasowienia. Pozostał jednakże otwarty problem ilościowych efektów tego procesu.

Ilościowym określeniem denudacji na obszarach krasu węglanowego w Polsce zajmowali się m. in. J. Corbel (1965); A. Kotarba (1971); M. Markowicz (1968); H. Maruszczak (1966); K. Oleksynowa (1970); M. Pulina (1962, 1964, 1970, 1970a, 1971); J. Rudnicki (1967). Są to prace dotyczące różnych regionów Polski, przeprowadzone różnymi metodami. Brakowało dotychczas opracowania jednolitego, które objęłoby wszystkie obszary krasowe w Polsce.

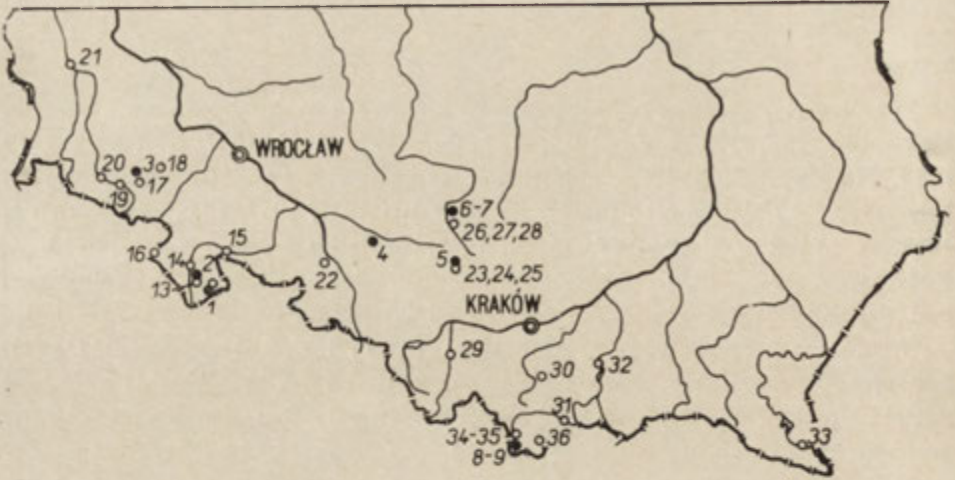
Badania autora objęły 11 zlewni krasowych w Sudetach, na Wyżynie Śląskiej, w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej i w Tatrach Zachodnich (ryc. 44). Wyniki tych badań są zebrane w tabeli 16. Stwierdzono tu wartości w przedziale 17,2–48,9 mm/1000 lat, ze średnią 32,0 mm. Najniższe występują w północnej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej i na Wyżynie Śląskiej, najwyższe w Tatrach Zachodnich. Wartości pośrednie stwierdzono w Sudetach.

Badania bezpośrednie autora nie objęły wszystkich obszarów krasowych w Polsce. Uzyskane rezultaty upoważniają jednak do wykorzystania tych danych do obliczenia potencjalnej denudacji krasowej na terenie całego kraju. W tym celu korelowano wielkość denudacji (D) z czynnikami strukturalnymi (gęstość spękań i skład chemiczny wapieni), morfologicznymi (wysokości średnie i względne), hydrogeologicznymi (grubość strefy „vadose”) oraz klimatycznymi. Najlepsze współczynniki korelacji (r) uzyskano w stosunku do rocznych sum opadów atmosferycznych (O_p) i średnich rocznych temperatur powietrza ($t^{\circ}\text{C}$)

$$r_{D, O_p} = 0,948$$

$$r_{D, t^{\circ}\text{C}} = 0,884.$$

Istotność współczynnika korelacji na poziomie 0,1% wynosi $r \geq 0,75$. Wysokie współczynniki korelacji wskazują na fakt, że denudacja krasowa jest w pierwszym rzędzie zależna od czynników klimatycznych, których znajomość może być pomo-



Ryc. 44. Lokalizacja obszarów na terenie Polski, w których określono denudację chemiczną metodą hydrometryczną

1-9 obszary krasowe, 10-35 obszary niekrasowe

Location of areas on the territory of Poland where chemical denudation was determined by hydrometric method

1-9 karst areas, 10-35 nonkarst areas

cna przy jej określeniu. Wielkość współczynnika determinacji $R^2(100 \cdot r^2)$ pozwala na stwierdzenie, że denudacja krasowa jest w 90% zależna od rocznej sumy opadów i w 78% od średniej rocznej temperatury powietrza.

Dalsze prace zmierzały do obliczenia wzorów regresyjnych według założenia:

$$D = f(Op)$$

$$D = f(t^{\circ}C)$$

$$D = f(Op, t^{\circ}C).$$

W powyższych przypadkach przeprowadzono analizę statystyczną w celu określenia typu krzywych regresji. Przy badaniu relacji między denudacją krasową a opadami pomocny okazał się wykres, jaki przedstawiono na ryc. 43. Są to wyniki z 40 zlewni krasowych w Europie i Azji (M. Pulina 1971). Wskaźniki denudacji krasowej dla obszaru Polski mieszczą się na tym wykresie w chmurze punktów (ryc. 43, krzywa *b*) z europejskiej strefy klimatu umiarkowanego przejściowego. Najlepiej aproksymuje tę zależność funkcja liniowa

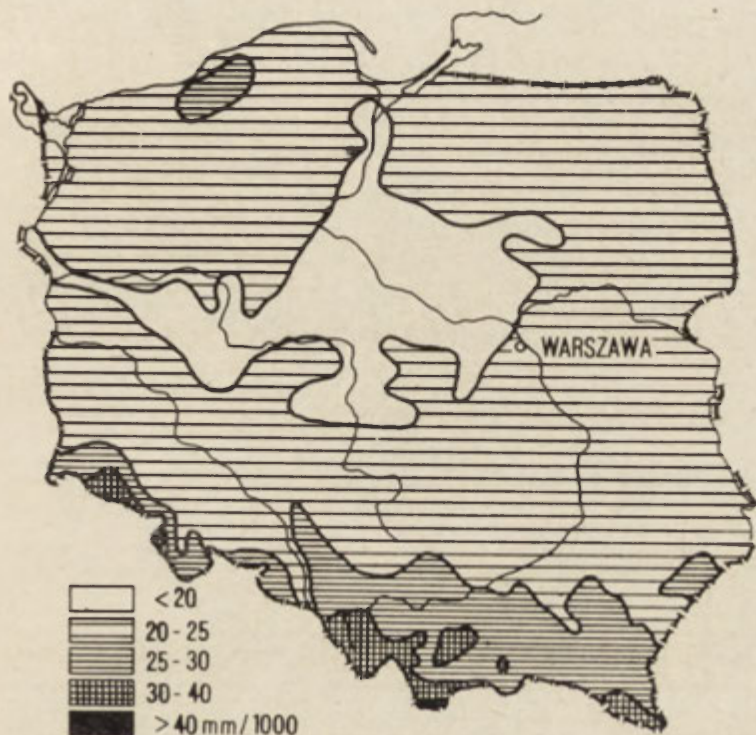
$$(21) \quad D = 7,6 + 0,025 Op, \quad \text{przy } r = 0,948.$$

Porównanie wyników obliczonych powyższym wzorem z danymi pomiarów bezpośrednich, przedstawionych w tab. 16, wykazało dużą zgodność.

Zależność denudacji krasowej od średniej rocznej temperatury powietrza wyraża się w postaci wzoru

$$(23) \quad D = 53,7 - 4,05 t^{\circ}\text{C}, \quad \text{przy } r = -0,884.$$

Wzór ten daje mniejszą zgodność i stosunkowo duże odchylenie w porównaniu z wzorem (21).



Ryc. 45. Potencjalna denudacja krasowa na obszarze Polski w mm/1000 lat

Obraz graficzny funkcji (21): $D = 7,6 + 0,025 Op$

Potential karst denudation on the territory of Poland in mm/1000 years

Graphic representation of function (21): $D = 7,6 + 0,025 Op$

Po obliczeniu regresji dwucechowych przystąpiono do wyliczenia regresji wielorakiej

$$(24) \quad D = -43,44 + 0,0485 Op + 5,8737 t^{\circ}\text{C} \pm \varepsilon, \quad \text{gdzie } (\varepsilon) \leq 12,4.$$

Spośród wyżej przedstawionych wzorów regresyjnych najlepsze przybliżenie oddaje wzór (20). Posłużył on do określenia potencjalnej denudacji krasowej na obszarze Polski (ryc. 45). Rycinę 45 wykonano na podstawie mapy średnich rocznych sum opadowych J. Ostromeckiego.

Obok powyższych wyliczeń przeprowadzono jeszcze dalsze rachunki korelacyjne celem pośredniego określenia mineralizacji wód krasowych (ΔT). Znajomość tego parametru wystarczyłaby do wyliczenia denudacji według wzorów (2) i (6), gdyż spływ jednostkowy jest określony dla Polski przez Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny. W wyniku tych rachunków stwierdzono

$$T = f(t^{\circ}\text{C}), \quad \text{przy } r = 0,902.$$

Istotność współczynnika korelacji na poziomie 0,1% wynosi $r \geq 0,75$.

Najlepiej aproksymuje tę zależność funkcja logarytmiczna

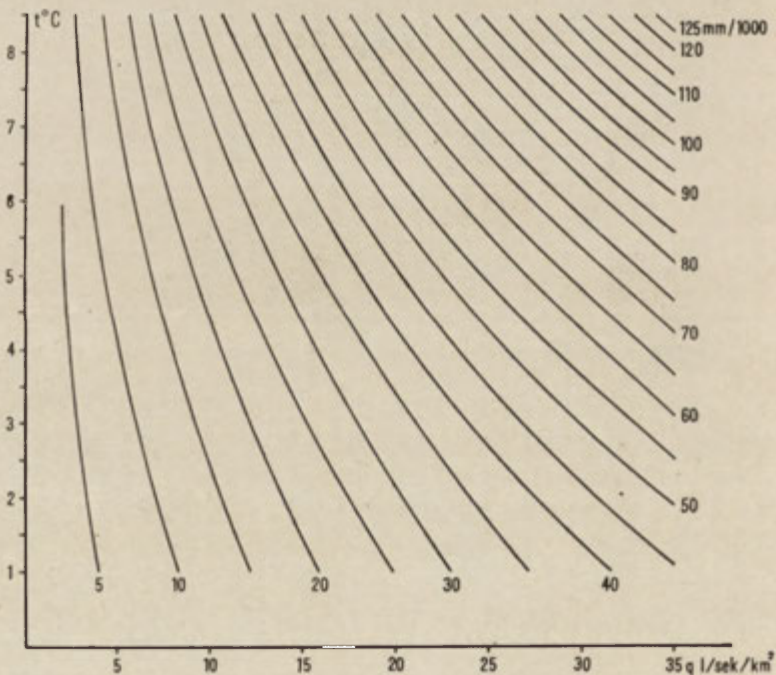
$$(25) \quad \log_{10} \Delta T = 1,9366 + 0,0621 t^{\circ}\text{C}.$$

Za pomocą tego wzoru obliczono denudację krasową dla poszczególnych przedziałów q występujących na terenie Polski według zależności

$$D = f(t^{\circ}\text{C}, q).$$

Obraz graficzny tej funkcji jest przedstawiony na ryc. 46. Jest to nomogram pozwalający na odczytanie potencjalnej denudacji krasowej na terenie Polski.

Porównanie obydwu metod, (21) i (25), pośredniego określenia potencjalnej



Ryc. 46. Denudacja krasowa (D_{CaCO_3}) w Polsce funkcją temperatury ($t^{\circ}\text{C}$) i spływu jednostkowego (q)

Karst denudation (D_{CaCO_3}) in Poland as a function of temperature ($t^{\circ}\text{C}$) and specific runoff (q)

denudacji krasowej na obszarze Polski wykazało dużą zgodność z bezpośrednimi pomiarami autora.

Analiza mapy potencjalnej denudacji krasowej (ryc. 45) pozwala wyciągnąć następujące wnioski. Natężenie tego procesu w Polsce posiada układ strefowy, równoleżnikowy. Wzrasta on od centralnej, nizinnej części kraju (poniżej 20 mm/1000 lat) w kierunku obszarów wyżynnych i górskich Polski południowej, gdzie osiąga ponad 40 mm/1000 lat. Różnica w intensywności niszczenia między najniższymi a najwyższymi obszarami w Polsce wyraża się stosunkiem 1 : 3.

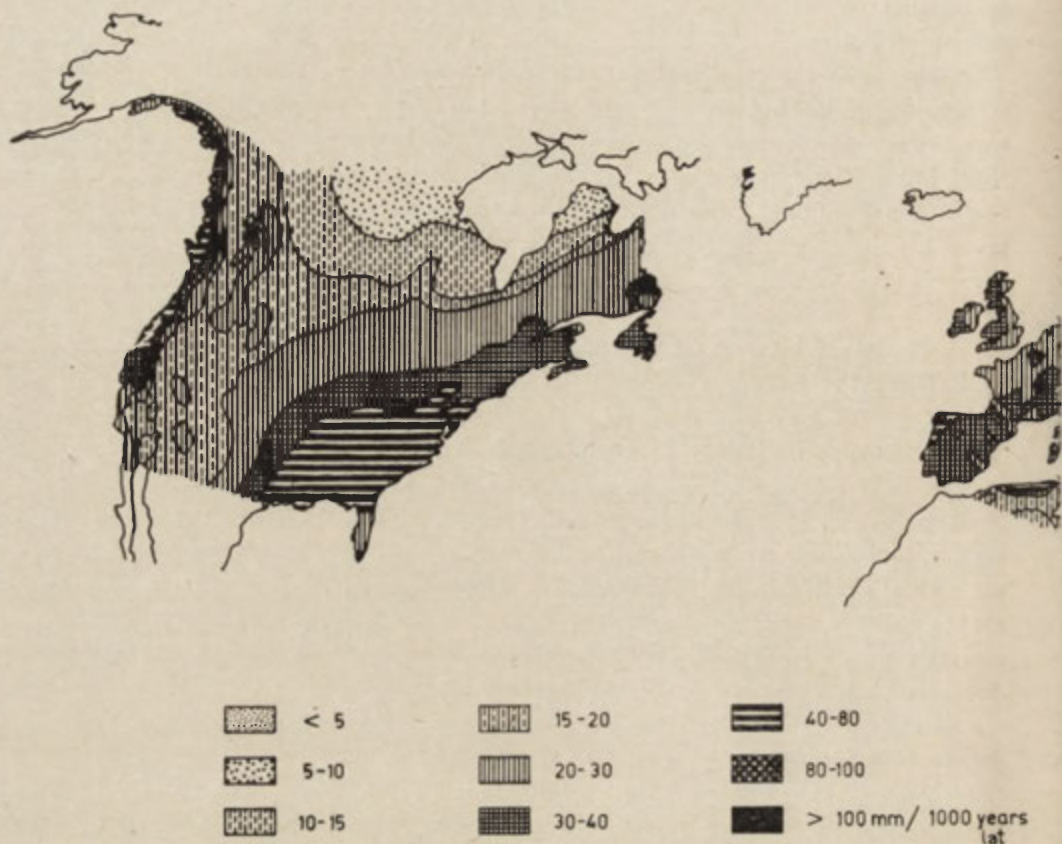
ROZKŁAD POTENCJALNEJ DENUDACJI KRASOWEJ W STREFACH KLIMATÓW UMIARKOWANYCH I SUBTROPICALNYCH

Określenie potencjalnego rozkładu denudacji krasowej stało się możliwe w momencie odkrycia ilościowego udziału czynników klimatycznych, morfologiczno-strukturalnych i hydrogeologicznych, których przestrzenny rozkład jest znany na powierzchni Ziemi. Rachunki korelacyjne i regresyjne pozwoliły wybrać najważniejsze z nich: opad, temperaturę i strukturę. Znając wzory funkcji $D = f(Op, t^{\circ}C, S)$ można obliczyć denudację dla dowolnego punktu na Ziemi, położonego w strefach umiarkowanych i subtropikalnych. Interpolacja między tymi punktami powinna dać przestrzenny obraz rozmiarów denudacji.

Kierując się powyższymi zasadami wykonano próbki map w oparciu o następujące funkcje: $D = f(Op, t^{\circ}C, S)$ (17); $D = f(Op, t^{\circ}C)$ (18), (19); $D = f(Op)$ (20–22). Uzyskany obraz był zbliżony do siebie na tyle, by uznać za wystarczające posługiwanie się wzorami regresji dwucechowych $D = f(Op)$. Mają one jeszcze tę dodatkową zaletę, że eliminują do minimum wielki nakład pracy potrzebny do sporządzenia map przy pomocy wzorów regresji wielorakiej.

W oparciu o funkcję $D = f(Op)$ opracowano mapę potencjalnej denudacji krasowej dla stref umiarkowanych i subtropikalnych półkuli północnej (ryc. 47). Wykreślono ją osobno dla każdej strefy klimatycznej stosując wzory (20–22). Bardzo pomocną przy konstrukcji tej mapy była tab. 24. Rozkład rocznej sumy opadów atmosferycznych sporządzono na podstawie mapy L. O. Kuzniecovej, W. J. Szarowej i O. A. Drozdowa (1964).

Obraz przedstawiony na mapie skłania do następujących wniosków: 1) rozkład potencjalnej denudacji krasowej jest zbliżony do rozkładu opadów, co jest szczególnie dobrze widoczne na obszarze Ameryki Północnej; 2) najsilniej są degradowane obszary krasowe w strefach subtropikalnych, najsłabiej — w strefie umiarkowanej chłodnej z wieloletnią zmarzliną; 3) zaznacza się bardzo wyraźnie strefowość pionowa w rozkładzie degradacji chemicznej. Obszary krasowe górskie i wysokogórskie, a w szczególności łańcuch Alpidów, posiadają najwyższe wskaźniki denudacji, podczas gdy obszary nizinne, szczególnie te, które leżą w głębi kontynentów, są najsłabiej degradowane.



Ryc. 47. Potencjalna denudacja krasowa w strefach klimatów umiarkowanych i subtropikalnych
Potential karst denudation in the temperate and subtropical climatic zones in mm/1000

UWAGI O POTENCJALNEJ DENUDACJI KRASOWEJ W STREFACH KLIMATÓW ARKTYCZNYCH I TROPIKALNYCH

Brak bezpośrednich pomiarów na obszarach krasu arktycznego i tropikalnego zmusza do szukania pośredniej metody obliczenia denudacji krasowej. Punktem wyjścia zaproponowanej metody było założenie, że istnieje możliwość określenia dla tych stref przedziału najczęściej występującego stężenia CaCO_3 w wodach krasowych i wielkości spływu jednostkowego wody q . W celach porównawczych obliczono również denudację dla stref umiarkowanych i subtropikalnych.

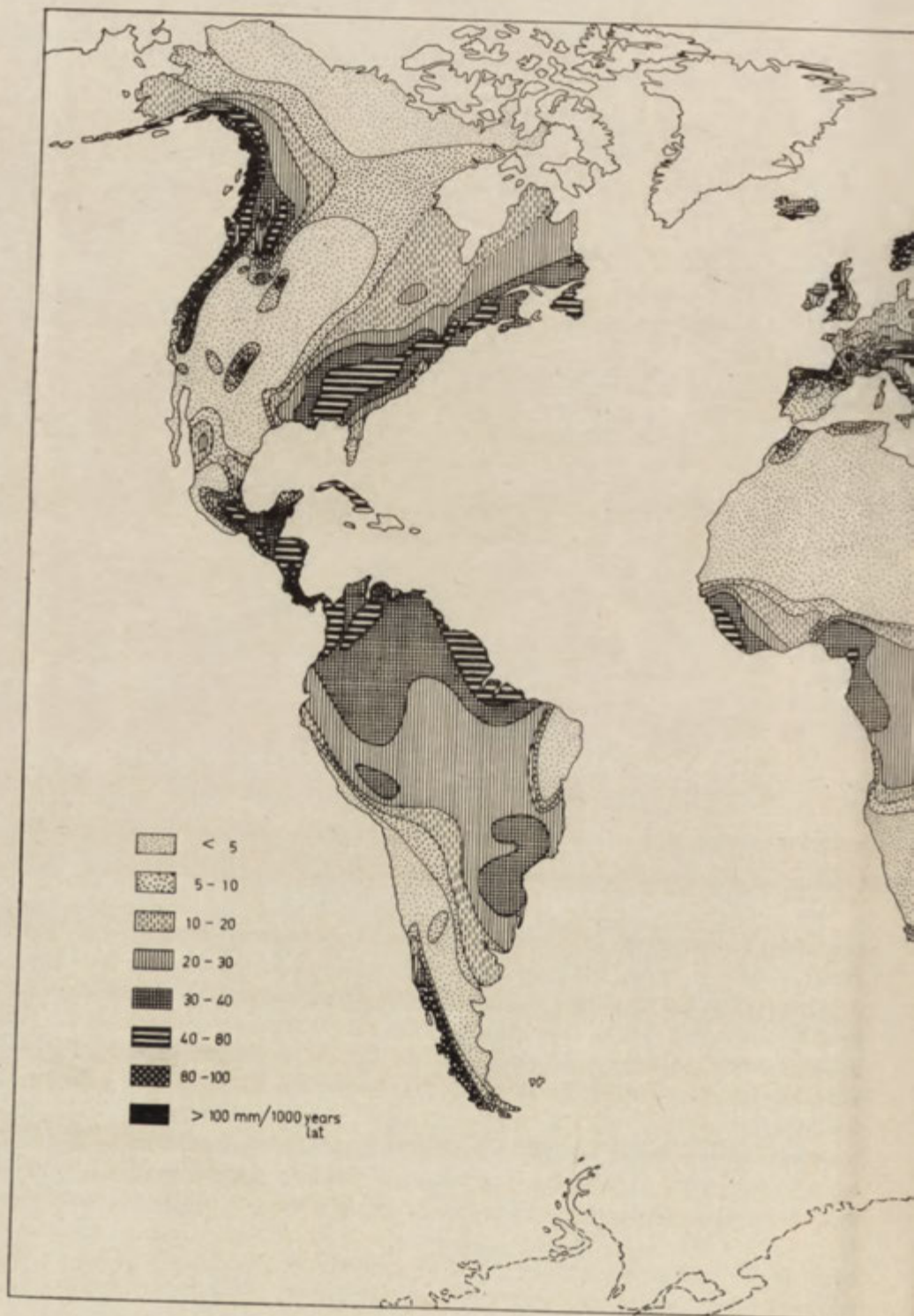
Wielkość przedziału T_{CaCO_3} w krasie tropikalnym i arktycznym określono na podstawie materiałów publikowanych przez poszczególnych autorów (J. Corbel 1957, 1964, 1967; J. Corbel, R. Muxart 1970; D. Livingstone 1963; R. Muxart 1966; T. Stchouzkoy, R. Muxart, M. Marechal 1967; D. E. White, J. D. Hem, G. A. Wa-



w mm/1000 lat określona na podstawie wzorów regresyjnych na 32 obszarach krasowych Europy i Azji
 years determined from regression formulas for 32 karst areas in Europe and Asia

ring 1963) i amerykańską służbę hydrologiczną i geologiczną (Geological Survey Water — Supply Paper, Geological Survey Professional Paper) oraz na podstawie pojedynczych analiz zawartych w pracach wielu badaczy. Ponadto otrzymano niepublikowane wyniki analiz chemicznych wód z obszarów krasowych arktyki kanadyjskiej, amerykańskiej i radzieckiej. Stężenie CaCO_3 w wodach krasowych stref umiarkowanych i subtropikalnych oparto na materiałach własnych oraz materiale analitycznym z prac wielu autorów.

Przedziały najczęściej występujących stężeń CaCO_3 w wodach krasowych oraz ich wartości średnie przedstawiono w tab. 25. Najwyższe wartości występują w klimatach tropikalnych suchych i subtropikalnych. W klimatach tropikalnych wilgotnych zawartość CaCO_3 jest niższa aniżeli w krasie umiarkowanych stref klimatycznych. Najniższe stężenia zanotowano w krasie arktycznym. W tabeli 25 przedstawiono również wielkość denudacji krasowej dla siedmiu przedziałów q , obliczone



Ryc. 48. Potencjalna denudacja krasowa Ziemi w mm/1000 lat

<http://rcin.org.pl> Potential karst denudation on the Earth in mm/1000 years



na metodą pośrednią (2): $D = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q \cdot \varepsilon$

ained by an indirect method (2): $D = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q \cdot \varepsilon$

Tabela 25. Potencjalna denudacja krasowa w różnych strefach klimatycznych $D_m = 0,0126 \Delta T q \varepsilon$
 Potential karst denudation in different climatic zones $D_m = 0,0126 \Delta T q \varepsilon$

Strefy klimatyczne Climatic zones	T CaCO_3	ε	Denudacja chemiczna (D) mm/1000 lat Chemical denudation (D) mm/1000 a							
			%							
		$q=1,6$	$q=3,1$	$q=6,3$	$q=12,6$	$q=18,9$	$q=31,6$	$q=47,4$	$q=100$	
Arktyczna i subarktyczna Arctic and subarctic	30–250 95	0,32–2,63 68	1,9	3,7	7,6	15,1	22,7	37,9	56,9	120
Umiarkowana Temperate	50–300 175	0,29–1,71 71	3,5	6,8	13,9	27,7	41,6	69,5	104,3	220
Subtropikalna Subtropical	150–330 240	0,63–1,37 37	4,8	9,4	19,0	38,0	57,1	95,4	143,1	302
Tropikalna Tropical	50–400 200	0,25–2,00 75	4,0	7,8	15,9	31,7	47,6	79,6	119,4	252
Tropikalna wilgotna Tropical wet	107–182 148	0,72–1,23 28				23,4	35,1	58,8	88,2	186
Tropikalna sucha Tropical dry	50–400 250	0,20–1,60 80	5,0	9,8	19,8	39,7	59,5	99,5		

metodą hydrometryczną (2). Wobec tego, że obliczenia oparto o średnie arytmetyczne wartości T_{CaCO_3} , wprowadzono współczynnik ε . Mnożąc uzyskany wynik wielkości denudacji przez ε , otrzymujemy przedział wartości dla danej strefy klimatycznej i wielkości opadów. Rozkład przestrzenny q sporządzono na podstawie mapy odpływu rzeczno- opracowanej przez M. I. Lwowicza i S. P. Owczinnikową (1964).

Określenie przedziałów mineralizacji wód krasowych w poszczególnych strefach klimatycznych oraz znajomość rozkładu odpływu rzeczno- umożliwiło wykreślenie mapy potencjalnej denudacji krasowej Ziemi (ryc. 48). Obraz zjawiska uzyskany na tej mapie pozwala na wyciągnięcie następujących wniosków:

1. Rozkład potencjalnej denudacji krasowej naśladuje rozkład spływu jednostkowego wody. Jest to zgodne z wynikami obliczeń metodą hydrometryczną, jak i rachunków korelacyjnych. W konsekwencji obszary, na których stwierdzono największe stężenie CaCO_3 , nie muszą być najsilniej degradowane. Dobrym przykładem są silnie degradowane obszary krasu tropikalnego wilgotnego, o niskich stężeniach CaCO_3 .

2. Najwyższe wartości stwierdzono w klimatach wilgotnych tropikalnych i subtropikalnych, najniższe w obszarach suchych tropikalnych oraz w arktycznych.

3. W umiarkowanych szerokościach geograficznych najniższe wartości występują na nizinach położonych wewnątrz kontynentów, a najwyższe w krasie wysokogórskim Alpidów i na obszarach będących pod bezpośrednim wpływem wilgotnych mas morskich.

4. W strefach klimatów umiarkowanych i subtropikalnych stwierdzono podo-

bny rozkład degradacji jak na mapie poprzedniej, przedstawionej na ryc. 47. Stwierdzono tu jednak wartości wyższe o jeden stopień skali nasilenia denudacji.

5. Na mapie występują obszary odbiegające od generalnego obrazu rozkładu denudacji. Są to przede wszystkim te tereny, które wybijają się ekstremalnymi wartościami q . Dobrym przykładem jest słaba degradacja niektórych obszarów nad Zatoką Meksykańską (np. Floryda), silna degradacja północno-wschodniej Azji czy niektórych obszarów amerykańskiej i kanadyjskiej strefy polarnej.

6. Wartości denudacji przedstawione na mapie są zawyżone, ponieważ nie uwzględniają mineralizacji wód opadowych. Na obszarach słabo denudowanych błąd ten może wynosić do 25%.

ROZKŁAD PRZESTRZENNY DENUDACJI KRASOWEJ W POGLĄDACH CORBELA I AUTORA

J. Corbel w wielu pracach wypowiedział się na temat wielkości denudacji krasowej w różnych strefach klimatycznych. Z najważniejszych prac można wymienić: J. Corbel 1957, 1959, 1964, 1964a. Swoje podstawowe tezy sformułował on już w 1959 r. w fundamentalnej pracy „Erosion en terrain calcaire” (J. Corbel 1959). Dane z tej pracy przedstawione są w tab. 26. Równocześnie w tej samej tabeli zamieszczono wyniki własnych obliczeń autora dotyczące intensywności denudacji krasowej, podając wartości średnie i przedział ϵ . Wyniki prac J. Corbela są następujące: 1) denudacja krasowa jest wprost proporcjonalna do opadów i odwrotnie proporcjonalna do temperatury, stąd najwyższe jej wartości występują w strefach chłodnych i wilgotnych, 2) różnica wielkości denudacji między obszarami ciepłymi a zimnymi, znajdującymi się na podobnych wysokościach, wyraża się stosunkiem 1 : 10, a między obszarami górskimi i nizinnymi 1 : 32. Degradacja terenów wapiennych w klimatach zimnych jest 10-krotnie wyższa aniżeli w ciepłych.

J. Corbel uzasadnia swoje tezy następująco: 1) na obszarach zimnych wody krasowe są silnie zmineralizowane, szczególnie na znacznych głębokościach, poniżej górnej powierzchni zmarzliny, i zawierają duże ilości CO_2 , pochodzące głównie ze śniegu; 2) mimo niewielkiej ilości opadów istnieje tam duży spływ jednostkowy wody, spowodowany stosunkowo małym parowaniem oraz nieprzepuszczalnością; 3) różnice wykształcenia form krasu powierzchniowego między obszarami zimnymi a ciepłymi tłumaczy J. Corbel długością okresu rozwojowego rzeźby, a nie intensywnością zjawiska. Na obszarach zimnych mimo silnej denudacji relief krasowy jest słabo rozwinięty, ponieważ okres jego rozwoju był krótki (czwartorzęd); natomiast w strefie tropikalnej, mimo stałej denudacji, formy krasowe są bardzo dobrze rozwinięte, gdyż rozwijały się już od kredy poprzez cały trzeciorzęd i czwartorzęd.

Największe znaczenie tez J. Corbela polegało na przedstawieniu matematycznej metody obliczenia wielkości denudacji, zwróceniu uwagi na intensywne procesy

Tabela 26. Porównanie wielkości denudacji chemicznej określonej przez J. Corbela z wynikami autora

The value of chemical denudation estimated by the author and compared with results estimated by J. Corbel

Obszary krasowe Karst areas		Opady atm. mm/rok Atm. precipita- tion mm/a	Denudacja chemiczna mm/1000 lat Chemical denudation mm/1000 a	
			J. Corbel	M. Pulina*
Góry Mountains	zimne cold	2000—4000	450	80
	ciepłe warm		45	95
Pogórza Submountains	zimne cold	1000—1600	160	35
	ciepłe warm		16	55
Wyżyny Uplands	zimne cold	300—500	40	10
	ciepłe warm		4	23
Niziny Lowlands	zimne cold	200	14	<5
	ciepłe warm		1,4	<10

* Wartość denudacji mieści się w przedziale: $1,7 \geq \epsilon \geq 0,32$.Denudation value ϵ is limited $1,7 \geq \epsilon \geq 0,32$.

denudacji chemicznej w obszarach zimnych, uważanych dotąd za wyłączną domenę procesów wietrzenia fizycznego oraz udowodnieniu plejstoceńskiego wieku olbrzymich pionowych jaskiń alpejskich i szybkiego rozwoju powierzchni wapiennej w kraśie wysokogórskim.

Wyniki badań nad denudacją krasową, przedstawione w niniejszej pracy, potwierdzają tylko częściowo tezy J. Corbela. Ostateczny obraz rozkładu denudacji krasowej na powierzchni Ziemi w różnych strefach klimatycznych jest inny od przedstawionego przez J. Corbela. A oto fakty, które potwierdzają tezy J. Corbela: 1) denudacja krasowa jest funkcją czynników klimatycznych; 2) wielkość denudacji jest wprost proporcjonalna do opadów, a odwrotnie proporcjonalna do temperatury, ale tylko w wypadkach gdy rozpatruje się je osobno dla poszczególnych stref klimatycznych. O temperaturze decyduje hipsometria, która wpływa na wielkość opadów; 3) stwierdzono wysoką degradację obszarów krasu wysokogórskiego i procesy denudacji chemicznej na obszarach krasowych z wieloletnią zmarzliną;

4) w każdej strefie klimatycznej wzrasta denudacja wraz z wysokością; jest to konsekwencją wzrostu ilości wody przepływającej przez te obszary krasowe. Różnica intensywności denudacji między obszarami nizinnymi a wysokogórkimi w strefach klimatu umiarkowanego i subtropikalnego wyraża się stosunkiem jak 1 : 10; 5) potwierdzono pogląd, że wody w strefach chłodnych po opuszczeniu obszarów krasowych posiadają własności korozyjne, czego nie stwierdzono w strefach ciepłych; 6) w strefie klimatu tropikalnego stwierdzono również obszary słabiej degradowane aniżeli niektóre tereny krasowe w strefie chłodnej z wieloletnią zmarzliną. Są to zjawiska występujące lokalnie.

A oto wnioski autora, które nie potwierdzają tez J. Corbela: 1) najwyższa denudacja chemiczna występuje w strefach ciepłych, wilgotnych, wywołana przede wszystkim dużą ilością wód przepływających przez obszary krasowe. Faktyczna agresywność chemiczna tych wód jest bardzo duża. Wykorzystują one maksymalne możliwości rozpuszczania i po opuszczeniu obszarów krasowych nie posiadają już własności korozyjnych; 2) najslabiej są degradowane obszary chłodne. Przyczyną tego jest stosunkowo niewielka ilość wód oraz słabe wykorzystanie jej potencjalnie dużej agresywności chemicznej. Wody te po opuszczeniu obszarów krasowych są w dalszym ciągu agresywne; 3) różnice w intensywności denudacji chemicznej pomiędzy podobnymi obszarami hipsometrycznymi, położonymi w różnych strefach klimatycznych, są mniejsze aniżeli między różnymi obszarami hipsometrycznymi położonymi w tej samej strefie klimatycznej.

Zasadnicze różnice dotyczą wyników obliczeń wskaźnika denudacji chemicznej (tab. 26). Natomiast nie stwierdzono większych różnic w czynnikach mających wpływ na tę denudację, takich jak stężenie CaCO_3 w wodach krasowych, potencjalna agresywność chemiczna i in. Błąd obliczeń J. Corbela tkwi w tej samej metodzie klimatycznej, w której ilość wody oblicza się z równania bilansu wodnego (opad minus parowanie). Niestety, jak dotąd nie udało się rozwiązać tego problemu szczególnie w krasie górskim i wysokogórkim. Ponadto wiadomo również, że wiele obszarów krasowych położonych w strefie umiarkowanej chłodnej, które otrzymują niewielką ilość opadów, jest zasilanych wodami allochtonicznymi, które metodą J. Corbela nie mogą być obliczone.

W odróżnieniu od metody klimatycznej J. Corbela, prezentowane wyniki uzyskane metodą hydrometryczną autora oparto na bezpośrednich pomiarach odpływu w dobrze zbadanych basenach hydrogeologicznych. Dopiero wtedy korelowano je z czynnikami, które mogą decydować o denudacji. Największe rozbieżności stwierdzono (tab. 26) na obszarach chłodnych suchych, szczególnie tych, które są zasilane przez wody allochtoniczne, a także na obszarach krasu górskiego i wysokogórkim klimatów ciepłych. Zbliżone wyniki uzyskano dla tych obszarów dobrze znanych pod względem klimatycznym i hydrologicznym, gdzie można było obliczyć wierną wartość parowania terenowego oraz w krasie nizinnym i wyżynnym strefy klimatu umiarkowanego ciepłego i przejściowego.

UWAGI O DENUDACJI CHEMICZNEJ OBSZARÓW NIEKRASOWYCH NA PRZYKŁADZIE POLSKI

Problem ten — jak dotąd — nie został opracowany. Ukazały się publikacje, w których przedstawiono wartości tzw. spływu jonowego dla kilku rzek w Polsce (M. Jaworska 1968; K. Oleksynowa 1970; A. Tłałka 1970).

Autor starał się określić denudację chemiczną dwiema metodami. Pierwsza polegała na przeprowadzeniu pomiarów bezpośrednich za pomocą metody hydrometrycznej, druga — na wyróżnieniu klas intensywności tego procesu.

Denudację chemiczną określono metodą hydrometryczną dla 22 zlewni i obszarów położonych w południowej Polsce (ryc. 44). Wyniki przedstawiono w tab. 27. Uzyskano wartości 4,3—36,3 mm/1000 lat, ze średnią 18,0 mm¹⁵. Stwierdzono, że najslabiej są denudowane obszary krystaliczne (4—15 mm), a najsilniej — obszary zbudowane z różnorodnych skał, wśród których występują węglany (10—36 mm). Pośrednie wartości uzyskano dla skał fliszowych i osadowych niekrasowych.

Uporządkowany statystycznie szereg wartości denudacji wykazuje rozkład normalny ($n = 1,28 \cdot d$, ze średnią 18,0 i dyspersją 7,31), co wskazuje na dobrze dobraną próbkę. Upoważniło to autora do przeprowadzenia rachunków korelacyjnych denudacji z odpowiadającymi im czynnikami klimatycznymi: roczną sumą opadów i średnią roczną temperaturą powietrza. Uzyskano bardzo niskie współczynniki korelacji, poniżej progu istotności $r = 0,6$ na poziomie 0,1% dla $r_{D, OP} = 0,191 - 0,306$.

Wynik ten już wcześniej był do przewidzenia, ponieważ denudacja zależy w pierwszej kolejności od typu skały, a rozpatrywano ją w różnych grupach skalnych.

Powyższe fakty zmusiły autora do szukania innej drogi obliczenia denudacji chemicznej dla obszaru Polski. W tym celu wybrano 8 grup skalnych najczęściej występujących na terenie Polski i określono skład chemiczny wód spływających z tych obszarów. Wykorzystano tu bogate materiały analityczne będące w dyspozycji Instytutu Gospodarki Wodnej, laboratoriów sanitarno-epidemiologicznych (publikowane w pracach M. Bombówna 1960, 1962, 1968; M. Bombówna, S. Wróbel 1966; K. Oleksynowa 1966; K. Oleksynowa, T. Komornicki 1965; K. Pasternak 1964, 1967, 1968; M. Stangenberg 1958; S. Wróbel 1964) oraz materiały własne. Do obliczeń wybrano przedziały najczęściej powtarzających się wartości pełnej mineralizacji (suchej pozostałości), od których odjęto wielkość mineralizacji ($\Delta T = T - T_a$) wód opadowych. Mineralizację wód opadowych obliczono z danych A. Chojnackiego (1967) i własnych. Wielkość denudacji chemicznej określono zgodnie ze wzorami (2) i (6), a q przyjęto w siedmiu przedziałach od 2—30 l/s km², tak by mieściły się w nich wszystkie obszary w Polsce. W tabeli 28 przedstawiono

¹⁵ Denudację chemiczną obliczono dla sumy soli Σ_M (suchej pozostałości), a nie tylko, jak w wypadku denudacji krasowej, dla węglanów i siarczanów.

Tabela 27. Denudacja chemiczna niektórych obszarów niekarstowych w Polsce, określona metodą hydrometryczną (2) $D_m = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q$
 Chemical denudation of some non-karst areas in Poland determined by use of the hydro-metric method (2) $D_m = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q$

p.* No.	Badany obszar Investigation area	D mm/1000 lat**	ΔT mg/l	Q m ³ /s	P km ²	q l/s km ²
10	Masyw Śnieżnika — Kleśnica	4,3	22	0,040	2,6	15,4
11	Masyw Śnieżnika — Kleśnica I	11,9	65	0,080	5,5	14,5
12	Masyw Śnieżnika — Kleśnica II	9,6	75	0,150	14,8	10,1
13	Krowiarki — Romanowo	10,0	186	0,041	9,6	4,3
14	Biała Łądecka — Żelazno	14,3	77	4,43	301	14,8
15	Nysa Kłodzka — Byczeń	21,2	203	17,65	2124	8,3
16	Góry Stołowe	17,2	71—140			13,0
17	Góry Kaczawskie — Jastrowiec	10,8***	214	0,0133	3,33	4,0
18	Nysa Szalona Mała — Bolkowice	11,3	155	0,593	102,7	5,8
19	Bóbr — Wojanów	18,9	135	5,82	526	11,1
20	Bóbr — Pilchowice	23,7	135	16,75	1200	13,9
21	Bóbr — Żagań	17,4	135	43,65	4242	10,2
22	Osobłoga Komorniki		165			
23	Czarna Przemsza — Przeczyce	11,6	220	1,3	306	4,2
24	Czarna Przemsza — Przeczyce	10,8	220	1,2	306	3,9
25	Czarna Przemsza — Przeczyce	18,0	220	2,0	306	6,5
26	Jura Krakowsko-Częstochowska cz.N	22,7	190—210	6,9	763	9,0
27	Warta — Kręciwilk — Poraj	19,9	190	1,68	203	8,3
28	Wiercice — Przyrów	24,9	210	1,95	207	9,4
29	Soła — Porąbka	25,8	100	17,7	1082	16,4
30	Beskid Wyspowy — Śnieżnica	18,6	80—125	0,132	8,5	15,6
31	Dunajec — Krościenko	22,2	125	22,5	1598	14,1
32	Dunajec — Rożnów	17,9	125	55,7	4883	11,4
33	San — Dwernik	33,7	125	8,85	414	21,4
34	Tatry Zach. — Kościeliska, Kiry	36,3	90		46,3	32,0
35	Tatry Zach. — Kościeliska, Kiry	22,2	50		17,1	32,0
36	Tatry Wysokie — Białka	13,7	34	2,1	65	32,0

* Numeracja zgodna z ryc. 44.

Order of numbering like in fig. 44.

** Denudacja chemiczna obliczona dla wszystkich soli rozpuszczonych w wodzie (ΣM).

Chemical denudation calculated for all salts dissolved in water (ΣM).

*** Denudacja obliczona dla CaCO₃.

Denudation calculated for CaCO₃.

wyniki tych obliczeń w postaci średnich. O przedziale zmienności denudacji dla każdej grupy skalnej informuje nas współczynnik ϵ . Kolejność poszczególnych grup skalnych w tab. 28 jest podana zgodnie z podatnością tych skał na procesy denudacji. Najbardziej odporne są skały krystaliczne i fiisz karpacki, najmniej skały siarczanowe, lessy i węglany.

Na podstawie analizy uzyskano rozkład denudacji chemicznej na obszarze

Tabela 28. Wskaźnik denudacji chemicznej dla obszarów zbudowanych z 8 grup skalnych na terenie Polski

$$D = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q \cdot \varepsilon$$

Index of chemical denudation in Poland for areas composed of eight types of rocks

$$D = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q \cdot \varepsilon$$

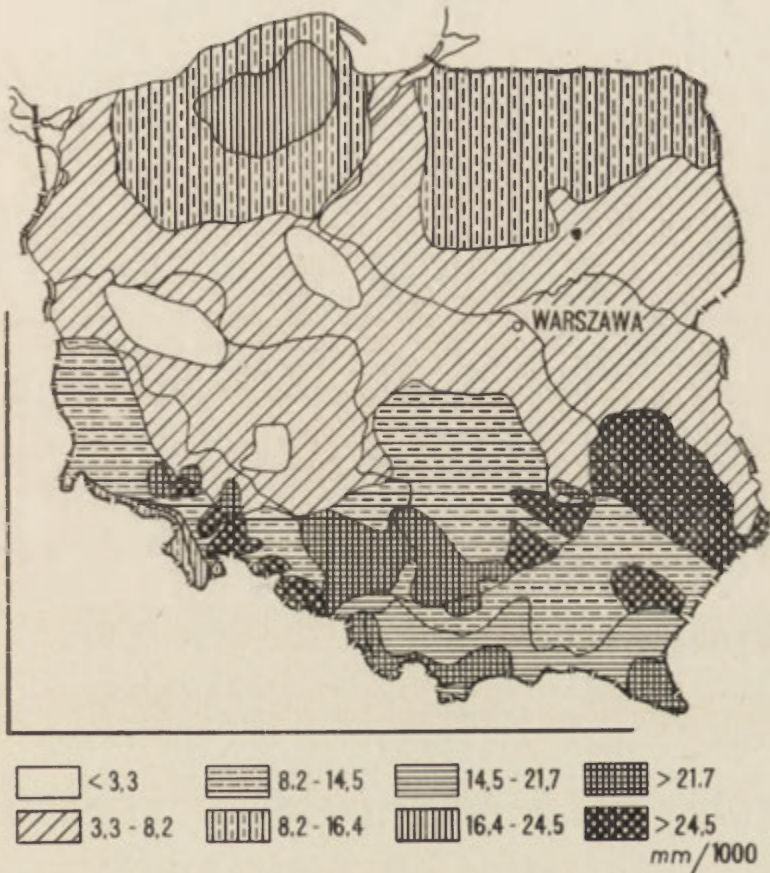
Typ podłoża skalnego Type of the bed-rock	$T\Sigma_M$	ε	$D = 0,0126 \cdot \Delta T \cdot q$ mm/1000 lat						
		%	$q = 2$	$q = 5$	$q = 10$	$q = 15$	$Q = 20$	$q = 25$	$q = 30$
Skały krystaliczne Crystalline rocks	12–80	0,26–1,74 74		2,9	5,8	8,7	11,6	14,5	17,4
Flisz karpacki Carpathian flysch	60–170	0,52–1,48 48		7,2	14,5	21,7	29,0	36,2	
Skały luźne, czwartorzędowe (bez lessów) w Polsce środkowej i północnej Loose Quaternary rocks (excluding loesses) in Central and Northern Poland	100–160	0,77–1,23 23	3,3	8,2	16,4	24,6			
Skały osadowe paleo- i me- zozoiczne (bez węglanów) Paleo- and mesozoic sedimentary rocks (excluding carbonates)	100–160	0,77–1,23 23		8,2	16,4	24,6	32,8	41,0	49,0
Skały węglanowe — razem Carbonate rocks — total	100–330	0,47–1,53 53		13,5	27,0	40,5	54,0	67,5	81,0
staropaleozoiczne old-paleozoic	170–310	0,71–1,29 29		15,1	30,2	45,3	60,4		
mezozoiczne (wyżyny) mesozoic (uplands)	200–330	0,76–1,25 25		16,7	33,4	50,0			
mezozoiczne (Tatry) mesozoic (Tatras)	100–280	0,55–1,47 47		12,0	24,0	36,0	48,0	60,0	72,0
Lessy i margle Loesses and marls	290–340	0,92–1,08 8		19,8	39,6				
Lessy z dużą zawartością CaCO_3	370–400	0,96–1,04 4	9,7	24,2	48,5				
Loesses with high CaCO_3 content									
Skały siarczanowe Sulphate rocks	250–700	0,53–1,47 47	10,6	26,5	53,0				

Klasy denudacji chemicznej: I < 10, II = 10–20, III = 20–30, IV = 30–40, V > 40 mm/1000 lat
Classes of chemical denudation:

Polski (ryc. 49). Pomocą były mapa spływów jednostkowych ($1/\text{skm}^2$) opracowana przez Z. Mikulskiego (1963) oraz mapy geologiczne zakryte i geomorfologiczne. Wobec braku dokładniejszej mapy spływów jednostkowych dla Polski przedstawioną rycinę należy traktować jako orientacyjną.

Mimo tych niewątpliwych braków z ryciny 49 możemy wyciągnąć wnioski dotyczące rozkładu aktualnej denudacji chemicznej w Polsce. Najślabiej jest degradowany pas nizin, oddzielony od północy i od południa strefami silniejszej degradacji.

W południowej Polsce najsilniej są niszczone wyżyny, szczególnie na obszarach lessowych, gipsowych i węglanowych. Oddziela je bruzda niskich wartości od następnego, silnie denudowanego obszaru, zbudowanego z fliszu i mezozoicznych serii osadowych. Wyjątkiem są słabo denudowane Tatry Wysokie, zbudowane ze skał krystalicznych. Na uwagę zasługują stosunkowo niskie wartości denudacji



Ryc. 49. Rozkład aktualnej denudacji chemicznej na obszarze Polski w mm/1000 lat

Distribution of the contemporary chemical denudation on the territory of Poland in mm/1000 years

w Sudetach. Maksymalne wartości do 25/mm 1000 lat stwierdzono w pasie skał osadowych, m. in. w Rowie Nysy. Niewielkie wychodnie marmurów, występujące w Sudetach, są najsilniej degradowane, o czym była mowa w poprzednim rozdziale. Ze względu jednak na ich niewielkie rozprzestrzenienie nie odgrywają większej roli w ogólnym bilansie denudacyjnym.

KLASY DENUDACJI CHEMICZNEJ W POLSCE

Na podstawie wyników z tab. 28 wyróżniono na obszarze Polski pięć klas intensywności denudacji chemicznej. O zaliczeniu danego obszaru do określonej klasy decydowały: 1) typ degradowanej skały, 2) wielkość spływu jednostkowego w l/s km², 3) czynniki morfologiczne i hydrologiczne.

I. Bardzo słaba: < 10 mm/1000 lat

1. Skały krystaliczne

$$\Delta T^{16} = 12-80 \text{ mg/l}, q < 15-20 \text{ l/skm}^2$$

2. Skały luźne, czwartorzędowe (bez lessów) w Polsce środkowej i południowej

$$\Delta T = 100-160 \text{ mg/l}, q < 5-10 \text{ l/s km}^2$$

3. Flisz karpacki

$$\Delta T = 60-170 \text{ mg/l}, q < 5-10 \text{ l/skm}^2$$

4. Skały osadowe paleo- i mezozoiczne (bez węglanów)

$$\Delta T = 100-160 \text{ mg/l}, q < 5-10 \text{ l/skm}^2$$

5. Lessy z dużą zawartością CaCO₃

$$\Delta T = 370-400 \text{ mg/l}, q < 2 \text{ l/skm}^2$$

II. Słaba: 10-20 mm/1000 lat

1. Skały krystaliczne

$$q = 20-35 \text{ l/skm}^2$$

2. Skały węglanowe

$$\Delta T = 100-330 \text{ mg/l}, 10 > q > 2 \text{ l/skm}^2$$

3. Flisz karpacki

$$15 > q > 5 \text{ l/skm}^2$$

4. Skały luźne, czwartorzędowe (bez lessów)

$$15 > q > 5 \text{ l/skm}^2$$

5. Skały osadowe paleo- i mezozoiczne (bez węglanów)

$$15 > q > 5 \text{ l/skm}^2$$

III. Umiarkowana: 20-30 mm/1000 lat

1. Flisz karpacki

$$15 > q > 5 \text{ l/skm}^2$$

¹⁶ Przedziały wartości ΔT dla każdej grupy skalnej są jednakowe, bez względu na to, w jakiej klasie się znajdują. Dlatego podawano je jeden raz. Wyjątkiem są tu skały węglanowe.

2. Skały węglanowe

$$\Delta T = 100-330 \text{ mg/l}, 15 > q > 5 \text{ l/skm}^2$$

3. Lessy z dużą zawartością CaCO_3

$$10 > q > 2 \text{ l/skm}^2$$

4. Lessy i margle

$$\Delta T = 290-340 \text{ mg/l}, q = 5-10 \text{ l/skm}^2$$

5. Skały luźne, czwartorzędowe (bez lessów)

$$q = 10-15 \text{ l/skm}^2$$

6. Skały osadowe paleo- i mezozoiczne (bez węglanów)

$$20 > q > 10 \text{ l/skm}^2$$

7. Skały siarczanowe

$$\Delta T = 250-700 \text{ mg/l}, 10 > q > 2 \text{ l/skm}^2$$

IV. Silna: 30-40 mm/1000 lat

1. Skały węglanowe, staropaleozoiczne i mezozoiczne (wyżyny):

$$\Delta T = 170-330 \text{ mg/l}, 15 > q > 5 \text{ l/skm}^2$$

2. Flisz karpacki

$$q > 20-25 \text{ l/skm}^2$$

3. Lessy i margle

$$10 \geq q > 5 \text{ l/skm}^2$$

4. Skały siarczanowe:

$$10 > q > 5 \text{ l/skm}^2$$

V. Bardzo silna: > 40 mm/1000 lat

1. Skały węglanowe

$$\Delta T = 100-330 \text{ mg/l}, q \geq 15 \text{ l/skm}^2$$

2. Skały osadowe paleo- i mezozoiczne (bez węglanów)

$$q \geq 25 \text{ l/skm}^2$$

3. Lessy z dużą zawartością CaCO_3

$$q > 5-10 \text{ l/skm}^2$$

4. Skały siarczanowe

$$q > 5-10 \text{ l/skm}^2$$

UDZIAŁ DENUDACJI CHEMICZNEJ W DEGRADACJI POWIERZCHNI ZIEMI

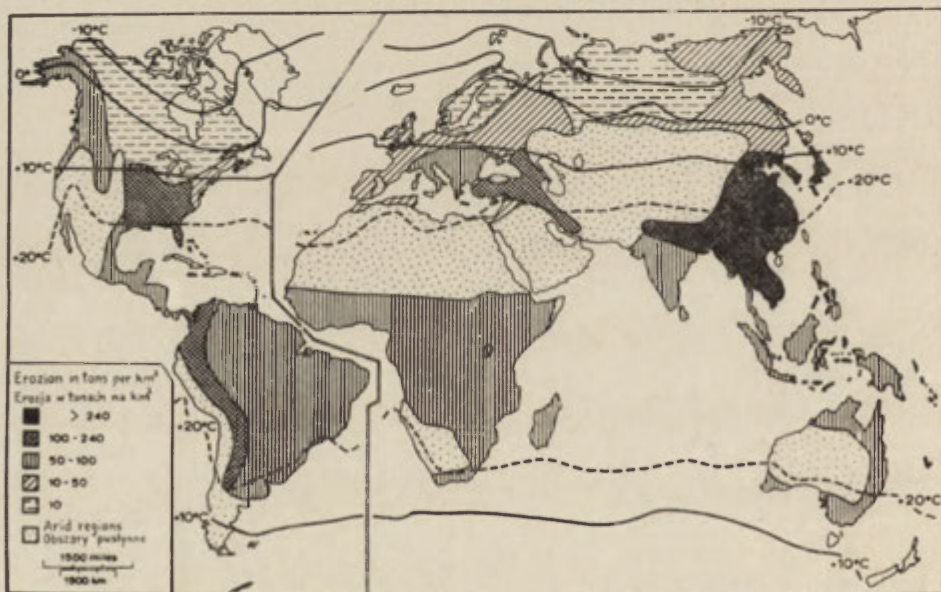
Obszary krasowe są degradowane w wyniku przede wszystkim procesów chemicznych, co wynika ze specyfiki tych obszarów. Denudacja mechaniczna na nich jest niewielka z racji słabo rozwiniętej sieci wód powierzchniowych. Wyjątkiem są obszary krasowe położone bądź w klimacie zimnym, objęte zmarzliną, bądź w ciepłym, w którym występują krótkotrwałe, ale bardzo intensywne opady.

Wydaje się celowe porównanie denudacji chemicznej obszarów krasowych z denudacją globalną (mechaniczna+chemiczna) obszarów niekrasowych. Brak opracowań denudacji chemicznej niekrasowej dla całego globu zmusza nas do przeprowadzenia porównań bezpośrednio z denudacją mechaniczną.

PORÓWNANIE DENUDACJI KRASOWEJ Z DENUDACJĄ MECHANICZNĄ

Podstawą porównania są dwie mapy potencjalnej denudacji krasowej autora (ryc. 47, 48) oraz mapy erozji mechanicznej (ryc. 50, 51) F. Fourniera (1960) i N. M. Strakhowa (1967). Analiza tych map pozwala wyciągnąć następujące wnioski:

1. Obraz ogólny nasilenia zjawiska jest na wszystkich mapach zbliżony do siebie. Podobnie jak w wypadku denudacji krasowej największe niszczenie mechaniczne



Ryc. 50. Rozkład denudacji mechanicznej na Ziemi w mm/1000 lat wg Fourniera (1960) określony na podstawie wzoru: $\log E/t/km^2 \text{ rok} = 2,65 \log (p^2/P) (mm) + 0,46 \log H \tan \varphi - 1,56$

Distribution of mechanical denudation on the Earth in mm/1000 years acc. to Fournier (1960) determined from formula: $\log E/t/km^2/year = 2,65 \log (p^2/P) (mm) + 0,46 \log H \tan \varphi - 1,56$

przypada na strefę klimatów tropikalnych wilgotnych, szczególnie w górach. Naj słabiej są degradowane obszary tropikalne suche i strefa polarna.

2. Przedział wielkości denudacji mechanicznej jest szerszy aniżeli krasowej. Pierwszy przekracza 1 mm/rok, podczas gdy drugi osiąga zaledwie 0,3 mm/rok.

3. W strefach najsilniejszej degradacji denudacja krasowa jest niższa, a co najwyżej równa denudacji mechanicznej w obszarach niekrasowych. Obszary niekrasowe niszczone są również w bardzo dużym stopniu przez procesy chemiczne. Stąd wniosek, że obszary krasowe w strefach najsilniejszej degradacji są niszczone o wiele słabiej od sąsiadujących z nimi obszarów niekrasowych. Byłoby to częściowym wytłumaczeniem pozytywnej rzeźby krasowej w strefach tropikalnych i subtropikalnych.



Ryc. 51. Rozkład denudacji mechanicznej na Ziemi wg Strachowa (1967) w mm/1000 lat obliczony na podstawie wielkości rumowiska rzecznoego

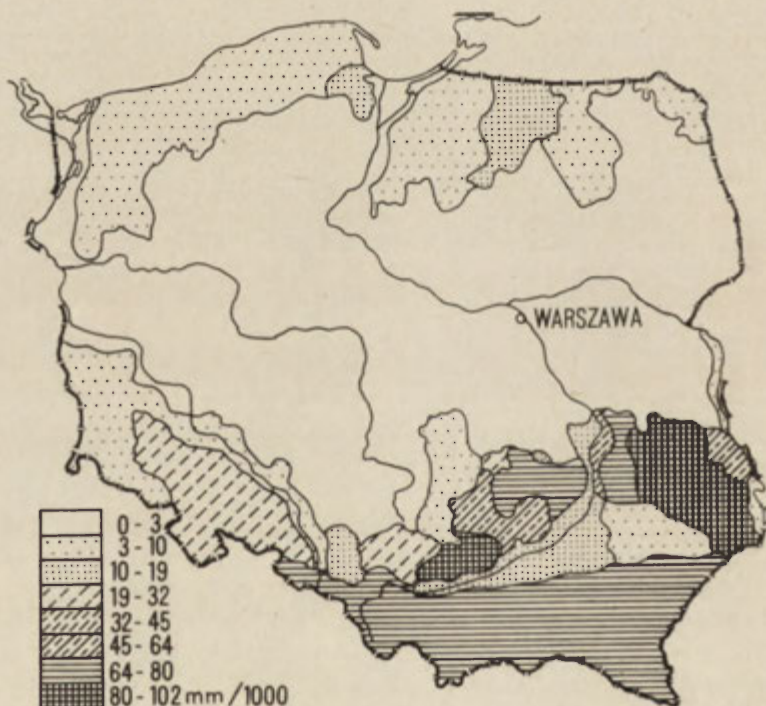
Distribution of mechanical denudation on the Earth acc. to Strachow (1967) in mm/1000 years calculated on the basis of quantity of river drift

4. Na obszarach słabej degradacji, szczególnie w strefach polarnych i umiarkowanych chłodnych, denudacja krasowa mieści się w podobnych przedziałach wielkości jak denudacja mechaniczna. Zważywszy fakt, że w strefach chłodnych wieloletnia zmarzlina ułatwia proces denudacji mechanicznej obszarów krasowych, dochodzimy do wniosku, że bilans ich denudacji może być wyższy od obszarów niekrasowych. Dlatego też istnieje w tych klimatach tendencja do niszczenia wychodni skał węglanowych na równi ze skałami niekrasowymi.

PORÓWNANIE DENUDACJI CHEMICZNEJ Z MECHANICZNĄ
NA PRZYKŁADZIE OBSZARU POLSKI

Próby ilościowego określenia denudacji mechanicznej w ujęciu regionalnym w Polsce były podejmowane zarówno przez hydrologów (J. Brański 1968; K. Dębski 1959; W. Jarocki 1957; Z. Mikulski 1963; B. Wiśniewski 1969), gleboznawców (K. Figuła 1966; A. Reniger 1950), geomorfologów (T. Gerlach 1966; A. Jahn 1968; L. Starkel 1960) i innych.

Od kilkunastu lat Państwowy Instytut Hydrologiczno-Meteorologiczny prowadzi pomiary wielkości transportowanego materiału mineralnego przez ciekły powierzchniowe (roczniki 1947–1966). Klasyfikacja natężenia erozji gleb w Polsce opracowana przez A. Reniger (1950) oraz powyższe prace PIHM posłużyły za podstawę do sporządzenia tabel i mapy denudacji mechanicznej dla Polski. Opracowania te zostały wykonane przez K. Dębskiego (1959), Z. Mikulskiego (1963) i B. Wiśniewskiego (1969). Za jednostkę denudacji przyjęto t/km²rok. W celach porównawczych autor przeliczył te wartości na mm/1000 lat, biorąc jako ciężar gatunkowy



Ryc. 52. Rozkład aktualnej denudacji mechanicznej na obszarze Polski w mm/1000 lat (wg Dębskiego i Mikulskiego, częściowo zmienione)

Determination of contemporary mechanical denudation on the territory of Poland in mm/1000 years acc. to Dębski and Mikulski, partly modified)

1,56 g/cm³. Ciężar ten jest bliski skałom luźnym Polski środkowej i północnej, natomiast jest za niski dla skał litych Polski południowej. Dlatego też wskaźniki denudacji mechanicznej są dla tej części Polski zawyżone o 30–40%.

Podstawą krótkiej analizy stosunku denudacji chemicznej do mechanicznej są dwie mapy przedstawione na ryc. 49 i 52, z których wynikają następujące wnioski:

1. Na nizinach Polski środkowej i północnej wartości denudacji chemicznej są zbliżone lub wyższe od denudacji mechanicznej. Zwraca uwagę przewaga denudacji chemicznej na obszarze Pojezierza Pomorskiego.

2. Na wyżynach i w górach przeważa denudacja mechaniczna nad chemiczną, z wyjątkiem obszarów krasowych degradowanych przede wszystkim przez procesy chemiczne.

3. Jakościowy obraz nasilenia denudacji mechanicznej i chemicznej na obu mapach jest zbliżony do siebie, natomiast gradienty są różne. Największe różnice między regionami obserwuje się w przypadku denudacji mechanicznej.

4. Denudacja chemiczna, jak i mechaniczna zależą w pierwszym rzędzie od podatności skały na procesy denudacyjne, dopiero w dalszej kolejności rolę odgrywają procesy klimatyczne i morfologiczne.

5. Obszary najsilniej denudowane w Polsce to pas wyżyn Polski środkowej, gdzie degradacja przekracza 11 mm/1000 lat (0,1 mm/rok), i Karpaty — do 90 mm/1000 lat. Obszarem najslabiej denudowanym jest centralna, nizinna część kraju (od 15–20 mm/1000 lat). Różnica między najslabiej a najsilniej degradowanymi obszarami w Polsce wyraża się stosunkiem 1 : 7.

UWAGI KOŃCOWE

Głównym celem postawionym przed niniejszą pracą było danie odpowiedzi na dwa pytania, tak ważne dla geomorfologii dynamicznej. Pierwsze — jak wielka jest współczesna denudacja chemiczna na obszarach krasowych i jak ją można zmierzyć? Drugie — jaki jest wpływ zróżnicowanych czynników egzo- i endogenicznych na wielkości tego procesu?

Odpowiedź na pierwsze pytanie nie może jednak w pełni zadowolić wobec faktu, że znajomość chemicznych efektów niszczenia obszarów krasowych nie daje rozeznania, w jakim stosunku jest ono do globalnego niszczenia. Dlatego też próbowano rozszerzyć odpowiedź na denudację chemiczną w obszarach niekrasowych i porównać ją z denudacją mechaniczną. Mimo iż próby te dały nam jedynie wyniki szacunkowe, pozwalają one podnieść wagę procesów chemicznych w bilansie denudacyjnym powierzchni Ziemi. Dotyczy to nie tylko obszarów krasowych, degradowanych przede wszystkim przez procesy chemiczne, ale również obszarów niekrasowych, których niszczenie przypisywano głównie denudacji mechanicznej.

U podstaw drugiego problemu leży zagadnienie dotąd nie rozwiązane w geomorfologii — intensywność procesów denudacyjnych w przeszłości geologicznej. Droga do jego rozwiązania prowadzi poprzez określenie aktualnego nasilenia denudacji w poszczególnych strefach klimatycznych i morfologicznych oraz wskazanie udziału poszczególnych czynników zewnętrznych i wewnętrznych w procesie denudacji. Zaproponowany w pracy model teoretyczny, mimo swoich niewątpliwych braków, pozwoli już teraz odpowiedzieć na niektóre z problemów paleogeograficznych.

Uzyskanie odpowiedzi na postawione pytania wymagało konsekwentnego działania, zarówno na polu badawczym, jak i organizacyjnym, które realizowano według następującego schematu: 1) poznanie aktualnego stanu wiedzy w dziedzinie badań ilościowych nad procesami niszczenia powierzchni Ziemi oraz śledzenie aktualnych prac poświęconych temu tematowi; 2) opanowanie podstaw teoretycznych procesu rozpuszczania i metod zaczerpniętych z nauk pomocniczych; 3) opracowanie założeń teoretycznych metody hydrometrycznej pomiaru denudacji chemicznej i sprawdzenie jej w „krasie wyspowym” Sudetów; 4) prowadzenie badań terenowych na 32 typowych obszarach krasowych z zachowaniem jednolitych metod badawczych. Niestety nie było możliwe objąć badaniami wszystkich stref klimatycznych i morfologicznych. Udało się jednak uzyskać pewne materiały ana-

lityczne nadesłane z obszarów krasowych położonych w strefie polarnej (ZSRR, Kanada, Alaska) oraz tropikalnej (Kuba, Ameryka Środkowa); 5) opracowanie kameralne materiałów. Analiza statystyczna z zastosowaniem rachunku korelacyjnego i regresyjnego oraz rachunku prawdopodobieństwa. W wyniku uzyskano szereg modeli teoretycznych denudacji chemicznej, z których wybrano kilka najbliższych rzeczywistości i nie wymagających skomplikowanych obliczeń. Jeden z nich ((20), (21), (22)), najprostszy i najłatwiejszy do zastosowania, przedstawiono w formie graficznej na ryc. 47. Obrazuje on rozkład potencjalnej denudacji krasowej w strefach klimatu subtropikalnego i umiarkowanego. Inny model, oparty o metodę hydrometryczną (2), posłużył do wykreślenia obrazu potencjalnej denudacji krasowej na powierzchni Ziemi (ryc. 48).

W trakcie pracy okazało się, że wiele podstawowych problemów jest nie rozwiązanych, a terminologia — dowolna. W tej sytuacji zostaliśmy zmuszeni do opracowania niektórych z nich od podstaw, co byłoby niemożliwe gdyby nie zainteresowanie i pomoc badaczy pracujących w dziedzinach pokrewnych (J. Corbel, R. Muxart, T. Stchouzkoy i G. Gallo z CNRS w Lyonie, P. F. Boczkariw i N. A. Własow z Uniwersytetu w Irkucku, M. M. Sweeting z Oxfordu, M. Markowicz, J. Rudnicki z Uniwersytetu Warszawskiego i in.). W ten sposób poznano niektóre zagadnienia agresywności chemicznej wód krasowych, rozkładu korozji w masywach węglanowych oraz stało się możliwe opracowanie metody hydrometrycznej pomiaru denudacji chemicznej. Przeprowadzono również próby uporządkowania terminologii, co nie było łatwe wobec tradycji i braku odpowiedników na terminy zagraniczne. Budzić one mogą zrozumiałą dyskusję.

Ograniczenie objętości pracy zmusiło autora do zrezygnowania z przedstawienia obszernego materiału analitycznego i zastąpienia go krótkimi tabelami syntetycznymi. Nie przedstawiono również już publikowanych materiałów, których wnioski posłużyły do opracowań syntetycznych. Pominięto również niektóre problemy nie związane z tym tematem, ale ważne z punktu widzenia metodycznego czy porównawczego, takie jak m. in. klimat obszarów krasowych, który wykorzystywano w badaniach syntetycznych, czy stosowane metody statystyczne. Uważano jednak za konieczne podanie niektórych uporządkowanych wiadomości podstawowych we wstępnych rozdziałach niniejszej pracy (klasyfikacja procesów denudacyjnych, procesy rozpuszczania węglanów i obieg wody w obszarach krasowych). Zapoznały one czytelnika ze stosowaną w tej pracy terminologią oraz umożliwiły stopniowe przejście w zagadnienie specjalne.

Najważniejsze wnioski wynikające z niniejszej pracy są następujące:

1. Czynniki klimatyczne decydują w ponad 80% o niszczeniu obszarów krasu węglanowego. Inne, takie jak struktura, morfologia czy hydrogeologia krasowa, posiadają znaczenie drugorzędne.

2. Nasilenie denudacji chemicznej na obszarach niekrasowych jest determinowane w pierwszej kolejności odpornością skały na procesy chemiczne, a dopiero w drugiej czynnikami klimatycznymi.

3. Możliwość ilościowego określenia potencjalnej denudacji powierzchni Ziemi przy znajomości parametrów klimatycznych, strukturalnych i hydrogeologicznych.

4. Analiza obrazu potencjalnej denudacji krasowej na powierzchni Ziemi potwierdza stare poglądy o uprzywilejowaniu stref tropikalnych, a jednocześnie nie zaprzecza stosunkowo wysokiej denudacji obszarów chłodnych nawet tych, które są objęte wieloletnią zmarzliną.

Przedstawione w pracy wyniki badań ilościowych należy traktować jako zbliżone do rzeczywistości. Starano się podać rząd wielkości zjawiska, a nie ścisłą wartość. Dla wielu problemów, takich jak denudacja chemiczna obszarów niekrasowych czy porównanie jej z mechaniczną, uzyskano rezultaty tylko orientacyjne. Jednak w szeregu wypadkach wystarczała już wartość szacunkowa do postawienia nowych wniosków. Niejednokrotnie zwracano baczniejszą uwagę na metodyczną stronę opracowania aniżeli na dokładność wyniku. Chodziło bowiem o wskazanie drogi, jaką winno iść opracowanie ilościowe.

LITERATURA

- Albow S. W., Dubljanski W. N., 1964, Chemiczeskij sostaw atmosfiernych osadkow i jego wlijanije na rozwitije karsta Aj-Petrinskogo gornogo massiwa, *Chim. Geogr. i Gidrogeochimija*, 3 (4), Perm.
- Alekin O. A., 1970, *Osnovy gidrochimii Gidromietizd*, Leningrad.
- Alisow B. P., 1950, Klimaticzeskije oblasti zarubieźnych stran, Moskwa.
— 1964, Klimaticzeskije pojasa i oblasti, *God. 1 : 80 M. Fiziko-Geograficzeskij Atlas Mira*, Moskwa.
- Aubert D., 1967, Estimation de la dissolution superficielle dans le Jura, *Bull. Soc. Vandoise Sci. Natur.*, 324, 69,8.
- Balazs D., 1963, Karstgenetikai Problemak, *Földrajzi Ertesitő* 12, 4, Budapest.
- Bidovec F., 1962, Die empirischen Formeln für die Berechnung des Durchflusses im Vergleich mit den tatsächlichen Wassermengen der Flüsse im Alpengebiet Sloveniens, III Intern. Tagung für Alpine Meteorologie, Bled, Jugoslawien.
- Bischof G., 1864, *Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie*.
- Birot P., 1966, *Le Relief calcaire*, CDU, Paris.
- Boczkariew P. F., 1959, *Gidrochimija riek Wostocznoj Sibirii*, Irkuck.
— 1963, Metodika izuczenija intensiwnosti karstowych processow po gidrochimiczskim dannym (na primiere Wostocznoj Sibiri), *Metodika Izuczenija Karsta*, 8, Perm.
- Bock H., 1913, Wasserverhältnisse in verkarsteten Gebieten. Höhlen im Dachstein, Graz.
- Bombówna M., 1960, Hydrochemiczna charakterystyka rzeki Soły i jej dopływów. *Acta Hydrobiol.*, 2, 3—4.
— 1962, Osadzanie się zawiesin w zbiorniku zaporowym w Goczałkowicach, *Acta Hydrobiol.*, 4, 2.
— 1968, Hydrochemiczna charakterystyka potoku Białka Tatrzańska, *Acta Hydrobiol.*, 10, 1—2.
- Bombówna M., Wróbel S., 1966, Badania chemiczne Wisły od ujścia Przemyszy do Krakowa, *Acta Hydrobiol.*, 8, suppl. 1.
- Bögli A., 1960, Kalklösung und Karrenbildung, *Zft. für Geomorph. Suppl.* 2.
— 1961, Karrentische, ein Beitrag zur Karstmorphologie, *Zft. für Geomorph.*, 5, 3.
— 1965, The Role of Corrosion by Mixed Water in Cave Forming, Problems of the Speleological Research, *Academia*, Prague.
- Brański J., 1968, Zmęczenie wody i transport rumowiska unoszonego w rzekach polskich, *Prace PIHM*, 95.
- Chodorowscy W. i A., 1959, Kilka danych o warunkach środowiskowych zbiorników wodnych w jaskiniach tatrzańskich, *Speleologia*, 1, 1/2.
- Chojnacki A., 1967, Badanie składu chemicznego wód opadowych w Polsce, cz. I—III, [w:] *Państw. Puławski*, 24 i 29.
- Clark F. W., 1910, A preliminary study of chemical denudation, *Smithsonian Inst. Misc. Collections*, 56 (5).
- Corbel J., 1956, Le Karst du Vercors, *Rev. Geogr. de Lyon*, 31, 3.

- Corbel J., 1957, Les karts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques region de comparaison, Rev. Geogr. de Lyon, 12.
- 1959, Erosion en terrain calcaire, Ann. Geogr., 366, 68.
 - 1964, Les karsts des regions polaires, Rev. Belge de Geogr., 88, 1/2.
 - 1964 a. L' erosion terrestre, etude quantitative (Methodes – Techniques – Resultates), Ann. Geogr., 398, 73.
 - 1965, Karst de Yougoslavie et notes sur les karsts tscheques et polonaise, Rev. Geogr. de l'Est.
 - 1967, Karst, Glaciers, Quaternaire (Irlande et Laponie), Preprint, Collonge.
- Corbel J., Muxart R., 1970, Karsts des zones tropikales humides, Zft. für Geomorph., 14, 4.
- Corbel J., Stchouzkoy T., Franck J. C., Muxart R., 1965, Chemical erosion in the Moravian Karst, Problems of the Speleological Research, Academia, Prague.
- Cvijic J., 1895, Karst – Geografska monografija, Beograd.
- Davis W. M. 1909, Geographical Essays New York, Dover Reprint 1954.
- Dąbrowski T., 1967, Podziemne przepływy krasowe potoków w Tatrach Zachodnich, Acta Geol. Pol., 17, 4.
- Dąbrowski T., Głazek J., 1968, Badania przepływów krasowych we wschodniej części Tatr Polskich, Speleologia, 3, 2.
- Dębski K., 1959, Próba oszacowania denudacji na obszarze Polski, Prace i Studia Kom. Gosp. Wodnej, 2,2.
- Dole R. B. Stabler H., 1909, Denudation, U.S. Geol. Survey Water-Supply Paper, 234.
- Douglas I., 1964, Intensity and periodicity in denudation processes with special reference to the removal of material in solution by rivers, Zft. für Geomorph., 8, 4.
- 1968, Some hydrologic factors in the denudation of limestone terrains, Zft. für Geomorph., 12, 3.
 - 1969, Sediment yields from forested and agricultural lands, Preprint.
- Eguer H., Eriksson E., 1955, Current data on the chemical composition of air and precipitation, Tellus, 1.
- Ek C. M., 1964, Note sur les eaux de fonte des glaciers de la Haute – Maurienne, Rev. Belge Geogr., 88.
- 1969, Facteurs, Processus et Morphologie karstiques dans les calcaire paleozoiques de la Belgique, I, Université de Liege (These).
- Ek C. M., Gilewska S., Kaszowski L., Kobyłecki A., Oleksynowa K., Oleksynówna B., 1969, Some analyses of the CO₂ content of the air in five Polish caves, Zft. für Geomorph., 13, 3.
- Eraso A., 1969, La corrosion climatica en los cavernos, Boletin Geologico y Minero, 80, 5.
- Ericson D. B., Wollin G., 1968, Głębiny mórz a przeszłość Ziemi, Warszawa.
- Erikson E., 1929, Den kemiska denudationen i Sverige, Medd. fr S. M. H. A., 5, 3, Stockholm.
- Fairbridge R. W., 1968, Degradation Denudation, The Encyklopedia of Geomorphology, New York, Amsterdam, London.
- Figuła K., 1966, Badania transportu rumowiska w ciekach górskich i podgórskich o różnej budowie geologicznej i użytkowaniu, IMUZ, 6, 3.
- Flis J., 1954, Kras gipsowy Niecki Nidziańskiej, Prace Geogr. IG PAN, 1.
- Fournier F., 1960, Climat et erosion: la relation entre l' erosion du sol par l' eau et les precipitations atmospheriques, Paris.
- Gams I., 1961, Triglavsko Brezno, Naše Jame, 1/2.
- 1966, K hidrologiji ozemlja med Postojnskim, Planinskim in Čerknskimi Poljem, Acta Carologica, 4.
 - 1966 a, Faktorji in dinamika korozije na karbonatnih kameninah slovenskego dinarskego krasa, Geograf. Vest., 38.

- Gerlach T., 1966, Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajczarka, *Prace Geogr. IG PAN*, 52.
- Gieysztor I., 1961, *Studia hydrologiczne nad potokami tatrzańskimi*, *Prace Geogr. IG PAN*, 26.
- Gignoux M., 1956, *Geologia stratygraficzna*, Warszawa.
- Gignoux M., Moret L., 1944, *Geologie Dauphinoise ou initiation a la geologie par l' etude des environs de Grenoble*, Grenoble.
- Gilewska S., 1963, Rzeźba progu środkowo-triasowego okolic Będzina, *Prace Geogr. IG PAN*, 44.
- Gilot J. C., Dommergues Y., 1967, Note sur le lithosol calcaire a mor de la station subalpine de la R. C. P. 40, *Rev. Ecol. Biol. Sol.*, 3.
- Gradziński R., 1962, Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej, *Rocznik Pol. Tow. Geol.* 37, 4.
- Groom G. E., Williams V. H., 1965, The solution of limestone in South Wales, [w:] *Denudation in limestone regions*, A. Symposium, *Geogr. J.* 131, 1.
- Grund A., 1903, *Die Karsthydrographie*, [w:] *A. Pencks Geogr. Abhandl.*, 7, 3.
- Guilcher A., 1953, Essai sur la zonation et la distribution des formes littorales de dissolution de calcaire, *Ann. Geogr.*, 62, 161–79.
- Habič P., 1968, Kraski svet med Idrijco in Vipavo, *SAZU.*, 21, 11, Ljubljana.
- Hodgkin E. P., 1964, Rate of erosion of intertidal limestone, *Zft. für Geomorph.*, 8, 4.
- Hornig A., 1956, Z zagadnień krasu w górnośląskim triasie, *Czas. Geogr.*, 27, 4.
- Jahn A., 1968, Geomorfologiczne wnioski z obserwacji dna basenu zaporowego, *Czas. Geogr.*, 39, 2.
- 1968 a, Morphological slope evolution by linear and surface degradation, *Geogr. Polonica*, 14.
- Jarocki W., 1957, Ruch rumowiska w ciekach, Gdynia.
- Jaworska M., 1968, Erozja chemiczna i denudacja zlewni rzek Wieprza i Pilicy, *Prace PIHM*, 95.
- Jenko F., 1959, *Hidrogeologija in vodno gospodarstvo Krasa*, Ljubljana.
- 1959 a, Poročila o novejših raziskavah podzemlijskih voda na slovenskem krasu, *Acta Carsologica*, 2.
- 1968, Umbildung der periodischen Sees von Cerknica in einen stöndigeren See, *Actes du IV^e Congres Intern. de Speleol. en Yougoslavie*, 3, Ljubljana.
- Johnston J., Williamson E. D., 1916, The complete solubility curve of calcium carbonate, *J. Amer. Chem. Soc.*, 38, 5.
- Judson S., Ritter D. F., 1964, Rates of regional denudation in the United States, *J. Geophy. Res.*, 69 (16), 3395–3401.
- Just J., Hermanowicz W., 1964, *Fizyczne i chemiczne badania wody do picia i potrzeb gospodarczych*, Warszawa.
- Katzer F., 1909, *Karst und Karsthydrographie*, Sarajevo.
- Kauko Y., Laitinen L., 1935, Die Kohlensäure – Sorption des natürlichen Schnees, *Suomen Kemistilehti*, 8, 12.
- Klimaszewski M., 1958, Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej, *Przegl. Geogr.*, 30, 3.
- 1962, *Zarys rozwoju rzeźby Tatr Polskich*, *Tatrzański Park Narodowy*, Kraków.
- Koczetow N. I., 1970, *Opyt koliczestwiennej ocenki gornogo reliefa i analiza morfodinamicznych processow Soczinskogo rajona Zapadnogo Kawkaza*, *Awtoreferat Dissertacji*, 11690 Moskwa.
- Kotarba A., 1967, Żłobki krasowe w Tatrach, *Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr.*, 16.
- 1971, The course and intensity of presentday superficial chemical denudation in the Western Tatra Mts, *Studia Geomorph. Carpat-Balcan.*, 5 (w druku).
- Kowalski K., 1951, 1953, 1954, *Jaskinie Polski*, wyd I–III, Łódź.
- Krotowa E. A., 1956, *Chimiczeskij sostaw i chimiczeskaja denudacija riek Piermskoj oblasti*, *Ucz. Zap. Piermskowo Uniw.*, 7, 4.
- Kuenen P. H., 1950, *Marine Geology*, New York.

- Kunaver J. 1961, Viskogorski kras wzhodnih Julijskih in Kamniških Alp, Geograf. Vest., 33.
- Kuzniecowa L. O., Szarowa W. J., Drozdow O. A., 1964, Kaczestwo osadkow, God. 1 : 60 M. Fiziko-Geograficzeskij Atlas Mira, Moskwa.
- Langbein W. B., Schumm S. A., 1958, Yield of sediment in relation to mean annual precipitation, Am. Geophys. Union Trans., 39, 1079–1084.
- Lehmann H., 1956, Der Einfluss des Klima auf die morphologische Entwicklung des Karstes, Report of the Comm. on the Karst Phenomena, 3–7.
- Lehmann O., 1932, Hydrographie des Karstes, Enzykl. der Erdkunde, Wien.
- Leopold L. B., Wolman M. G., Miller J. P., 1964, Fluvial processes in geomorphology, San Francisco – London.
- Livingstone D., 1963, Chemical composition of rivers and lakes, Chapt. D. Data in Geochemistry. Sixth. U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 440 – G.
- Lwowicz M. I., Owczinnikowa S. P., 1964, Riecznyj stok, God. 1 : 60 M. Fiziko-Geografičeskij Atlas Mira, Moskwa.
- Łaptiew F. F., 1939, Agriesiwnoje diejstwije wody na karbonatnyje porody gipsy i beton, Trudy WKSOGK, 1, Moskwa.
- Łoziński V., 1901, Die chemische Denudation ein Chronometer der geologischen Zeitrechnung, Geogr. Gesellschaft in Wien, 3, 4.
- Łusznikow E. A., 1963, K charakteristike dienudacji Urała, Chim. Geogr. i Gidrogieochimija, 2 (3), Perm.
- Łusznikow E. A., Żidkowa G. G., 1964, Karta miechaniczeskogo i chemiczeskogo stoka riek Urała, Chim. Geogr. i Gidrogieochimija 3 (4), Perm.
- Maksimowicz G. A., 1963, Niekotoryje woprosy gidrologii karstowych obłastiej, Metodika izuczenija karsta, 8, Perm.
- 1964, Gidrogieochimiczeskije zony platform, Chim. Geogr. i Gidrogieochimija, 3 (4), Perm.
- Maksimowicz G. A., Gorbunowa K. A., 1958, Karst Permskoj oblasti, Perm.
- Malicki A., 1937, Rozwój i stan badań nad terenami krasowymi (Die Entwicklung und jetziger Stand der Forschungen über Karstgebieten), Czas. Geogr., 15.
- 1938, Kras gipsowy Podola Pokuckiego (Karst phenomena in the gypsum beds of Pokutian Podolia), Prace Geogr. E. Romera, 18.
- 1947, Zabytki przyrody nieożywionej na obszarach gipsowych dorzecza Nidy, Chrońmy Przyr. Ojcz., 3.
- Manohin V., 1965, Deset lat opazowanj na viskogorski postaji Kredarici (2515 m), Rozprave Društvo Meteorologov Slovenije, 5.
- Markowicz M., 1968, Procesy współczesnej korozji krasowej masywu wapiennego Jury Częstochowskiej, Speleologia, 3, 2.
- Markowicz M., Popow W., Pulina M., 1972, Comments on karst denudation in Bulgaria, Geogr. Polonica., 23 (w druku).
- Markowicz M., Pulina M., 1970, Instrukcja wykonania analiz chemicznych wód dla celów geomorfologicznych, Inst. Geogr. Univ. Wrocł. 21–23 III 1970.
- Markowicz M., Pulina M., Rudnicki J., 1966, Agresywność chemiczna wód w obrębie zbiornika w Przeczycach, Kat. Geol. Inż. Univ. Warsz. (mpis).
- Markowicz M., Pulina M., Sawicki J., 1971, Uwagi o hydrografii i denudacji krasowej Jury Częstochowskiej, (mpis).
- Martel E.A., 1921, Nouveau traite des eaux souterrains, Paris.
- Maruszczak H., 1966, Zjawiska krasowe w skałach górnokredowych międzyrzecza Wisły i Bugu, Przegl. Geogr., 38, 3.
- Melik A., 1955, Kraska polja Slovenije v pleistocenu, SAZU, 7, 3, Ljubljana.
- Menard H. W., 1961, Some rates of regional erosion, J. Geol., 69, 154–161.
- Mieszczercjakow J. A., 1958, Sowriemiennyje dwizenija ziemnoj kory, Priroda, 9.

- Meze D., Kosir D., Šifrer M., 1955, Ledenik na Triglavu in na Skuti, Geograf. Zbor., 3.
- Michajłow G. K., 1964, O chemicznym składzie wód i śniega, Chim. Geogr. i Geodrogeochimija, 3 (4), Perm.
- Micherdziński W., 1956, Taksonomia i ekologia *Niphargus tatrensis* (Wrześniowski 1888), Ann. Mus. Zool. Pol., 16, 9.
- Mikulski Z., 1963, Zarys hydrografii Polski, Warszawa.
- Miller J., 1952, A portion of the system calcium carbonate-water, with geological implication, Am. J. Sci., 250, 3.
- Miller J. P., 1961, Solution in Small Streams Draining Single Rock Types. Sangre de Cristo Range, New Mexico, Geol. Survey Water-Supply Paper, 1525F, Washington.
- Muxart R., 1966, Recherches de géochimie externe au Spitzberg. Spitzberg 1964, Lyon.
- Mycielska E., 1960, Formy krasowe na północ od Osieka Sandomierskiego, Przegl. Geogr., 37, 4.
- Nicod J., 1967, Recherches morphologiques en Basse-Provence Calcaire (These), Aix-en-Provence.
- Oleksynowa K., 1966, Materiały do poznania chemizmu wód Doliny Prądnika i Doliny Sąpowskiej, Acta Hydrobiol., 8, 3-4.
- 1970, Charakterystyka geochemiczna wód tatrzańskich, Acta Hydrobiol., 12, 1.
- Oleksynowa K., Komornicki T., 1965, The chemical composition of water in the Polish Tatra Mountains and the problem of its variation in time, Komitet Zagosp. Ziem Górskich PAN, 11.
- Ollier C., 1969, Weathering, Edinburgh.
- Paschalski J., 1960, Zdolności buforowe tatrzańskich wód krasowych Speleologia, 2, 2-4.
- Pasternak K., 1964, Geologiczna i gleboznawcza charakterystyka dorzecza Sanu, Acta Hydrobiol., 6, 3.
- 1967, Skład chemiczny wody stawów na terenach piaszczystych, Acta Hydrobiol., 9, 1-2.
- 1968, Charakterystyka podłoża zlewni rzeki Dunajec, Acta Hydrobiol., 10, 3.
- Pulina M., 1957, Jaskinia Niedźwiedzia w Wojcieszowie, Chrońmy Przyr. Ojcz., 13, 4.
- 1960, Wrocławska wyprawa speleologiczna w kras wysokogórski Alp Julijskich (Jugosławia), Czas. Geogr., 31, 3.
- 1962, Jaskinia Śnieżna w Tatrach Zachodnich, Czas. Geogr., 33, 4.
- 1964, Zjawiska krasowe w Sudetach, Inst. Geogr. PAN, praca doktorska (mpis).
- 1966, Zjawiska krasowe Zachodniego Kaukazu, Czas. Geogr., 37, 4.
- 1968, Termika wozducha w pieszczarach polskich Tatr, Actes du IV^e Congres Intern. de Speleol. en Yougoslavie, 3, Ljubljana.
- 1968a, Zjawiska krasowe we Wschodniej Syberii, Prace Geogr. IG PAN, 70.
- 1968b, Sprawozdanie z badań krasowych w rejonie Strzelc Opolskich za 1968 r., Instytut Śląski w Opolu (mpis).
- 1969, Sprawozdanie z badań krasowych w rejonie Strzelc Opolskich za 1969 r., Instytut Śląski w Opolu (mpis).
- 1970, Grzbiet Alek — obszar krasowy północno-zachodniego Kaukazu (mpis).
- 1970a, Środowisko geograficzne Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie, [w:] Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie, t. I, Acta Univ. Wratisl.
- 1971, Observation on the chemical denudation of some karst areas of Europe and Asia, Studia Geomorph. Carpat.-Balcan., 5 (w druku).
- 1971a, Typy ladu v tatraskych jaskyniach (Typy ląd w tatraskich pieszczarach), Slovenský kras, 9 (w druku).
- Pulinowa M. Z., Pulina M., 1972, Phénomènes cryogènes dans les grottes et gouffres des Tatras, Biul. Perygl., 21 (w druku).
- Rapp A., 1960, Recent development of mountain slopes in Karkevagge and surroundings, Northern Skandinavia, Geograf. Annaler, 42, 2-3.

- Reniger A., 1950, Próba oceny nasilenia i zasięgów potencjalnej erozji gleb w Polsce, *Rocz. Nauk Roln.*, 54.
- Roczniki Hydrologiczne Wód Powierzchniowych, 1947–1966, PIHM.
- Roglič J., 1957, Quelques problèmes fondamentaux du karst, *L'Inform. Geograph.*, 21, 1.
- Roques H., 1959, Sur la repartition du CO₂ dans les karsts, *Ann. Speleol.*, 14 1/2.
- 1962, Considerations theoriques sur la chime des carbonates (premier, deuxieme et troisieme memoire), *Ann. Speleol.*, 17, 1–3.
 - 1963, Sur la repartition du CO₂ dans les karsts (deuxieme memoire), *Ann. Speleol.*, 18, 1.
 - 1969, A review of present-day problems in the physical chemistry of carbonates in solution, *Trans. Cave Research Group of Great Britain*, 11, 3.
- Róźdzestwienski A., 1958, Sostaw na glawnite hidrometeori w rajona na czarnomorskoto krajobriezje i znaczenjeto mu za chimicznota dinamika na morskite wody, *Izwiestja na chimiceskija institut*, 6, Sofia.
- Różycki S. Z., 1946, Przyczynki do znajomości krasu Polski. I. Kras opoczyński, *Prace Zakł. Geogr. Uniw. Warsz.*
- 1950, Przyczynki do znajomości krasu Polski. II „Zapadłe Doły” we wschodniej części Lasów Starachowickich, *Przegl. Geogr.*, 22.
 - 1960, Czwartorzęd rejonu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów, *Przegl. Geol.*, 8, 8.
- Rudnicki J., 1958, Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem Doliny Kościeliskiej, *Acta Geol. Pol.*, 8, 2.
- Rudnicki J., 1967, Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich, *Acta Geol. Pol.*, 17, 4.
- Sawicki L., 1908, Szkic krasu słowackiego z poglądem na cykl geograficzny w ogóle, *Kosmos*, 33.
- 1919, O krasie gipsowym pod Buskiem (Sur les phenomenes karstiques dans le gypse du plateau de la Petite Pologne), *Przegl. Geogr.*, 1.
- Schoeller H., 1962, *Les eaux souterraines*, Paris.
- Schumm S., 1963, The disparity between present rates of denudation and orogeny, *U. S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 454–71.
- Sokołow D. S., 1962, Osnownyje usłowija razwitija karsta, *Gostieoltechizdat*, Moskwa.
- Stangenberg M., 1937, Zur Hydrochemie der Tatra — Seen, *Verh. Int. Ver. Theor. u Ang. Limnologie*, 8, 2.
- 1958, Ogólny pogląd na skład chemiczny wód rzecznych Polski, *Polskie Arch. Hydrobiol.*, 4, (7).
- Starkel L., 1960, Rozwój rzeźby Karpat fliszowych w holocenie, *Prace Geogr. IG PAN*, 22.
- Stchouzkoy T., Muxart R., Marechal M., 1967, Karst de la Sagelva, *Spelaion Carso*, 5, Ca-luire.
- Strakhov N. M., 1967, *Principals of lithogenesis*, 1, Edinburgh.
- Sweeting M. M., 1966, The Weatering of limestones, *Essays in Geomorphology*, Heinemann, London.
- Sweeting M. M., Gerstenhauer A., 1960, Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit der Kalkkorrosion in verschiedenen Klimaten, *Zft. fur Geomorph.*, Suppl. 2.
- Sweeting M. M., Groom G. E., Williams V. H., Pigott C. D., Ingle-Smith D., Warwick G. T., 1965, Denudation in limestone regions A. Symposium, *Geogr. J.*, 131, 1.
- Swysen L., 1971, Contribution a l'etude experimentale des lapies: corrosion laterale par eclaboussement, *C. R. Acad. Sc.*, 272, D. Paris.
- Szestow I. N., 1964, Nowyje dannyje o chimiceskom sostawie atmosfiernych osadków, *Chim. Geogr. i Gidrogeochimija*, 3, (4), Perm.
- Sztierina E. B., Florowa E. W., 1952, O rastworimostju kalcita w prisustwiji CO₂ i NaCl, *Izw. Sektora Fiz.-Chim. Analiza*, 21 AN SSSR.
- Tillmans J., 1932, *Die chemische Untersuchung von Wasser und Abwasser*, 2 ed, Knappe, Halle.

- Tłałka A., 1970, Obieg wody w zrębowym obszarze wyżynnym na przykładzie dorzecza Rudawy, Zesz. Nauk. UJ, Prace Geogr., 24.
- Tricart J., 1960, Une exemple d' evolution karstique eu milieu tropical sec: Le morne de Bom Jesus da Lapa (Bahia, Bresil), Ztf. fur Geomorph., 4, 1.
- Trombe F., 1952, Traite de speleologie, Payot, Paris.
- Walczak W., 1958, Krasowe jaskinie Sudetów Klodzkich, Czas. Geogr., 29.
- Walczowski A., 1964, Zjawiska krasowe południowo-wschodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, Annales UMCS, 19, 2, B.
- Watson R. A., 1966, Central Kentucky Karst Hydrology, Natl. Speleol. Soc. Bull., 28, 3.
- Wegman E., 1957, Tectonique vivante, denudation et phenomenes convexes, Rev. Geog. Physique et Geol. Dynamique, 2,1.
- White D. E., Hem J. D., Waring G. A., 1963, Chemical composition ob subsurface waters, U. S. Geol. Surv. Profess. Paper, 44-F.
- White W. B., Stallmack J. A., 1968, Seasonal fluctuations in the chemistry of karst groundwater, Actes du IV^e Congres Intern. de Speleol. en Yougoslavie, 3, Ljubljana.
- Wilgat T., 1949, Kras okolic Cycowa, Annales UMCS, 4, 9, B.
- Wiśniewski B., 1969, Zamulenie zbiorników wodnych w Polsce oraz próba jego prognozy na podstawie intensywności denudacji, Arch. Hydrot., 16, 4.
- Własow N. A., Kuźniecowa L. G., Gołdyriew G. S., Sziszljannikowa M. E., 1964, O gidrostojkosti karbonatnych porod Piriangarja, Izv. Fiz.-Chim. Naucz. In. Irkutsk.
- Włodek J., 1926, Notatka o koncentracji jonów wodorowych niektórych wód doliny Kościeliskiej i Chochołowskiej w Tatrach, Sprawozdania Kom. Fizjogr. PAU, 60.
- Wotincew K. K., 1961, Gidrochimija Oziera Bajkał, Moskwa.
- Wójcik Z., 1960, Allochtoniczne zwirowiska jaskiń tatrzańskich, Acta Geol. Pol., 10.
- Wróbel S., 1964, Osobliwości składu chemicznego wody stawów położonych na gipsach, Acta Hydrobiol., 6, 3.
- Wrzosek A., 1933, Z badań nad zjawiskami krasowymi Tatr Polskich, Wiad. Służby Geogr., 7, 3.
- Zwoliński S., 1955, Tatrzański rejon jaskiniowy, Światowid, 21.
- Žaggar K. B., 1964, Metod približenno go opredelenija ustojcziwogo sostawa atmosfernih osadkow, Chim. Gieogr. i Gidrogieochimija, 3 (4), Perm.

ХИМИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИЯ В ОБЛАСТЯХ КАРБОНАТНОГО КАРСТА

Резюме

Автор работы „Химическая денудация в областях карбонатного карста” пробует ответить на два очень важных вопроса динамической геоморфологии: 1) Как велика современная химическая денудация в карстовых областях и как её можно измерять? 2) Каково влияние дифференцированных экзо- и эндогенных факторов на размеры этого процесса?

Разработка двух, заключённых в этих вопросах, проблем потребовала подготовки в области теории растворения карбонатов, количественных методов измерения химической денудации и т.п. Была также проведена классификация процессов денудации и предложена модель циркуляции вод в карстовых областях (фиг. 7).

Автор располагал собственными аналитическими материалами из 32 карстовых областей (40 гидрогеологических бассейнов) Европы и Азии, а также материалами присланными разными авторами из карстовых областей, расположенных в полярной (СССР, Канада, Аляска) и тропической зонах (Куба, Центральная Америка).

Статистически упорядоченный аналитический материал послужил для выражения корреляционной зависимости, обратных связей и применения теории вероятности. Таким образом получен ряд математических моделей, из которых самые простые и наиболее удобные в применении (2), (20), (21), (22) изображены в графической форме (фиг. 47, 48). Они показывают приблизительную картину потенциальной карстовой денудации на поверхности Земли.

Ответ на первый вопрос не может быть вполне удовлетворителен в связи с тем, что знание химических эффектов разрушения карстовых областей не позволяет установить соотношение его с общим разрушением. Поэтому были предприняты попытки расширить ответ на вопрос о механической денудации в карстовых областях. Одновременно в нескольких выбранных некарстовых областях сравнивалась химическая денудация с механической. Эти вычисления проводились для территории Польши. На основании статистических методов здесь были составлены карты потенциальной и фактической химической денудации на территории Польши (фиг. 28).

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МЕТОДЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ХИМИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ

Был проведен анализ величины химической денудации и выделен климатический метод Корбеля (1957), на базе которого создались позднейшие формулы. На их основе представлен собственный гидрометрический метод, проверенный экспериментальным путем в карстовых областях Судет (М. Пулина — 1964).

Гидрометрический метод для областей карбонатного карста:

$$(1) \quad D_m = 12,6 \frac{\Delta T \cdot Q}{P} \quad \text{или}$$

$$(2) \quad D_m = 0,0126 \Delta T q, \quad (\text{графическая форма этой формулы на фиг. 9})$$

где

$$(3) \quad q = 1000 \frac{Q}{P}$$

$$(4) \quad \Delta T = T - Ta \quad (\text{фиг. 8})$$

D_m — мм/1000 лет или $\text{м}^3/\text{км}^2$ год; 126 — коэффициент α , средняя величина для карбонатных и сульфатных пород и для хлоридов (таблица 1); T — средняя годовая минерализация вод полсе оставления ими карстовых областей в мг/л (фиг. 8); Ta — средняя годовая минерализация вод, питающих карстовую область в мг/л (осадочные и аллохтонные воды); Q — средний годовой дебит в $\text{м}^3/\text{сек}$; q — модуль стока воды в л/с км^2 ; P — поверхность подземного бассейна в км^2 .

Для выражения денудации в весовых единицах (D_t — $\text{т}/\text{км}^2/\text{год}$) служат формулы (5), (6), в которых коэффициент $\alpha = 12,6$ заменен на 31,5.

Гидрометрический метод позволяет также определить количество удаленной карбонатной породы ($A_m = \text{м}^3/\text{год}$, $A_t = \text{т}/\text{год}$), независимо от поверхности бассейна (7), (8) („Йонновый сток“).

Выше указанные формулы можно применять также к областям, сложенным горными породами разного типа. Для этих областей следует однако заменить коэффициент α , согласно величинам, показанным на таблице I.

Гидрометрический метод требует полевых измерений в хорошо изученных гидрологических бассейнах. Следует определить годовые величины стока и йонного состава воды. Автор проводил химический анализ вод непосредственно в поле при помощи полевой лаборатории. Определялись: pH , свободный CO_2 , SiO_2 , удельное сопротивление (p_{18}) кондуктометрическим методом и с его помощью общую минерализацию; йонных состав, катионы Ca^{++} , Mg^{++} , $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ (из разницы анионов и катионов), анионы HCO_3^- , SO_4^{--} , Cl^- .

В некоторых карстовых областях вычисления проводились методами нескольких авторов, что позволило использовать некоторые результаты, опубликованные разными авторами.

ХИМИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИЯ В 32 КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЯХ ЕВРОПЫ И АЗИИ

Исследовались области карста возвышенностей, среднегорного и высокогорного карста, расположенные в зоне умеренного и субтропического климата (фиг. 10). 18 областей были расположены в Альпидах, 5 на молодых плитах, 3 на древних плитах и 6 в древних массивах. Исследования проводились в 40 хорошо изученных гидрогеологических бассейнах. В них определялось единым гидрометрическим методом величина химической денудации (таблица 16,18), а также некоторые климатические, структурные, гидрогеологические, морфометрические и другие факторы (таблица 17) обуславливающие размеры денудации. Кроме того изучался ряд других проблем: 1) распределение коррозии вод в вертикальном профиле карстовых массивов, расположенных в разных климатических и геологических зонах; 2) роль вертикальной и горизонтальной инфильтрации вод в карстовой денудации; 3) отложение кальцита в пещерах, расположенных на разных высотных уровнях; 4) источники CO_2 в пещерах и её влияние на коррозию вод.

ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ХИМИЧЕСКАЯ ДЕНУДАЦИЯ ОБЛАСТЕЙ КАРБОНАТНОГО КАРСТА

Показательные образцы, собранные в 40 гидрогеологических бассейнах, измерялись статистическим методом (вычисления проводились на электронно-вычислительных машинах Эллиотт 803 и Одра 1204). Получены факторы, которые существенным образом влияют на размер химической денудации. Установлено, что химическая денудация (D) в областях карбонатного карста является функцией атмосферных осадков (Op), температуры воздуха ($t^\circ\text{C}$) и структуры (S). Эти факторы обуславливают величину денудации в 85% ($R^2 = 0,853$).

Формула этой функции (17) позволяет вычислить величину денудации карстовых областей северного полушария Земли, расположенных в зоне умеренного и субтропического климата (таблица 21).

Кроме того установлено, что наиболее существенно влияют на величину денудации два первых фактора — осадки и температура ($R^2 = 0,836$), а особенно осадки ($R^2 = 0,709$). Формулы этих функций показаны под ном. (18), (19), (фиг. 42) и (20), (21), (22), (фиг. 43). На основании некоторых из этих формул составлена карта потенциальной карстовой денудации северного полушария Земли (фиг. 43).

На основании принципов гидрометрического метода (2) вычислено распределение величины карстовой денудации в отдельных климатических зонах (таблица 25). На этом основании составлена карта потенциальной карстовой денудации на Земле (фиг. 48). Она сравнивается с картами механической денудации Фурнье (фиг. 50) и Сграхова (фиг. 51).

Перебела Надзея Русецка

CHEMICAL DENUDATION ON THE CARBONATE KARST AREAS

Summary

The paper "Chemical denudation on the carbonate karst areas" attempts to give answer to two important questions of the dynamic morphology: 1) What is the size of the contemporary chemical denudation in karst areas, and how can it be measured? 2) What is the influence of differentiated exo- and endogenic factors on the size of this process?

The investigation of the two problems formulated in the questions above called for preliminary studies concerned with the theory of carbonate solution, with quantitative methods of measuring chemical denudation, and so on. A classification of the denudation processes has also been given and a model of water circulation in karst areas has been proposed (fig. 7).

The author made use of his own analytic materials from 32 European and Asiatic karst areas (40 hydrogeological basins) as well as of materials sent by various authors from karst areas situated in the polar (USSR, Canada, Alaska) and tropical zones (Cuba, South America). Further, use has been made of various published papers containing analytic material.

After statistical arrangement the analytic material has been used to perform correlative regressive and probability calculations. In this manner a number of mathematical models has been obtained, the simplest and the best applicable of which (2), (20), (21), (22) are presented in graphic form (figs. 47, 48). They show an approximate picture of potential karst denudation on the Earth surface.

The answer to the first question cannot be however, quite satisfactory in view of the fact that the knowledge of chemical destruction effect on karst areas does not provide insight as to its relation to the global destruction. For this reason an attempt has been made to extend the answer by including the mechanical denudation in karst areas. For several selected areas comparison of chemical and mechanical denudation has been performed. Such calculations have been made only for the Polish territories. Basing on the statistical methods, maps of potential and actual chemical denudation on the territories of Poland have been prepared (fig. 28).

QUANTITATIVE METHODS OF DETERMINATION OF CHEMICAL DENUDATION

A review of methods used for determination of the size of chemical denudation has been made, with special reference to the Corbel climatic method (1957), on the basis of which subsequent formulas have been derived. Against this background the author presents his own hydrometric method which has been verified experimentally in the Sudetic karst areas (M. Pulina — 1964).

For carbonate karst areas the hydrometric method is as follows:

$$(1) \quad D_m = 12,6 \frac{\Delta T \cdot Q}{P}, \text{ or}$$

$$(2) \quad D_m = 0,0126 \Delta T \cdot q, \text{ (graphic form of this expression is shown in fig. 9)}$$

where

$$(3) \quad q = 1000 \cdot \frac{Q}{P}$$

$$(4) \quad \Delta T = T - T_a \text{ (fig. 8)}$$

D_m —mm/1000 years or m^3/km^2 year; 126 — coefficient α , mean value for carbonate and sulphate rocks and for chlorides (Tabele 1); T — mean annual mineralization of waters after leaving the karst area in mg/l (fig. 8); T_a — mean annual mineralization of the waters recharging the karst area in mg/l (atmospheric, allochthonous waters); Q — mean annual flow rate in m^3/s , q — specific water runoff in $l/s km^2$, P — area of underground drainage basin in km^2 , t — number of days.

Formulas (5), (6) are used to express denudation in weight measures ($D_t = t/km^2$ year); in these formulas the coefficient $\alpha = 12,6$ is replaced by 31,5.

The hydrometric method permits also the determination of the quantity of the carbonate rock removed ($A_m = m^3/year$, $A_t = t/year$) irrespective of the area of drainage basin (7), (8) ("ionic runoff").

The above formulas can also be used for areas composed of various rock types. The coefficient α must be changed, however according to the values given in Table 1.

The hydrometric method calls for field measurements which should be performed in well explored hydrogeological basins. Annual values of runoff and ionic composition of waters must be determined. The author performed chemical analyses of water directly in the field by means of a field laboratory. The determinations included: pH , free CO_2 , SiO_2 , resistivity (p_{18}) by the conductometric method and with its help the global mineralization; ionic composition; cations Ca^{++} , Mg^{++} , $Na^+ + K^+$ (from difference between anions and cations), anions: HCO_3^- , SO_4^{--} , Cl^- ,

For some karst areas calculations have been made using methods developed by several authors. Owing to that it was possible to use some results published by different authors.

CHEMICAL DENUDATION ON 32 KARST AREAS IN EUROPE AND ASIA

High-mountain, middle-mountain and upland karst areas situated in the temperate and subtropical climatic zones were investigated (fig.10). 18 of these areas lie in Alpides, 5 on young platforms, 3 on old platforms and 6 in old massifs. The investigations were performed in 40 well explored hydrogeological basins. The determinations included the size of chemical denudation estimated by means of uniform hydrometric method (Tables 16, 18) and some climatic, structural, hydrogeological, morphometric and other factors (Tabele 17) influencing the size of denudation. A number of other problems was also studied, such as: 1. Distribution of water corrosion in the vertical section of karst massifs situated in different climatic and geological zones, 2. Participation of waters from vertical and horizontal infiltration in karst denudation, 3. Deposition of calcite in caves situated at different elevation levels, 4. Sources of CO_2 in caves and its influence on water corrosion.

POTENTIAL CHEMICAL DENUDATION ON THE AREAS OF CARBONATE KARST

The data gathered from 40 hydrogeological basins, treated as a representative sample, were used to perform statistical calculations (the calculation were made on the Elliott 803 and Odra 1204 computers). As a result, factors were obtained which have a decisive influence on the size of chemical denudation. It has been established that chemical denudation (D) on the carbonate karst areas is a function of atmospheric precipitations (Op), water temperature ($t^\circ C$), and structure (S). These factors determine the denudation size in 85% ($R^2 = 0,853$). The formula for this function (17) makes it possible to calculate the size of denudation in karst areas situated on northern hemisphere in the temperate and subtropical climatic zones (Tabele 21).

Moreover, it has been established that the most essential influence on the denudation size is exerted by the first two factors: precipitation and temperature ($R^2 = 0,836$), and particularly precipitation ($R^2 = 0,709$). The formulas for these functions are given under (18) and (19) (fig. 42)

and under (20), (21), (22) (fig. 43). Some of these formulas were used to draw a map of potential karst denudation on the northern hemisphere of the Earth (fig. 43).

Using the assumptions of the hydrometric method (2), the distribution of the size of karst denudation in different climatic zones (Tabele 25) was calculated. On this basis a map of potential karst denudation on the Earth was prepared (fig. 48). It is comparable with the maps of mechanical denudation as drawn up by Fournier (fig. 50) and Strachov (fig. 51).

Translated by Władysław Olszewski

PRACE GEOGRAFICZNE IG PAN

51. Kostrowicki A. S., Regionalizacja zoogeograficzna Palearktyki w oparciu o faunę motyli tzw. większych (*Macrolepidoptera*), 1965, s. 100+21 ilustr., zł 30,—
52. Gerlach T., Współczesny rozwój stoków w dorzeczu górnego Grajcarka (Beskid Wysoki — Karpaty Zachodnie). 1966, s. 111, 20 ilustr., zł 33,—
53. Klimek K., Deglacjacja północnej części Wyżyny Śląsko-Krakowskiej w okresie zlodowacenia środkowopolskiego. 1966, s. 136+26 ilustr., zł 32,—
54. Kosmowska-Suffczyńska D., Rozwój rzeźby w trzeciorzędzie okolic Ostrowca Świętokrzyskiego i Ćmielowa. 1966, s. 114+22 ilustr. + 7 fot. + 2 mapy, zł 33,—
55. Ziemońska Z., Obieg wody w obszarze górskim na przykładzie górnej części dorzecza Czarnego Dunajca. 1966, s. 111 + 16 ilustr. + 2 wkładki, zł 34,—
56. Ratajski L., Mapy przemysłu, ich właściwości metodyczne i kartometryczne. 1966, s. 115 +22 ilustr., zł 28,—
57. Więckowski K., Osady denne Jeziora Mikołajskiego. 1966, s. 112 + 12 ilustr. + 7 fot., zł 24,—
58. Szostak M., Pochodzenie Jeziora Śniardwy i jego zasoby wodne. 1967, s. 70 + 11 ilustr., zł 20,—
59. Rościszewski M., Siemek Z., Zmiany w rolnictwie krajów gospodarczo słabo rozwiniętych (Egipt, Syria, Turcja). 1967, s. 109 + 9 ilustr., zł 24,—
60. Ziętara T., Rola gwałtownych ulew i powodzi w modelowaniu rzeźby Beskidów. 1968, s. 116 + 12 ilustr. + 11 fot., zł 33,—
61. Urbaniak U., Wydmy Kotliny Płockiej. 1967, s. 79 + 43 ilustr. + 8 fot., zł 21,—
62. Jewtuchowicz S., Geneza Pradoliny Warszawsko-Berlińskiej między Nerem a Moszczenicą. 1967, s. 102 + 42 ilustr. + 19 fot., zł 30,—
63. Dziewoński K., Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast. Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań. 1967, s. 135, zł 32,—
64. Rychłowski B., Regionalizacja ekonomiczna — zagadnienia podstawowe. 1967, s. 139, zł 33,—
65. Bączyk J., Masy wodne południowego Bałtyku i wpływ ich ruchów na polską strefę przybrzeżną. 1968, s. 120 + 32 ilustr., zł 31,—
66. Szulc H., Typy wsi Śląska Opolskiego na początku XIX wieku i ich geneza. 1968, s. 105 + 14 ilustr. + 2 wkładki, zł 30,—
67. Szewczyk J., Włóka. Pojęcie i termin na tle innych średniowiecznych jednostek pomiaru ziemi. 1968, s. 113 + 6 ilustr., zł 30,—
68. Wojciechowski K., Zagadnienie metody bilansu wodnego Thornthwaite'a i Mathera w zastosowaniu do Polski. 1968, s. 79 + 23 ilustr., zł 18,—
69. Praca zbiorowa. Problemy regionalizacji fizycznogeograficznej. Materiały z sympozjum zorganizowanego przez PTG w dniach 16—24 września 1966. 1968, s. 114 + 4 ilustr. + 1 wkładka, zł 28,—

70. Pulina M., Zjawiska krasowe we wschodniej Syberii. 1968, s. 94 + 34 ilustr. + 4 fot., z1 19,—
71. Szupryczyński J., Niektóre zagadnienia czwartorzędu na obszarze Spitsbergenu. 1968, s. 127 + 15 ilustr. + 35 fot. + 1 wkładka, z1 34,—
72. Kosiński L., Migracje ludności w Polsce w latach 1950–1960. 1968, s. 106 + 41 ilustr., z1 28,—
73. Korolec H., Procesy brzegowe i zmiany linii brzegowej Jeziora Mikołajskiego. 1968, s. 67 + 16 ilustr. + 6 fot. + 1 wkładka, z1 24,—
74. Praca zbiorowa. Ostatnie zlodowacenie skandynawskie w Polsce. 1968, s. 216 + 12 ilustr. + 11 fot., z1 67,—
75. Praca zbiorowa. Procesy i formy wydmowe w Polsce. Zbiór prac pod redakcją R. Gałona. 1969, s. 386 + 69 ilustr. + 68 fot., z1 98,—
76. Iwanicka-Lyra E., Delimitacja aglomeracji wielkomiejskich w Polsce. 1969, s. 117 + 12 ilustr., z1 28,—
77. Praca zbiorowa. Z zagadnień ludnościowych krajów gospodarczo słabo rozwiniętych. 1969, s. 146 + 6 ilustr., z1 32,—
78. Korcelli P., Rozwój struktury przestrzennej obszarów metropolitalnych Kalifornii. 1969, s. 124 + 34 ilustr., z1 28,—
79. Koter M., Geneza układu przestrzennego Łodzi przemysłowej. 1969, s. 130 + 13 ilustr. + 2 wkładki, z1 34,—
80. Kaszowski L., Kotarba A., Wpływ katastrofalnych wezbrań na przebieg procesów fluwialnych (na przykładzie potoku Kobylanka na Wyżynie Krakowskiej)
Nowak W. A., Rzeźba podczwartorzędowa i ewolucja układu sieci dolinnej w północno-środkowej części Wyżyny Małopolskiej. 1970, s. 124 + 71 ilustr. + 1 załącznik kol. + 12 fot., z1 30,—
81. Stoła W., Próba typologii rolnictwa Poniżdzia. 1970, s. 146 + 30 ilustr. w tym 7 wkładek + 9 fot., z1 39,—
82. Praca zbiorowa. Studia z geografii średnich miast w Polsce. Problematyka Tarnowa. 1971, s. 274 + 45 ilustr., z1 71,—
83. Wiśniewski E., Struktura i tekstura sandru ostródzkiego oraz teras doliny górnej Drwęcy. 1971, s. 95 + 33 ilustr., z1 24,—
84. Skoczek J., Wpływ podłoża atmosfery na przebieg dobowy bilansu cieplnego powierzchni czynnej. 1970, s. 96 + 40 ilustr. + 10 fot., z1 21,—
85. Jewtuchowicz S., Rozwój rzeźby okolic Łęczycy po zlodowaceniu środkowopolskim. 1970, s. 78 + 26 ilustr. + 5 fot., z1 18,—
86. Olechnowicz-Bobrowska B., Częstotliwość dni z opadem w Polsce. 1970, s. 75 + 26 ilustr., z1 18,—
87. Baza ekonomiczna i struktura funkcjonalna miast; Dziewoński K., Studium rozwoju pojęć, metod i ich zastosowań; Jerczyński M., Metody pośrednie identyfikacji i pomiaru. 1971, s. 182 + 2 ilustr., z1 44,—
88. Rościszewski M., Kierunki ewolucji rolnictwa w krajach Maghrebu. 1970, s. 127 + 8 ilustr., z1 30,—
89. Adrjanowska E., Przestrzenne powiązania produkcyjne stoczni gdańskich. 1971, s. 105 + 16 ilustr., z1 22,—
90. Różycka W., Metody oceny warunków fizjograficznych dla potrzeb planowania przestrzennego miast. 1971, s. 203 + 16 ilustr., z1 40,—
91. Ciołkosz A., Miszański J., Wykorzystanie zdjęć lotniczych w geografii stosowanej. 1972, s. 86 + 23 ilustr., z1 15,—
92. Czyż T., Zastosowanie metody analizy czynnikowej do badania ekonomicznej struktury regionalnej Polski. 1971, s. 114 + 13 ilustr. + 11 map pod opaską, z1 38,—

93. Kostrubiec B., Analiza zjawisk koncentracji w sieci osadniczej. Problemy metodyczne. 1972, s. 117 + 43 ilustr., zł 24,—
94. Klimek K., Współczesne procesy fluwialne i rzeźba równiny Skeidarársandur (Islandia). 1972, s. 139 + 31 ilustr. + 48 fot., zł 32,—
95. Kraujalis M. W., Udział ciepła ze sztucznych źródeł w bilansie cieplnym na obszarze Polski. 1972, s. 74 + 10 ilustr., zł 12,—
96. Kotarba A., Powierzchniowa denudacja chemiczna w wapienno-dolomitowych Tatrach Zachodnich. 1972, s. 119 + 25 ilustr. + 15 fot., zł 24,—
97. Chaves L. P., Jerczyński M., Siemek Z., Studia nad strukturą funkcjonalną miast. 1973, s. 385 + 96 ilustr., zł 80,—
98. Praca zbiorowa. Zmiany w rolnictwie tradycyjnym i migracje ludności wiejskiej w krajach rozwijających się (Irak, Maroko, kraje Afryki Zachodniej, kraje andyjskie). 1973, s. 179+6 ilustr. zł 34,—
99. Kozłowska-Szczęsna T., Promieniowanie pochłonięte na obszarze Polski. 1973, s. 119 + 34 ilustr., zł 22,—
100. Biegajło W., Typologia rolnictwa na przykładzie województwa białostockiego. 1973, s. 164 + 30 ilustr., zł 35,—
101. Werwicki A., Struktura przestrzenna średnich miast ośrodków wojewódzkich w Polsce. 1973, s. 168 + 49 ilustr. zł 30,—
102. Matusik M., Próba typologii i regionalizacji rolnictwa na obszarze Dolnego Powiśla. 1973, s. 152 + 30 ilustr. + 6 fot., zł 32,—
103. Ziemońska Z., Stosunki wodne w polskich Karpatach Zachodnich. 1973, s. 124 + 23 ilustr., zł 25,—
104. Drozdowski E., Geneza Basenu Grudziądzkiego w świetle osadów i form glacialnych 1974, s. 139+41 i ilustr. + 17 fot., zł 32,—

Varia

Centralny katalog zbiorów kartograficznych w Polsce

- Zeszyt 1. Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1961, s. 248, zł 72,—
 Zeszyt 2. (uzupełniający) Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800. 1963, s. 124, zł 28,—
 Zeszyt 3. Katalog atlasów 1801—1919. 1965, s. 343, zł 76,—
 Zeszyt 4. Katalog atlasów 1920—1945. 1968, s. 160, zł 48,—

INSTYTUT GEOGRAFII
 Zakład Planów i Kartografii
 00-330 Warszawa
 ul. Nowy Świat Nr 72

Faint, illegible text or markings, possibly a stamp or bleed-through from the reverse side of the page.

Cena zł 36.—