POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

MARIAN PULINA

ZJAWISKA KRASOWE W SUDETACH POLSKICH

IGiPZ PAN

ROK 1977 ZESZYT 2—3

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

WYKAZ ZESZYTÓW
PRZEGLĄDU ZAGRANICZNEJ LITERATURY GEOGRAFICZNEJ
za ostatnie lata

1971

1-2 **Teoretyczne problemy współczesnej kartografii**, s. 227 + nlb., zł 30,—
3-4 **Problemy regionalizacji w krajach Trzeciego Świata**, s. 232, zł 30,—

1972

1 **Procesy urbanizacji w ZSRR**, s. 132 + nlb., zł 30,—
2 **Metody fotointerpretacyjne w badaniach geograficznych**, s. 173 + nlb., zł 30,—
3-4 **Modele migracji**, s. 426 + nlb., zł 66,—

1973

1 **Geografia rolnictwa. Problematyka i kierunki badań**, s. 200 + nlb., zł 30,—
2 **Problemy urbanizacji w krajach Trzeciego Świata**, s. 174, zł 27,—
3-4 **Kartograficzna metoda badań w geografii**, s. 166 + nlb., zł 30,—

1974

1-2 **Przestrzeń krajów Trzeciego Świata. Problemy metodologiczne**, s. 212, zł 48,—
3-4 **Zasoby, człowiek i środowisko**, s. 93, zł 24,—

1975

1-2 **Przestrzenna dyfuzja innowacji**, s. 202, zł 48,—
3-4 **Matematyczne modelowanie środowiska**, s. 131, zł 48,—

1976

1 **Modele w geografii fizycznej**, s. 151, zł 24,—
2 **Modele dyfuzji i Łańcuchy Markowa w analizie przestrzennej**, s. 124, zł,—
3-4 **Metody matematyczne w badaniach struktury przestrzennej rolnictwa**, (w druku)

1977

1 **Zdjęcia i obrazy satelitarne w badaniach środowiska geograficznego** (w druku)
2 **Przestrzenne modele symulacyjne** (w druku)
3 **Integracja systemu planowania oraz rozwoju miast w Europie Zachodniej** (w druku)
4 **Badanie i zbieranie map. Przegląd historyczny** (w druku)

http://rcin.org.pl

E R R A T A

Str.	Wiersz		Jest	Powinno być
	od góry	od dołu		
13	2		Soczykin	Sozykin
24	4		zamrożone	rozmrożone
Ryc. 3	nr 8		pomiarów antynometrycznych	pomiarów aktynometrycznych
	nr 14		wzlotowej	wlotowej
	nr 19		spływowego	spływu
Ryc. 4	nr 2		36 cm/godzinę	36,6 cm/h
Fig. 4	nr 2		36 cm/h	36,6 cm/h
45	1		podgórskie	pogórskie
		14	śródziemnych	śródzimowych
58		5	(ryc. 21)	(usunąć)
80		16	hydraulicznej	hydrologicznej
87		12—15	miary spływu powierzchniowego. W okresie śnieżnym większe znaczenie ma temperatura gruntu, natomiast w okresie deszczowym decydując	Wilgotność i temperatura gleby w znacznym stopniu wpływają na rozmiary spływu powierzchniowego. W okresie śnieżnym większą rolę odgrywa temperatura gruntu, natomiast w okresie deszczowym decydujące znaczenie należy przypisać wilgotności gleby.
96	19		dróg z bruzd	dróg i bruzd
110	18		Ser. F t. 73, z. 4.	usunąć

Dokumentacja Geograficzna z. 2 1973: J. SŁUPIK — „Zróżnicowanie spływu powierzchniowego na fliszowych stokach górskich"

http://rcin.org.pl

ZJAWISKA KRASOWE
W SUDETACH POLSKICH

http://rcin.org.pl

POLISH ACADEMY OF SCIENCES
INSTITUTE OF GEOGRAPHY AND SPATIAL ORGANIZATION

MARIAN PULINA

KARST PHENOMENA IN THE POLISH SUDETES

YEAR 1977 FASC. 2—3

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

http://rcin.org.pl

POLSKA
AKADEMIA
NAUK

INSTYTUT GEOGRAFII
I PRZESTRZENNEGO ZAGOSPODAROWANIA

DOKUMENTACJA GEOGRAFICZNA

MARIAN PULINA

ZJAWISKA KRASOWE W SUDETACH POLSKICH

IGiPZ PAN

ROK 1977 ZESZYT 2—3

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

http://rcin.org.pl

KOMITET REDAKCYJNY

Redaktor Naczelny: Halina Szulc

Sekretarz Redakcji: Zuzanna Siemek

Członkowie: Kazimierz Klimek, Wanda Spryszyńska, Władysław Stola, Andrzej Żeromski

Adres Redakcji:

Instytut Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania
Polskiej Akademii Nauk
ul. Krakowskie Przedmieście 30, 00-927 Warszawa

Redaktor Wydawnictwa: Jan Kuźma

Redaktor techniczny: Helena Repa

Printed in Poland

Zakład Narodowy im. Ossolińskich — Wydawnictwo. Wrocław 1977. Nakład: 700 egz. Objętość: ark. wyd. 10,30, ark. druk. 7,38 + 12 wkl., ark. A_1 10. Papier druk. sat. kl. IV, 70 g, 70 × 100. Oddano do składania 21 II 1977. Podpisano do druku 19 VII 1977. Druk ukończono we wrześniu 1977. Wrocławska Drukarnia Naukowa. G-10. Zam. 1141/77. Cena zł 48.—

http://rcin.org.pl

SPIS TREŚCI

Część wstępna

Wstęp 7
Historia badań jaskiń sudeckich 8

Część analityczna

Góry Kaczawskie 11

Krótka charakterystyka skał węglanowych (s. 11); — Makroformy krasowe (s. 16): Wzgórze Połom jako przykład kopuły krasowej (s. 16); Krasowa półka strukturalna na północnych stokach Skopca (s. 20); — Mezo- i mikroformy krasu powierzchniowego w Połomie i Miłku (s. 22); — Kras podziemny (s. 26): Poziomy skrasowienia w Połomie i Miłku (s. 26); Klasyfikacja nacieków kalcytowych w jaskiniach Połomu (s. 31); Kluczowy profil osadów krasowych w Jaskini Południowej i w leju nad Jaskinią Kominową w Połomie (s. 32); Profil namuliska Jaskini Naciekowej w Połomie (s. 37); Profil osadów czwartorzędowych w Jaskini Nowej w Połomie (s. 39); Kras podziemny we wschodniej części Gór Kaczawskich (s. 41); — Hydrografia krasowa (s. 44); Dolina Jastrowca w okresowym odpływie powierzchniowym (s. 44); Wywierzyska i trawertyny potoku Przyłęcznica (s. 45)

Pogórze Kaczawskie 46
Sudety Kłodzkie 47

Krótka charakterystyka skał węglanowych (s. 47); — Mikrorelief powierzchni krasowej (s. 49): Mikroformy powierzchniowe w dolinie Kleśnicy (s. 49); Mikroformy krasowe na stokach Krzyżnika (s. 49); Zjawiska krasu powierzchniowego w Rogóźce (s. 51); — Kras podziemny (s. 51): Profil namuliska jaskini w Krzyżniku (s. 51); Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie i stratygrafia osadów czwartorzędowych (s. 53); — Hydrografia krasowa (s. 56): System odwodnienia podziemnego w Krowiarkach (s. 56); Hydrografia krasowa doliny Kleśnicy (s. 59); Własności fizykochemiczne wód krasowych w dolinie Kleśnicy (s. 59); Wywierzysko w Rogóźce (s. 62); Kras kopalny w Przewornie na przedpolu Sudetów Kłodzkich (s. 62)

Część syntetyczna

Wpływ sieci spękań i chemicznych własności podłoża na rozwój form krasowych w Sudetach 64

Klasyfikacja jaskiń pod względem strukturalnym (s. 64); — Skład chemiczny skał węglanowych a rozmieszczenie form krasowych (s. 67)

Hydrogeologiczne etapy formowania się jaskiń sudeckich 68

Tendencje rozwojowe powierzchni krasowej w Sudetach 69

Względna odporność wychodni skał węglanowych (s. 69); — Kształtowanie się kopuł krasowych (s. 71); — Rozwój stoku przeciętego wychodniami skał węglanowych (s. 72)

Przedczwartorzędowe procesy krasowe w Sudetach 72

Stratygrafia osadów trzeciorzędowych (s. 72); — Najstarsze ślady procesów krasowych (s. 74); — Zjawiska krasowe w trzeciorzędzie (s. 75): Procesy krasowe w paleogenie (s. 75); Procesy krasowe w neogenie (s. 76); Gliny czerwone typu terra rossa (s. 76)

http://rcin.org.pl

Czwartorzędowe procesy krasowe w Sudetach 79

Stratygrafia osadów czwartorzędowych (s. 79); — Procesy krasowe w plejstocenie (s. 81); — Współczesne procesy krasowe (s. 81): Wydajność źródeł krasowych (s. 82); Termika wód krasowych (s. 84); — Chemizm wód wywierzyskowych (s. 86); — Denudacja chemiczna w krasie sudeckim (s. 87); — Geneza pseudograniaków wapiennych (s. 94)

Denudacja krasowa Sudetów na tle innych obszarów krasowych 95

Uwagi o denudacji krasowej w Sudetach w trzeciorzędzie i plejstocenie 97

Zestawienie wyników 99

Literatura 105

Карстовые явления в польских Судетах (резюме) 111

Karst phenomena in the Polish Sudetes (summary) 114

Indeks zjawisk krasowych w Sudetach polskich 117

http://rcin.org.pl

WSTĘP

Podłożem zjawisk krasowych w Sudetach są wapienie metamorficzne i dolomity. Występują one w postaci niewielkich wkładek i soczew „pływających" w nierozpuszczalnej masie skał krystalicznych. Łączna powierzchnia skał węglanowych w Sudetach osiąga 15 km².

Wkładki marmurów najliczniej reprezentowane są w Górach Kaczawskich (9,9 km²), gdzie budują kulminacje i półki krasowe na wschodnich stokach głównego grzbietu oraz izolowane wzgórza i grzbiety we wschodniej części. Ponadto zwarte wystąpienia tych skał znane są w Krowiarkach, w Sudetach Kłodzkich (4 km²) na grzbiecie Wapniarka-Słupiec. Trzecim obszarem licznym w soczewy skał węglanowych jest masyw Śnieżnika Kłodzkiego (0,8 km²). Drobne wkładki marmurów i dolomitów są powszechne wśród paleozoicznych serii skalnych Kotliny Kłodzkiej, Gór Złotych, Bardzkich i innych.

Wychodnie skał węglanowych są elementem niezwykle oryginalnym w krajobrazie Sudetów, głównie poprzez swą pozytywną morfologię. Nawet niewielka wkładka marmurów przecinająca stok niekrasowy zaznacza się w postaci wyraźnego spłaszczenia — półki krasowej. Większe wychodnie tych skał budują grzbiety oraz izolowane wzgórza, których wysokość względna osiąga 300 m. Wnętrza tych półek i wzgórz zostały odsłonięte w licznych kamieniołomach. Kryją one w sobie kopalne formy krasu powierzchniowego, najczęściej głębokie leje oraz labirynt korytarzy jaskiń układających się w kilku poziomach.

Liczne jaskinie sudeckie, które są dużą atrakcją przyrodniczą, były tematem rozpraw naukowych już w XVIII w. Badania te rozwinęły się na wielką skalę w XIX i XX w. Należą one do trwałego dorobku światowej speleologii. W Sudetach w tym okresie znanych było 29 większych jaskiń o łącznej długości 3,4 km. Na skutek eksploatacji w kamieniołomach blisko połowa tych jaskiń uległa całkowitemu zniszczeniu.

W odróżnieniu od jaskiń, sudecka morfologia krasowa była nieznana. Również hydrografii krasowej w Sudetach poświęcano mało uwagi. Kiedy w połowie lat pięćdziesiątych przystępowano do opracowania krasu sudeckiego zainteresowania naukowe skupiły się przede wszystkim na tych dwóch zaniedbanych problemach: morfologii i hydrografii krasowej w Sudetach. Ponadto rozpoczęto również inwentaryzację jaskiń i konfrontację dotychczasowych wyników z aktualnymi badaniami zagranicznymi oraz nowymi technikami badawczymi.

http://rcin.org.pl

Zamierzeniem autora przedstawionej pracy było przeprowadzenie typologii form krasu powierzchniowego i jaskiń oraz określenie genezy i wieku krasu sudeckiego. Na marginesie tej pracy zajmowano się również aktualnymi procesami krasowymi ze szczególnym uwzględnieniem denudacji chemicznej, jak też uzupełniono opracowanie badaniami z ostatniego dziesięciolecia (1964—1974).

Pracę rozpoczęto w 1954 r. w Instytucie Geograficznym Uniwersytetu Wrocławskiego pod kierunkiem prof. dr. A. Jahna. Od 1959 r. kontynuowano ją w ramach prac Stacji Naukowej Instytutu Geografii PAN w Wojcieszowie.

HISTORIA BADAŃ JASKIŃ SUDECKICH

Jaskinie sudeckie znano już na początku XVIII w. Wydobywano z nich kości zwierzęce, którym przypisywano własności lecznicze. Pierwsza wzmianka o jaskiniach pochodzi od G. A. Volkmanna w pieśni śląskiej (*Silesia Subterranea*) z początku XVIII w. (L. F. Zotz 1939). Wymieniano w niej Jaskinię Południową (Kitzelkirche, Kitzelloch) położoną w Łomach Królewskich na Połomie (Góry Kaczawskie).

Z XVIII i XIX w. znane są opisy następujących jaskiń: Radochowskiej (Reyersdorfer Tropfsteinhöhle), Solnej Jamy w Gniewoszowie (Salzlöcher) i jaskini w Rogóżce (Wolmsdorfer Höhle) w Sudetach Kłodzkich oraz kilku jaskiń w Połomie w Górach Kaczawskich. Autorami tych opisów są Kahlo, Zimmermann, Scholtz, Römer, Gürich, Ostrowicz (autor polskiego przewodnika po Lądku Zdroju), Tenzer, Milch, Mertins i in. (L. Zotz 1939; K. Kowalski 1954).

Przy końcu XIX w. G. Gürich (1885) oznaczył kości zwierząt plejstoceńskich znalezionych przez F. Römera w jaskiniach Połomu zapoczątkowując tym okres badań naukowych w jaskiniach Sudetów. W pierwszych latach XX w. badania prowadził A. Langenhan (1904). Znajduje on kości zwierząt plejstoceńskich oraz plioceńską brekcję kostną, później szczegółowo opisaną przez F. Hellera (1937). Po pierwszej wojnie światowej antropolog Mollison-München poszukuje bez rezultatu kości człowieka paleolitycznego w jaskiniach Połomu i w Rogóżce. Na początku lat dwudziestych ukazuje się kilka prac W. Arndta o współczesnej faunie jaskiń. Szczególnie interesująca jest praca z 1923 r., która wymienia i opisuje ówcześnie znane jaskinie sudeckie.

W 1924 r. M. Hellmich (1924a, 1924b) publikuje opis nowo odkrytej w Połomie Jaskini Północnej Dużej (Witschelhöhle). W 1926 r. na północnym stoku Połomu zapadł się strop wielkiej jaskini (jaskinia Obok Wschodniej), z ogromną ilością kości zwierząt plejstoceńskich. Znaleziono tu podobno kości 400 niedźwiedzi jaskiniowych w namulisku o powierzchni 300 m². Niektóre czaszki niedźwiedzi były pokryte kalcytem. W jed-

http://rcin.org.pl

nej znaleziono tkwiącą drzazgę kwarcową (w latach pięćdziesiątych okaz ten znajdował się w Muzeum Karkonoskim w Jeleniej Górze). Paleolityczne znaleziska krzemienne, wydobyte z tej hałdy oraz z Jaskini Północnej Dużej, zostały opracowane przez W. Jahna (1930). Ponad Jaskinią Północną Dużą występowała szczelina nazwana Hellmichhöhle (Jaskinia Wschodnia), w której K. Rode (1928) prowadził badania petrograficzne.

W latach trzydziestych przeprowadzono systematyczne badania jaskiń sudeckich pod kierunkiem dwóch wybitnych badaczy: zoologa F. Paxa i archeologa L. Zotza. Pierwszy z autorów opracował współczesną faunę jaskiń Sudetów Kłodzkich (F. Pax 1936a,b,c; F. Pax, K. Maschke 1935). Zajmował się on również termiką oraz chemizmem wód krasowych (F. Pax 1936b). Badaniom L. Zotza zawdzięczamy opracowanie kilku najważniejszych jaskiń sudeckich ze szczególnym uwzględnieniem stratygrafii osadów (L. Zotz 1937a,b, 1939, 1951). L. Zotz udowodnił obecność człowieka paleolitycznego w jaskiniach sudeckich w ostatnim interglacjale i w cieplejszych okresach zlodowacenia bałtyckiego. Jest on autorem teorii o paleolitycznym kulcie niedźwiedzia jaskiniowego. Potwierdzeniem tego poglądu mają być czaszki niedźwiedzia ze spiłowanymi zębami znalezione w hałdzie po jaskini Obok Wschodniej (znajdują się w zbiorach Muzeum Narodowego we Wrocławiu) oraz czaszka niedźwiedzia w Jaskini Radochowskiej (L. Zotz 1937a, 1939; F. Malinowska 1957).

Poza F. Paxem i L. Zotzem w latach trzydziestych pracowali zoolodzy polscy J. Stach (1936) i A. Moszyński (1939) oraz J. Frenzel (1936), który badał namuliska Jaskini Radochowskiej, i G. Dittrich (1933, 1939) autor opisów jaskiń w okolicach Lwówka i spisu jaskiń sudeckich.

Lata powojenne przynoszą kilka artykułów J. Stacha (1947, 1951) poświęconych współczesnej faunie. W 1949 r. M. Klimaszewski przedstawia zachowane formy krasowe w Sudetach. W 1952 r. S. Kozłowski opisuje nową jaskinię w górze Krzyżnik koło Stronia Śląskiego.

W 1954 r. ukazuje się III tom *Jaskiń Polski* K. Kowalskiego (1954). Zawiera on inwentaryzację jaskiń sudeckich i podaje źródłową literaturę. Jest to pierwsze opracowanie, które podsumowuje wyniki badań jaskiń sudeckich. W tym czasie ukazują się również dwie notatki A. Horniga (1953, 1954), w tym jedna o nowej jaskini w Górach Kaczawskich. W 1956 r. W. Walczak publikuje wyniki swych badań nad Jaskinią Radochowską, a w 1958 r. daje przegląd zachowanych jaskiń w Sudetach Kłodzkich. Z. Ryziewicz z Uniwersytetu Wrocławskiego opracowuje kości ssaków wydobyte z nowo odkrytej jaskini w Połomie, oznaczając kości niedźwiedzia jaskiniowego. W 1959 r. pracownicy Muzeum Ziemi w Warszawie wywożą okazy nacieków i kości z jaskiń Połomu, którym grozi zniszczenie (Z. Wójcik 1959).

W czeskiej części Sudetów, gdzie kras jest zjawiskiem częstszym aniżeli w Sudetach Polskich, badania prowadziło kilku badaczy, z których V. Kral (1958) i V. Panoš (1961) zajmowali się geomorfologią krasową.

http://rcin.org.pl

Badania nad krasem sudeckim autor prowadził od 1954 r. W wyniku tych badań odkryto 11 nowych jaskiń oraz różnorodne formy krasu powierzchniowego (M. Pulina 1957, 1959a,b, 1960, 1964, 1968). Otwory nowych jaskiń zostały odsłonięte na skutek wzmożonej eksploatacji kamieniołomów marmurów. W pracach odkrywczych, często o charakterze sportowym, uczestniczyli członkowie Sekcji Grotołazów Akademickiego Klubu Turystycznego we Wrocławiu, studenci geografii i geologii z Uniwersytetu Wrocławskiego. W ostatnich latach duży udział w tych odkryciach miała grupa speleologów działająca przy Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie.

Odkrycie Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie w jesieni 1966 r. stanowi nowy etap badań krasowych w Sudetach (M. Pulina 1968, 1969a,b; 1973a,b). Zespół pracowników naukowych kierowany przez prof. dr A. Jahna wykonał w tej jaskini badania kompleksowe. Wyniki ogłoszono w trzech tomach (A. Jahn (red.) 1970, 1977; T. Wiszniowska 1976) oraz w kilku oddzielnych artykułach i notatkach (Z. Hajduk, T. Wiszniowska 1968; A. Ostromęcki 1967; M. Pulina 1969a,b, 1973a,b; M. Pulina, Z. Hajduk, A. Ogorzałek 1968; T. Wiszniowska 1967).

Zainteresowanie Jaskinią Niedźwiedzią jako obiektem turystycznym znalazło odbicie w pracach projektowych (W. Magiera 1973) oraz w dwóch pracach magisterskich (W. Plewako 1969; S. Zięba 1977). Na przełomie 1969/1970 odkryto w kamieniołomie marmurów w Przewornie koło Strzelina fragmenty jaskini i szczeliny krasowe wypełnione osadem zawierającym faunę trzeciorzędową (K. Galewski, J. Głazek 1973; J. Głazek, J. Oberc, A. Sulimski 1971, 1972; K. Kowalski, H. Zapfe 1974; H. Kubiak 1975).

http://rcin.org.pl

GÓRY KACZAWSKIE

KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA SKAŁ WĘGLANOWYCH

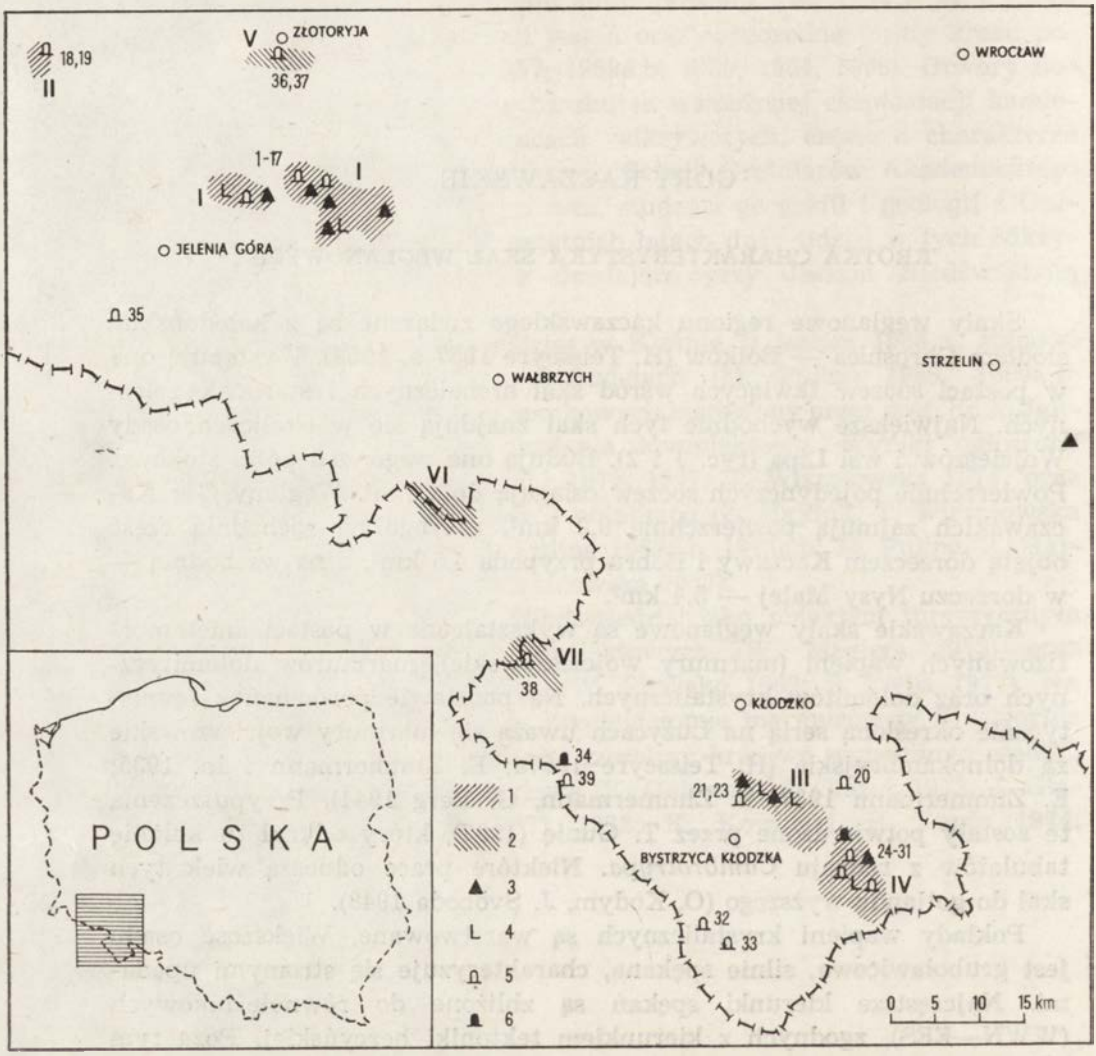
Skały węglanowe regionu kaczawskiego związane są z kaledońskim siodłem Chrośnica — Bolków (H. Teisseyre 1957 a, 1964). Występują one w postaci soczew tkwiących wśród skał archaicznych i staropaleozoicznych. Największe wychodnie tych skał znajdują się w okolicach osady Wojcieszów i wsi Lipa (ryc. 1 i 2). Budują one wzgórza i półki stokowe. Powierzchnie pojedynczych soczew osiągają do 1 km². Węglany Gór Kaczawskich zajmują powierzchnię 9,9 km², z czego na zachodnią część objętą dorzeczem Kaczawy i Bobru przypada 4,5 km², a na wschodnią — w dorzeczu Nysy Małej — 5,4 km².

Kaczawskie skały węglanowe są wykształcone w postaci zmetamorfizowanych wapieni (marmury wojcieszowskie), marmurów dolomitycznych oraz dolomitów krystalicznych. Na podstawie porównań z faunistycznie określoną serią na Łużycach uważa się marmury wojcieszowskie za dolnokambryjskie (H. Teisseyre 1957a; E. Zimmermann i in. 1935; E. Zimmermann 1937; E. Zimmermann, G. Berg 1941). Przypuszczenia te zostały potwierdzone przez T. Gunię (1967), który odkrył tu kolonię tabulatów z rodzaju *Cambrotrypa*. Niektóre prace odnoszą wiek tych skał do gotlandu wyższego (O. Kodym, J. Svoboda 1948).

Pokłady wapieni krystalicznych są warstwowane. Większość osadu jest gruboławicowa, silnie spękana, charakteryzuje się stromymi upadami. Najczęstsze kierunki spękań są zbliżone do równoleżnikowych (WWN—EES), zgodnych z kierunkiem tektoniki hercyńskiej. Poza tym spotyka się spękania o kierunku sudeckim (NW—SE) i prostopadłe do nich. Wśród osadu węglanowego występują wkładki skał nierozpuszczalnych. Wyróżnić można co najmniej dwie grupy tych skał. Do pierwszych należą różne odmiany łupków serycytowych i chlorytowych syngenetycznych z sedymentacją węglanów. Do drugiej grupy możemy zaliczyć skały młodsze od osadu węglanowego, związane z intruzjami młodopaleozoicznymi, m. in. żyły porfirowe. W górze Połom obserwuje się taką żyłę porfirową w postaci dajki, przebiegającą od najwyższych po najniższe poziomy eksploatacyjne (R. Rabajczyk 1958).

Marmury wojcieszowskie są bardzo czyste (tab. 1). Zawartość $CaCO_3$ przekracza niejednokrotnie 97%. Pewne partie marmurów noszą ślady sylifikacji (do 20% krzemionki — tab. 1). Spotyka się tu powszechnie partie zdolomityzowane oraz dolomity krystaliczne. E. Zimmermann

http://rcin.org.pl



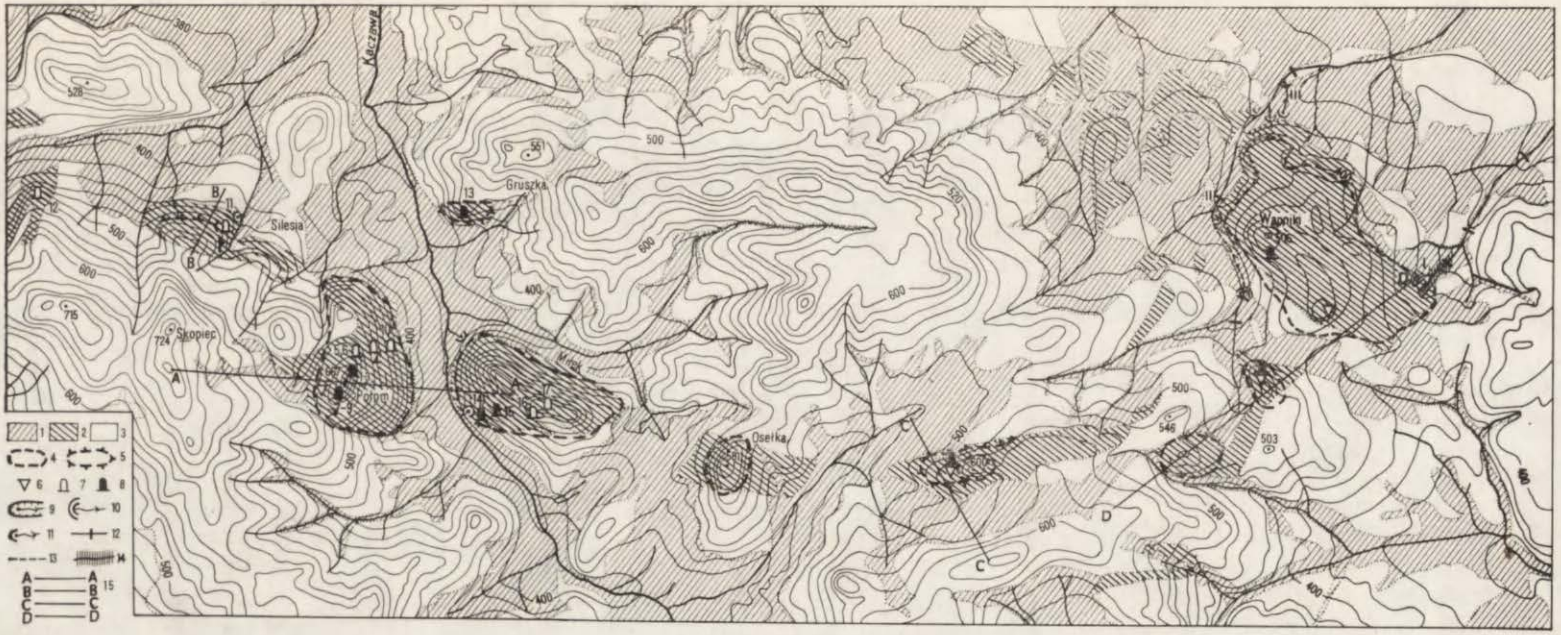
Ryc. 1. Lokalizacja obszarów krasowych i pseudokrasowych w Sudetach polskich

1 — obszary krasowe: *I* — Góry Kaczawskie, *II* — Pogórze Kaczawskie, *III* — Krowiarki, *IV* — masyw Śnieżnika Kłodzkiego; *2* — obszary pseudokrasowe: *V* — Pogórze Kaczawskie, *VI* — Zawory (Kotlina Kamiennogórska), *VII* — Góry Stołowe; *3* — kopuły krasowe; *4* — półki krasowe; *5* — jaskinie istniejące do 1975 r.; *6* — jaskinie zniszczone (cyfry oznaczają numer jaskini zgodny z tab. 11 i ryc. 2, 25, 26 i 28)

Location of karst and pseudokarst areas in the Polish Sudetes

1 — karst areas: *I* — Kaczawa Mts., *II* — Kaczawa Hills, *III* — Krowiarki, *IV* — Śnieżnik Kłodzki massif; *2* — pseudokarst areas: *V* — Kaczawa Hills, *VI* — Zawory (Kamienna Góra Basin), *VII* — Stołowe Mts.; *3* — karst domes; *4* — karst ledges; *5* — caves existed to 1975 year; *6* — destroyed caves (numbers indicate the number of cave agree with the tab. 11 and figs. 2, 25, 26, 28)

http://rcin.org.pl



Ryc. 2. Zjawiska krasowe w Górach Kaczawskich

1 — luźne osady czwartorzędowe; *2* — marmury i dolomity; *3* — skały metamorficzne niekrasowe; makroformy: *4* — kopuły (wzgórza) krasowe, *5* — półki krasowe; mezoformy: *6* — leje krasowe, *7* — jaskinie istniejące do 1975 r., *8* — jaskinie zniszczone (numeracja zgodna z tab. 11), *9* — dolinka wywierzyskowa typu „zagatna"; hydrografia krasowa: *10* — ponor, *11* — wywierzysko (I, II, III — systemy wywierzyskowe wzgórza krasowego Wapniki), *12* — zastawki hydrometryczne, *13* — ciek okresowy, trawertyny; *15* — profile morfologiczne (lokalizacja na ryc. 3, 4, i 17)

Karst phenomena in the Kaczawa Mts.

1 — loose Quaternary deposits; *2* — marbles and dolomites; *3* — non-karsted metamorphic rocks; macroforms: *4* — karst domes, *5* — karst ledges; mezoforms: *6* — swallow-hole ponors, *7* — caves existed to 1975 year, *8* — destroyed caves (numeration agree with tab. 11), *9* — small karst--spring valleys „zagatna" type; karst hydrography: *10* — ponor, *11* — karst-spring (I, II, III — karst-spring systems of karst hill Wapniki), *12* — sluice gates for flow measurements, *13* — periodical stream, *14* — travertines; *15* — morphological profiles (location on fig. 3, 4, 17)

http://rcin.org.pl

Tabela 1. Skład chemiczny skał węglanowych w Sudetach (w % wagowych)
Chemical composition (in weight—%) of carbonate rocks in the Sudetes

Lp*	Lokalizacja	CaO	MgO	SiO_2	SO_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	R_2O_3**	P_2O_5	CO_2+H_2O	Suma
	GÓRY KACZAWSKIE										
	Połom										
1	stok NW — 635 m npm.	53,88	0,63	1,65				0,64		43,35	100,15
2	E — 480 m	46,37	1,00	13,76				1,37		37,82	100,32
3	E — 438 m	45,71	1,19								
4	SE — 465 m	52,43	0,66	3,67				1,008		42,00	99,77
5	NE — 510 m	53,35	1,73	0,55	0,32	0,12	0,24			44,31	100,62
6	wiercenie nr 2 — 624 m										
	głębokość 7 m	49,06	0,52	9,37	0,32	0,64	1,39			39,22	100,52
7	32 m	36,33	12,42	6,77	0,33	0,80	0,55			43,09	100,29
8	47 m	51,87	2,55	0,84	śl.	0,24	0,52			43,82	99,84
9	52 m	53,75	0,59	1,79	śl.	0,24	0,51			43,17	100,05
10	58 m	52,42	2,06	1,10	śl.	0,24	0,53			43,91	100,26
11	80 m	53,31	0,90	2,68	śl.	0,28	0,63			42,68	100,48
12	85 m	45,60	2,94	9,29	śl.	0,80	2,18			39,72	100,53
13	wiercenie nr 1—646 m										
	głębokość 10 m	41,28	1,38	20,07	śl.	1,20	1,76			34,20	99,89
	Silesia										
14	kam. Dolomity — 470 m	51,40	1,99	3,98	brak	0,89	0,32			42,16	100,74
15	— 460 m	37,19	15,19	0,28	0,18	0,40	0,59			46,49	100,32
16	kam. Silesia — 520 m	51,92	1,99	1,78		0,59	0,63			43,41	100,32
17	— 540 m	31,42	18,54	1,39		1,89	0,89			45,74	99,87
	Miłek										
18	stok SW — 460 m	54,9	0,5	0,9				0,4		43,1	98,0
19	SW — 430 m	51,10	1,40	5,40						40,05	97,95
20	SW — 430 m	32,0	16,6	6,1				2,5		43,0	100,1

http://rcin.org.pl

	POGÓRZE KACZAWSKIE						TiO_2			
21	kam. Radłówka	54,9	0,23	1,0		0,7	0,1	0,2	0,1	43,4	
	KROWIARKI										
22	Góra Łagodna — 458 m	32,88	19,51	0,39				0,58		46,63	99,99
23	Żelazne Góry — 586 m	53,20	0,90							42,80	96,90
24	Góra Słupiec — 531 m	43,10	7,64							41,00	91,74
25	Góra Wapniarka — 518 m	46,42	7,60	1,02				0,95		44,06	100,05
26	kam. Rogóżka	32,79	16,10	5,61		1,20	2,10			42,49	100,29
27	jaskinia w Rogóżce	54,61	0,65	0,96		0,7	0,31			43,49	100,09
	GÓRY ZŁOTE				Na_2O+K_2O						
28	Jaskinia Radochowska	47,47	5,09	3,75	0,36	0,63	0,43		0,060	42,23	100,04
	MASYW ŚNIEŻNIKA KŁODZKIEGO										
	Góra Krzyżnik										
29	marmur biały	54,5	0,4		1,2					43,9	100,0
30	marmur szaroróżowy	50,4			8,2		1,5			39,9	100,0
31	kam. Kletno II	39,1	11,2	2,1				1,0		46,6	100,0

* Analizy 1-20, 26, 27, 31 wykonało Laboratorium Zakładów Przemysłu Wapienniczego w Wojcieszowie, analiza 21 wg J. Milewicza, 29, 30 wg Z. Pentlakowej i T. J. Wojny 22-25 wg J. Kuźniara, 28 wg K. Uteschera.

** Zawartość metali.

http://rcin.org.pl

i G. Berg (1941) wyróżnili dwie odmiany dolomitów. Starsze, uławicone, powstały w okresie pierwotnej dolomityzacji. Młodsze szczelinowe, noszą charakter hydrotermalny.

Najczystsze marmury obserwuje się w zachodniej części siodła Chrośnica—Bolków (kamieniołomy w Połomie, Miłku i Silesii). Natomiast w partii wschodniej przeważa marmur dolomityczny i dolomit krystaliczny.

We wschodniej części Gór Kaczawskich wychodnie wapieni krystalicznych zostały przykryte osadami plejstoceńskimi. W okolicy wsi Lipa ponad osadami fluwioglacjalnymi sterczą pojedyncze kulminacje płatów węglanowych.

MAKROFORMY KRASOWE

WZGÓRZE POŁOM JAKO PRZYKŁAD KOPUŁY KRASOWEJ

Wzgórze Połom (667,4 m npm.) leży w zachodnim skrzydle Gór Kaczawskich, po wschodniej stronie głównego grzbietu (ryc. 2). Od strony wschodniej opada stromym stokiem do doliny Kaczawy, od zachodu graniczy z rozległą powierzchnią zrównania położoną na wysokości 560—600 m npm. Połom wykształcony jest w formie rozciągniętej kopuły o stromych stokach wklęsło-wypukłych. Kopuła ta wznosi się około 300 m nad dnem doliny Kaczawy i ponad 100 m nad powierzchnią zrównania (ryc. 3). Połom budują wapienie wojcieszowskie, osiągające tu miąższość 500 m. Upady warstw strome w kierunku NE.

Wzgórze Połom jest silnie skrasowiałe. Występują tu zarówno jaskinie i szerokie szczeliny, jak i formy krasu powierzchniowego (lejki, żłobki itp.). Stwierdzono uporządkowanie form krasowych, które wyraża się ścisłym powiązaniem większych form powierzchniowych z jaskiniami oraz przyporządkowanie tych zjawisk trzem horyzontom jaskiń, korespondujących z powierzchniami zrównań.

Najwyższy horyzont jaskiń jest położony na wysokości ponad 620 m npm., środkowy związany jest z powierzchniami zrównań 570 m, a najniższy, widoczny fragmentarycznie, potwierdzony wierceniami, występuje na wysokości około 440 m npm. (poziomy 5 i 6 w Łomach Królewskich). Najlepiej jest rozwinięty poziom środkowy, który przecina wzgórze Połom z zachodu na wschód i znajduje ujście na lewym zboczu doliny Kaczawy. Na podstawie zachowanych osadów w jaskiniach określono wiek tych poziomów na górną kredę, starszy paleogen, młodszy paleogen i neogen [1].

Na rycinie 3 przedstawiono etapy kształtowania się izolowanej kopuły krasowej Połomu w powiązaniu z powierzchniami zrównań wschodniego stoku głównego grzbietu Gór Kaczawskich.

Ślady najwyższego poziomu zrównań w Górach Kaczawskich zacho-

[1] W dalszych rozdziałach niniejszej pracy przedstawiona jest interpretacja genetyczna i wiekowa osadów krasowych Połomu.

http://rcin.org.pl

wały się na głównym grzbiecie na wysokości około 700 m npm. Jest to według A. Jahna (1953) fragment najstarszej, posenońskiej „morfologii I". Powierzchnia ta była nachylona w kierunku zachodnim. Ponad nią sterczały wyniosłości zbudowane ze skał o większej odporności na procesy denudacyjne. Jedną z nich była szczytowa część Połomu (ponad 50 m wysokości względnej). Wskazuje na to najwyższy horyzont jaskiń, z zachowanymi osadami neogeńskimi.

Następny etap rozwoju, prowadzący do powstania reliefu w ramach „morfologii II", spowodował usunięcie zwietrzelin staropaleogeńskich nie tylko na powierzchni, ale również z najwyższego horyzontu jaskiń w Połomie. Tylko niewielka ich część pozostała na złożu pierwotnym. W kopule Połomu powstały kominy i strome szczeliny związane ze stale obniżającą się bazą denudacyjną. W młodopaleogeńskiej „morfologii II" Połom stanowił duże wzgórze krasowe o stokach wypukłych, silnie nachylonych. Wysokość kopuły ponad powierzchnią zrównania przekraczała 100 m. U podnóża występowały liczne otwory dużych jaskiń, w których ginęły strumienie spływające z Gór Kaczawskich. Istniały tu również głębokie leje (do 10 m) oraz liczne mikroformy powierzchniowe (m. in. żłobki).

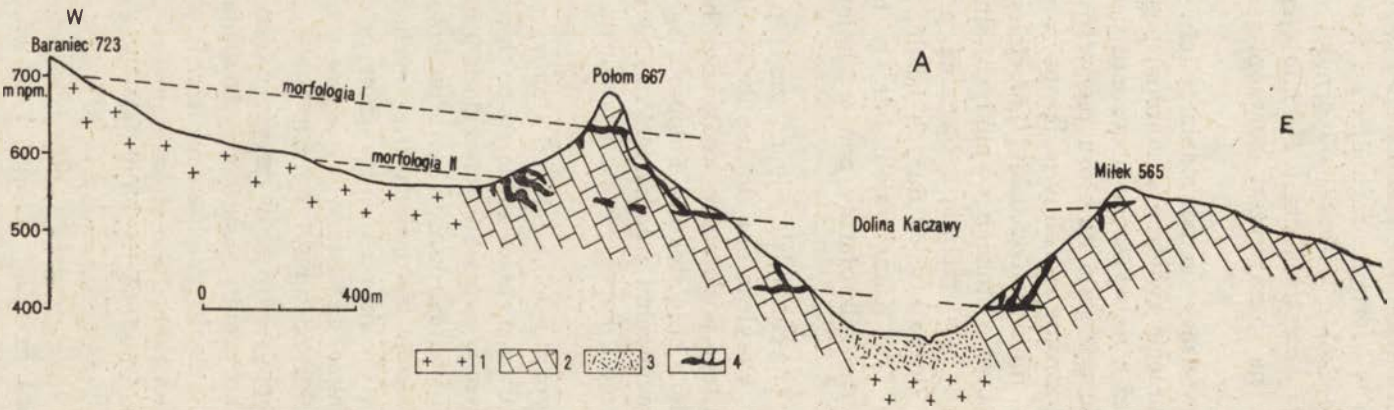
Rozwój rzeźby w młodszym trzeciorzędzie nie zniszczył powierzchni zrównania na zachód od Połomu. Przylega ona do kopuły Połomu świadcząc o bezpośrednim powiązaniu tego poziomu ze środkowym horyzontem jaskiń. Natomiast pozostałe powierzchnie stokowe Połomu uległy przedłużeniu do den dolinnych czy powierzchni młodotrzeciorzędowych. Skutkiem tego pod koniec trzeciorzędu kopuła Połomu osiągała wysokość względną ponad 250 m.

W czwartorzędzie uległy zasypaniu dolne odcinki stoków, co zmieniło ich pierwotne nachylenie i kształt z wypukłego na wypukłowklęsły. Pogłębienie den dolinnych zwiększyło wysokość Połomu do 300 m.

Przy analizie etapów rozwoju wzgórza krasowego typu Połomu należy zwrócić uwagę na zachowanie osadów w formach krasowych. Stwierdzono, że w przypadku gdy horyzont jaskiń i z nim związane próżnie poziome oraz formy krasu powierzchniowego zostaną wyłączone z obiegu wód krasowych i zawieszone na stoku następuje uprzednie usunięcie większości osadów. Fakt ten miał miejsce w najwyższym poziomie skrasowienia. Natomiast zachowanie horyzontu jaskiń z odpowiadającą jemu powierzchnią, powoduje pozostawienie osadów na złożu pierwotnym (środkowy poziom skrasowienia na zachodnim stoku Połomu). Osady krasowe pozostały na miejscu mimo dalszego rozwoju Połomu w młodszym trzeciorzędzie.

W Górach Kaczawskich jest kilka wzgórz podobnych genetycznie do Połomu. Są to m. in. Miłek (594 m npm.), Osełka (581 m), Wapienna (600 m), Wapniki (506 m). Większość z nich jest tworem młodopaleogeńskiej „morfologii II".

http://rcin.org.pl



Ryc. 3. Wzgórze krasowe Połom w Górach Kaczawskich

A — etapy rozwoju (profil *A—A* na ryc. 2): *1* — łupki krystaliczne, *2* — marmury wojcieszowskie, *3* — aluwia i osady glacjalne doliny Kaczawy; *4* — jaskinie; *B* — formy krasowe na wzgórzu Połom: *1* — jaskinie istniejące do 1975 r., *2* — jaskinie częściowo zniszczone, *3* — jaskinie zniszczone (numeracja jaskiń zgodna z tab. 11), *4* — leje krasowe, *5* — kluczowe profile osadów trzecio- i czwartorzędowych, *6* — brekcje trzeciorzędowe, *7* — nagromadzenie glin krasowych terra rossa, *8* — stanowiska paleontologiczne, *9* — stanowiska archeologiczne, *10* — strefy skrasowienia

Karst hill Połom in the Kaczawa Mts.

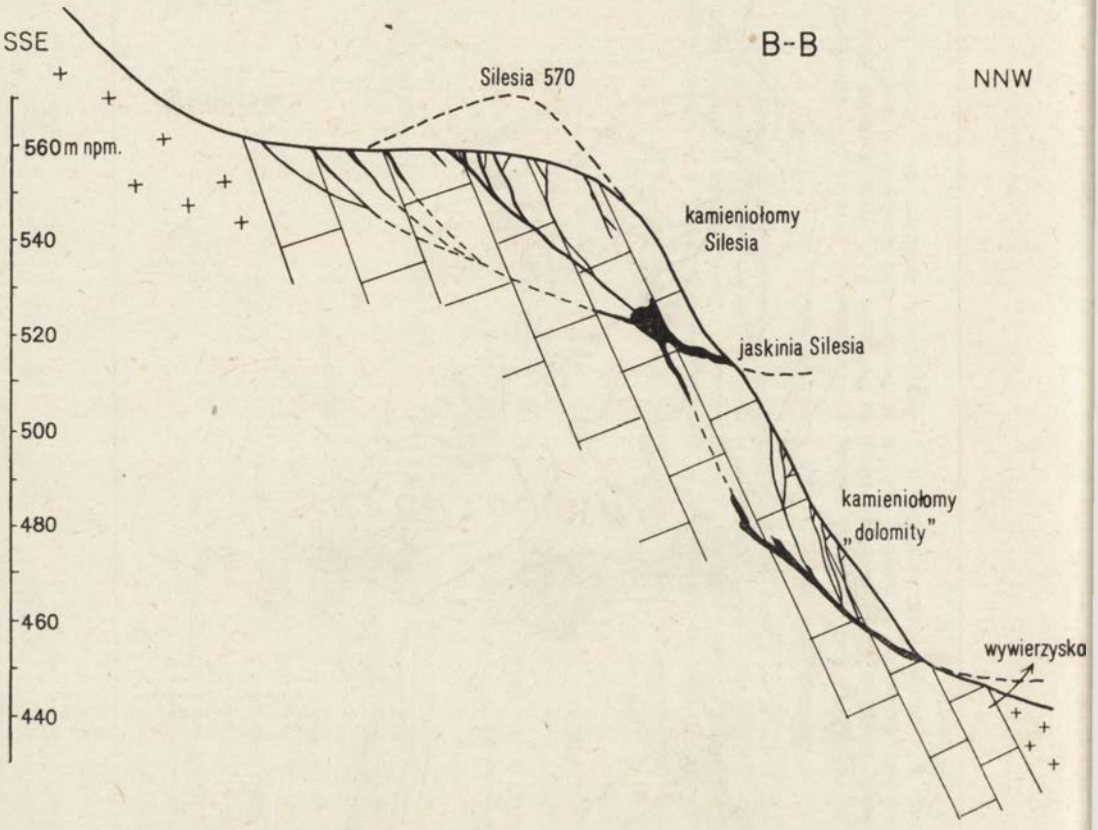
A — stages of development (profile *A—A* on the fig. 2): *1* — crystalline schists, *2* — Wojcieszów marbles, *3* — alluvia and glacial deposits in the Kaczawa valley, *4* — caves; *B* — karst forms on the Połom hill: *1* — caves existed to 1975 year, *2* — caves partially destroyed, *3* — destroyed caves (numeration agree with tab. 11), *4* — swallow-hole ponors, *5* — junction profiles of Tertiary and Quaternary deposits, *6* — Tertiary breccia, *7* — terra rossa karst clay, *8* — paleontologic localities, *9* — archaeologic localities, *10* — karstic zones

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl

KRASOWA PÓŁKA STRUKTURALNA NA PÓŁNOCNYCH STOKACH SKOPCA

Północny stok Skopca, najwyższego wzniesienia Gór Kaczawskich (724 m npm.), budują łupki krystaliczne. W dolnej części tego stoku na wysokości 440—560 m npm. występuje niewielka wkładka marmurów i dolomitów (ryc. 4). Skały węglanowe zapadają bardzo stromo (ok. 70°) ku NE.



Ryc. 4. Profil geologiczny półki krasowej na północnych stokach Skopca w Górach Kaczawskich (profil *B—B* — na ryc. 2)

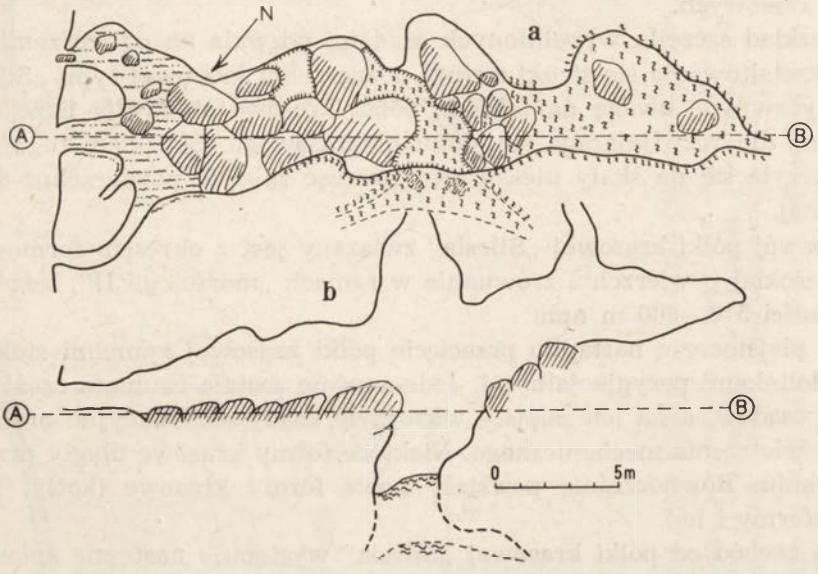
Geological profile of karst ledge in northern Skopiec slope in Kaczawa Mts. (for profil *B—B* the location is shown in fig. 2)

Na skałach niekrasowych stok jest bardzo stromy i osiąga do 30° nachylenia. Natomiast na wychodniach skał węglanowych założone jest spłaszczenie podkreślone niewielkim wzniesieniem Silesia (570 m npm.). Opisywana wkładka marmurów i dolomitów rozcięta jest kamieniołomami, co pozwoliło na rekonstrukcję podziemnej sieci szczelin krasowych i jaskiń oraz powiązanych z nimi form krasu powierzchniowego.

Powierzchnia półki krasowej pokryta jest licznymi lejami, których

http://rcin.org.pl

głębokość osiąga 4 m. Lokalizacja tych form przypada na linię kontaktu węglanów z łupkiem krystalicznym oraz na spękania międzywarstwowe (WWS—EEN/80°NNW). Leje krasowe są otwarte i kontaktują z siecią szczelin krasowych i jaskiń położonych w dwóch horyzontach. Górny jest reprezentowany przez jaskinię Silesia (27-metrowej długości korytarz poziomy kontaktujący się kominami i studniami z powierzchnią oraz poziomem dolnym — ryc. 5). Horyzont ten leży na wysokości około 560 m npm., 50 m pod powierzchnią półki krasowej. Dolny horyzont jest oparty na szerokiej powierzchni podstokowej położonej na wysokości poniżej 450 m npm.



Ryc. 5. Jaskinia Silesia w Górach Kaczawskich
a — rzut poziomy; *b* — profil podłużny *A—B*

Silesia Cave in the Kaczawa Mts.
a — top view; *b* — longitudinal profile *A—B*

U podnóża stoku krasowego, 10 m poniżej wylotu dolnego horyzontu skrasowienia, występują wywierzyska, których wydajność w jesieni 1962 r. wynosiła około 5 l/s.

Większość form krasowych jest wypełniona osadami. W górnym horyzoncie (jaskinia Silesia) stwierdzono 2-metrowej miąższości pokład glin typu terra rossa wraz z wkładkami nacieków kalcytowych (nie zgłębione), na którym zalegał gruz miejscowy z fragmentami nacieków kalcytowych oraz materiał stokowy. Na niektórych blokach były rozwinięte niewielkie nacieki stalagmitowe. W dolnym horyzoncie skrasowienia występowały trzy typy osadów: konglomerat dolomitu, fyllitu i paleoporfirów (silnie zwietrzałe chemicznie, pokryte drobnym pyłem kwarcowym i łuseczka-

http://rcin.org.pl

mi zielonkawego serycytu). Sporadycznie spotykano ostrokrawędzisty kwarc. Spoiwo tworzy kalcyt zabarwiony związkami żelaza, gliny typu terra rossa wraz z pokładami kalcytu naciekowego, a w szczelinach przypowierzchniowych materiał stokowy.

Na podstawie analogii z kluczowymi profilami osadów w Połomie oraz wynikami analiz petrograficznych można przypuszczać, iż konglomeraty oraz gliny czerwone wraz z naciekami kalcytowymi pochodzą z trzeciorzędu. Gruz wapienny, gliny brunatnoczerwone i brunatne oraz młodsze pokrywy nacieków kalcytowych odnosić należy do czwartorzędu. Geneza konglomeratów nie jest dostatecznie jasna. Prawdopodobnie są to rozmyte osady brekcji neogeńskich, które zalegały w najwyższych szczelinach krasowych.

Rozkład szczelin wypełnionych osadami pozwala na odtworzenie procesu kształtowania się strukturalnej powierzchni krasowej typu „Silesia". Należy zwrócić uwagę na fakt, iż półka krasowa stanowiła bazę denudacyjną dla rozwijającego się stoku niekrasowego. Skutkiem tego półka rozszerzyła się na skały niekrasowe tworząc zalążek powierzchni degradacyjnej.

Rozwój półki krasowej „Silesia" związany jest z okresem formowania się szerokiej powierzchni zrównania w ramach „morfologii II", leżącej na wysokości 570—600 m npm.

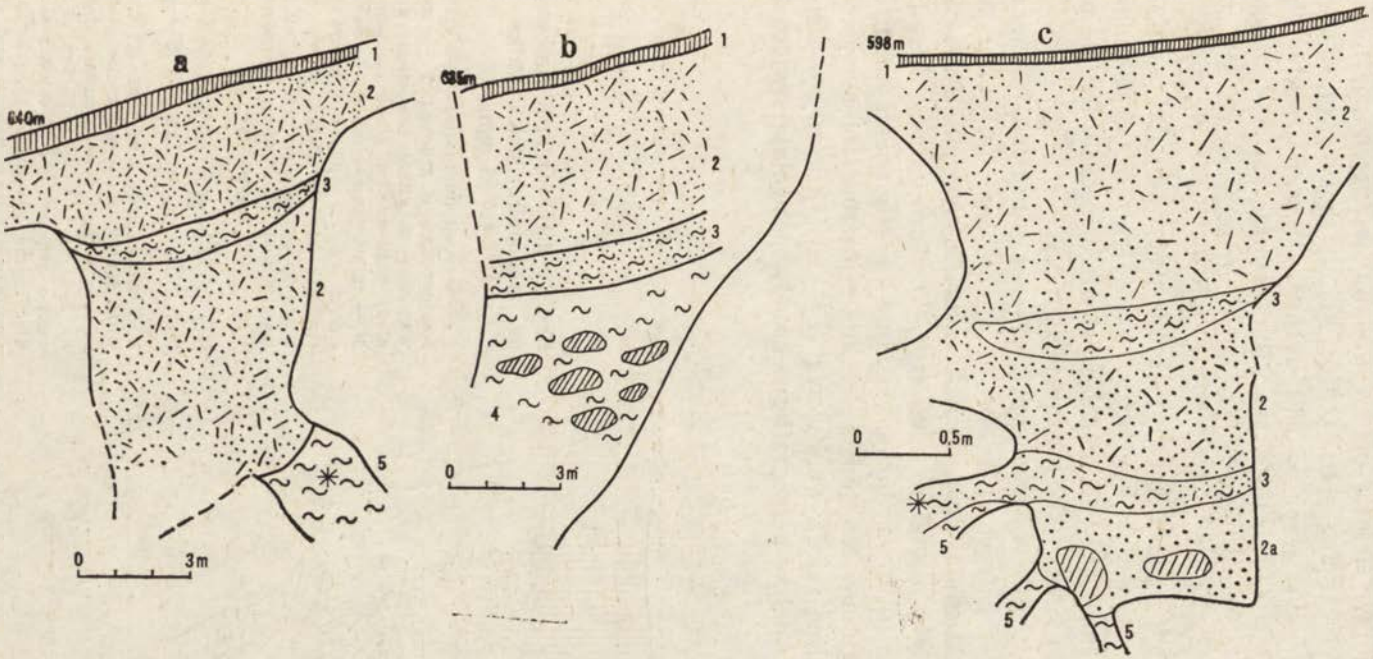
W plejstocenie nastąpiło przecięcie półki krasowej rynnami stokowymi i dolinkami peryglacjalnymi. Jednocześnie została usunięta część starszych osadów, a na ich miejsce wkroczyły osady soliflukcyjne oraz produkty wietrzenia mechanicznego. Niektóre formy krasowe uległy przemodelowaniu. Równocześnie powstały nowe formy krasowe (kotły, rowy, mikroformy i in.).

Na zachód od półki krasowej „Silesia" występuje następne spłaszczenie stokowe założone na marmurach. Stwierdzono tutaj również ślady podziemnego drenażu związanego z okresem kształtowania się tej formy. Fragmentem takiego podziemnego odwodnienia jest jaskinia w Podgórkach (G. Dittrich 1939; K. Kowalski 1954) położona na wysokości około 530 m npm. (ryc. 33).

MEZO- I MIKROFORMY KRASU POWIERZCHNIOWEGO W POŁOMIE I MIŁKU

Na powierzchni dwóch kopuł krasowych Połomu (667 m npm.) i Miłka (594 m npm.) w Górach Kaczawskich pod pokrywą osadów czwartorzędowych występują liczne kopalne formy krasu powierzchniowego. Wiele z nich jest tworem poligenicznym, inne związane są ze specyfiką procesów peryglacjalnych. Najliczniej występują lejki krasowe. Częstą formą są podłużne rowy, szczególnie dobrze wykształcone na stokach Miłka. Spośród licznych mikroform znane są powszechnie żłobki krasowe.

http://rcin.org.pl



Ryc. 6. Profile lejów krasowych na zachodnim stoku Połomu

a — 640 m npm.; *b* — 635 m npm.; *c* — 598 m npm.: *1* — warstwa humusowa; *2* — gruz w glinie pylastej; *2a* — piasek pylasty z blokami wapiennymi; *3* — czerwonobrunatna glina piaszczysta; *4* — glina czerwona z blokami; *5* — glinka czerwona. Gwiazdką oznaczono próby do analiz chemicznych (tab. 3) i granulometrycznych (ryc. 37)

Profiles of karst sinks in western Połom slope

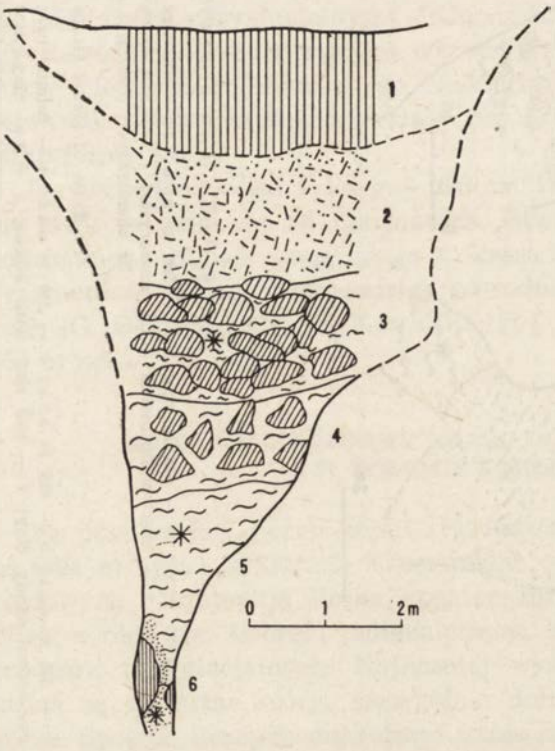
a — 640 m a.s.l.; *b* — 635 m a.s.l.; *c* — 598 m a.s.l.: *1* — humus bed; *2* — debris in silty clay; *2a* — silty sand with calcareour blocks; *3* — red-brown sandy clay; *4* — red clay with blocks; *5* — red clay. Star marks localities where samples for chemical tests (tab. 3) and granulometric examinations (fig. 37) were taken

http://rcin.org.pl

Lokalizacja lejków krasowych związana jest bądź z powierzchniami słabiej nachylonymi, bądź z systemami jaskiń i szczelin krasowych. Najliczniej występują one w Połomie w trzech poziomach: na wysokości 620—640 m npm. — tuż poniżej kopuły szczytowej, w obrębie powierzchni zrównań — około 580 m npm. oraz na wschodnich stokach — na wysokości 440 m npm. Na Miłku grupują się one na półce stokowej poniżej skałek szczytowych (ok. 560 m npm.) oraz na SW stoku na wysokości 420 — 440 m npm.

Na podstawie morfologii i genezy możemy podzielić lejki na dwie grupy. Formy pierwszej grupy kontaktują z niżej leżącymi jaskiniami i szczelinami krasowymi i były od nich bezpośrednio zależne. Drugie posiadają zamknięte dno i rozwijały się samodzielnie.

Najlepsze przykłady lejków krasowych pierwszej grupy znajdujemy na zachodnim stoku Połomu (ryc. 6) w obrębie środkowego horyzontu jaskiń (m.in. lej nad Jaskinią Kominową — ryc. 12) oraz na SW stoku Miłka na wysokości około 440 m npm. (ryc. 7). Formy te są kształtu owalnego (średnica do 10 m), wydłużone zgodnie z nachyleniem stoku lub predyspozycją litologiczną. Na głębokości kilku metrów lej się zwęża i przechodzi w szczelinę międzywarstwową czy kanał krasowy o szerokości od 0,5 do 1 m. Analizy petrograficzne osadów pozwalają stwierdzić,



Ryc. 7. Przekrój leja krasowego na zachodnim stoku Miłka — 420 m npm.

1 — warstwa humusowa; *2* — glinka lessopodobna z gruzem; *3* — bloki wapienne w glinie brunatnej; *4* — bloki wapienne w glinie czerwonej; *5* — glina czerwona; *6* — naciek kalcytowy i piasek kalcytowy. Gwiazdkami oznaczono próby pobrane do analiz chemicznych (tab. 3), termicznych (tab. 2) i granulometrycznych (ryc. 37)

Section across karst sink in western Miłek slope, at 420 m a.s.l.

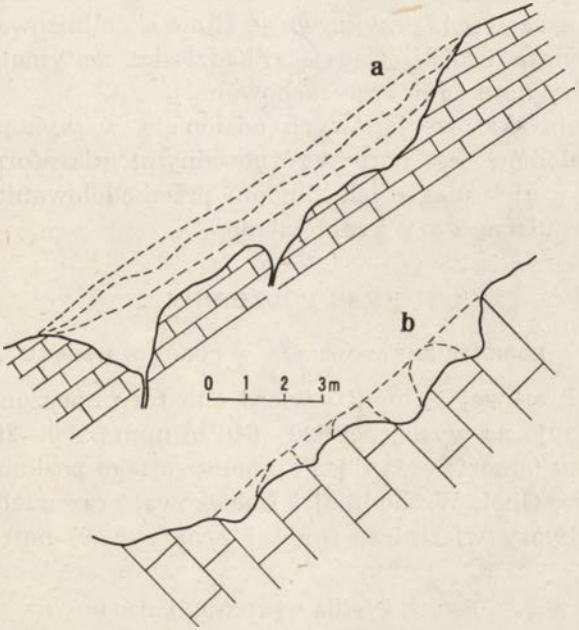
1 — humus bed; *2* — loess-like clay, with debris; *3* — calcareous blocks in brown clay; *4* — calcareous blocks in red clay; *5* — red clay; *6* — calcite drip crust and calcitic sand. Star marks localities where samples for chemical tests (tab. 3) and granulometric examinations (fig. 37) were taken

http://rcin.org.pl

iż w dolnej, zwężonej części lejów występuje najczęściej materiał trzeciorzędowy, podczas gdy w górnej, rozszerzonej — osady plejstoceńskie i holoceńskie. Zatem są to formy trzeciorzędowe, w których część górna uległa przemodelowaniu w plejstocenie. Wiele tych form rozwijało się samodzielnie w plejstocenie nie mając połączenia z niżej leżącymi kanałami podziemnymi.

Druga grupa lejów to formy płytkie kształtu owalnego, o zboczach stromych, często asymetrycznych. Ich średnica osiąga kilka metrów, a głębokość do 1,5 m. Wypełnione są wyłącznie osadami plejstoceńskimi i holoceńskimi. Formy te występują na zboczach i grzbiecie Miłka. Powstały one w warunkach klimatu peryglacjalnego i są aktualnie modelowane.

Rowy krasowe są to wąskie rynny skalne o nierównym dnie, wypełnione gruzem o korozyjnie zaokrąglonych krawędziach. Udział frakcji drobnych jest tu niewielki. Dobrze rozwinięte rowy występują na SW stokach Miłka na wysokości 550—590 m npm. w miejscach silnie nachylonych, do 30°. Osiągają kilkanaście metrów długości, do 2 m szerokości, a głębokość nie przekracza 1,5 m. Często występuje kilka rowów obok siebie. Obserwuje się, iż rowy zanikają na powierzchniach słabo nachylonych, a na ich przedłużeniu zlokalizowane są pojedyncze lejki drugiego typu.



Ryc. 8. Profile rowów krasowych na Miłku
a — konsekwentny; *b* — subsekwentny

Profiles of karst troughs on Miłek dome
a — consequent trough; *b* — subsequent trought

http://rcin.org.pl

W Połomie i Miłku możemy wyróżnić dwa typy rowów krasowych. Pierwsze z nich posiadają założenia konsekwentne. Powstały na stoku, którego nachylenie jest zgodne z upadem warstw (ryc. 8*a*). Formy te mogły się rozwinąć ze żłobków krasowych. Drugi typ rowów powstał przez połączenie szeregu płytkich lejków, które rozwinęły się na kontakcie ze skałą dolomitową czy niekrasową (ryc. 8*b*). Grzędy pomiędzy lejkami zostały zniszczone i w ten sposób powstałe rynny włączyły się do peryglacjalnych procesów stokowych. Proces łączenia się lejków krasowych odbywał się tam, gdzie było odpowiednie nachylenie i intensywny transport soliflukcyjny. W przypadku mniejszego nachylenia stoku następowało indywidualne przeobrażenie starych lejków i powstawanie nowych. O wpływie transportu soliflukcyjnego na powstanie rowów krasowych może świadczyć obecność pokryw gruzowo-gliniastych (do 2 m miąższości) złożonych u wylotu tych rowów.

Warunkiem powstawania i rozwoju płytkich rowów krasowych, kształtowanych zarówno przez procesy wietrzenia mechanicznego jak i chemicznego, było istnienie strefy nieprzepuszczalnej, którą mogła gwarantować zmarzlina plejstoceńska. Powstanie zagłębień i szczelin w dnie rowów może świadczyć o wpływie wód odpływających do szczelin podziemnych, co miało miejsce w czasie wycofywania się zmarzliny.

Na zachodnim stoku Połomu, w strefie kontaktu ze środkową powierzchnią zrównania, znaleziono fragmenty żłobków położone na krawędzi leja krasowego. Przykrywa je silnie skaolinizowana brekcja, zapewne paleogeńska. Żłobki osiągają kilkadziesiąt centymetrów głębokości, a grzędy między nimi są dobrze zachowane.

Powierzchnia skał węglanowych odsłonięta w wykopach i na ścianach kamieniołomów jest pocięta różnorodnymi mikroformami krasowymi. Większość z nich uległa tak silnemu przemodelowaniu, iż zachowały się tylko nieregularne guzy i zagłębienia.

KRAS PODZIEMNY

POZIOMY SKRASOWIENIA W POŁOMIE I MIŁKU

W kopule krasowej Połomu stwierdzono trzy horyzonty jaskiń. Najwyższy występuje na wysokości 620—640 m npm., 260—280 m nad dnem doliny Kaczawy („morfologia I"). Fragmentem tego poziomu są trzy jaskinie: Wschodnia, Obok Wschodniej i Naciekowa, oraz wielka sieć szczelin krasowych. Otwory wiertnicze (nr 1 i 2 na ryc. 9) natrafiły na dalsze

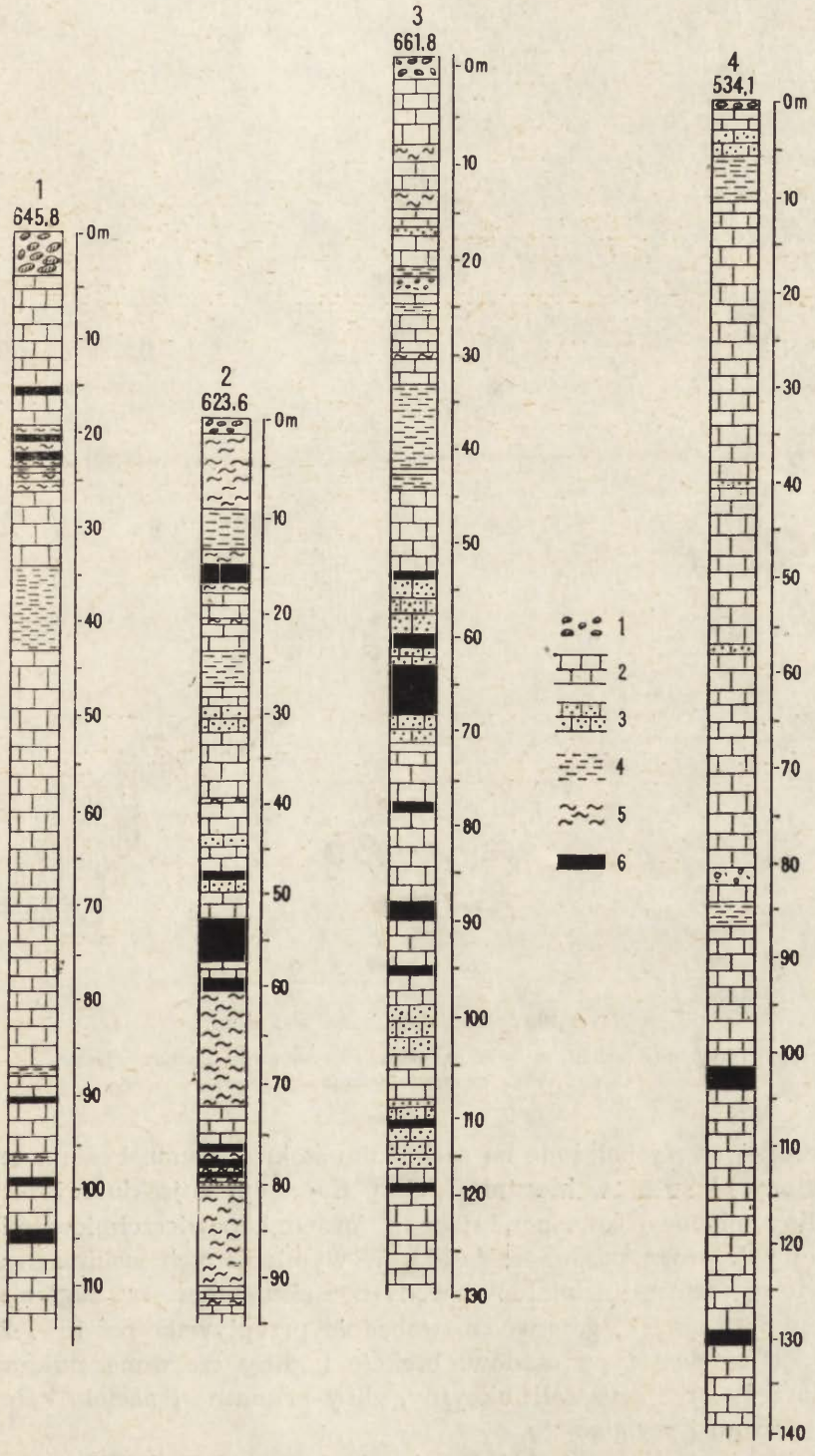
Ryc. 9. Profile wierceń w Połomie

1 — gruz stokowy; *2* — marmury wojcieszowskie; *3* — dolomity; *4* — łupki i porfiry; *5* — gliny; *6* — jaskinie (najczęściej wypełnione osadami)

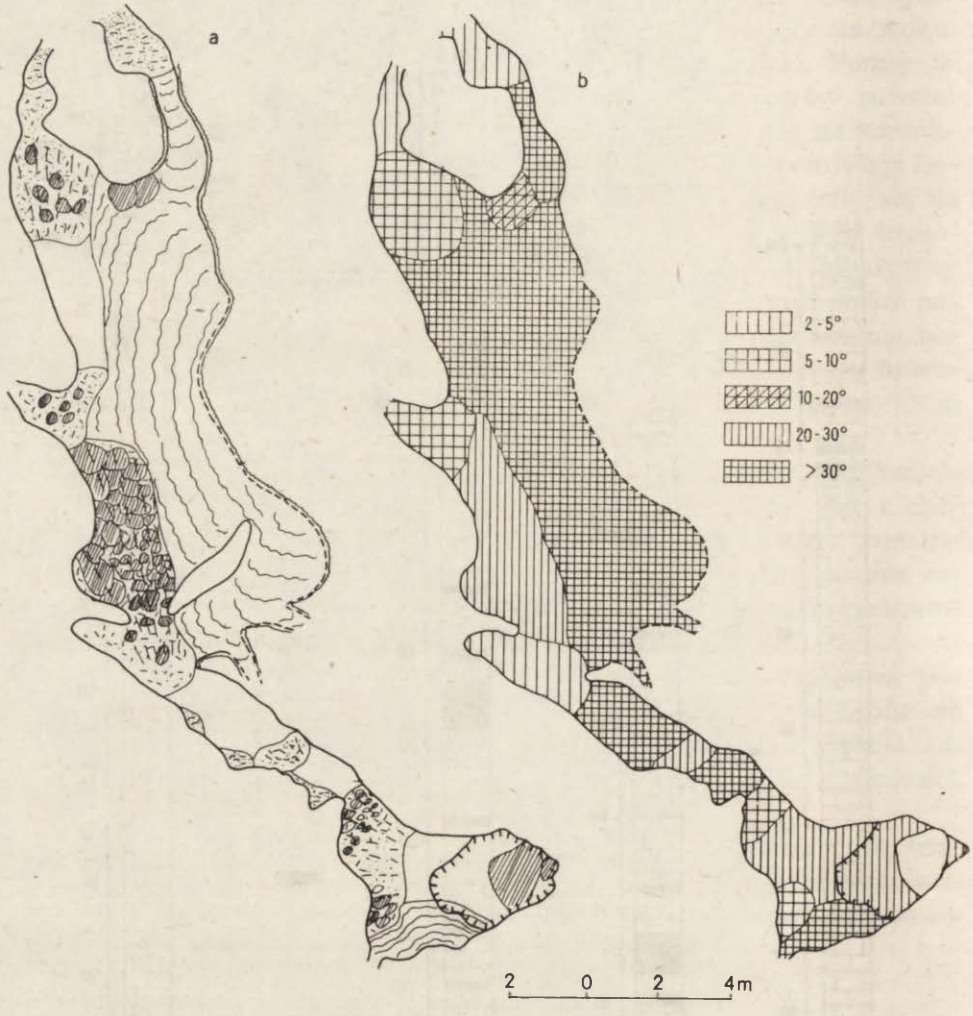
Bore holes profiles in Połom dome

1 — slope debris; *2* — Wojcieszów marbles; *3* — dolomites; *4* — schists and porphyries; *5* — clays; *6* — caves (mostly filled with deposits)

http://rcin.org.pl



http://rcin.org.pl



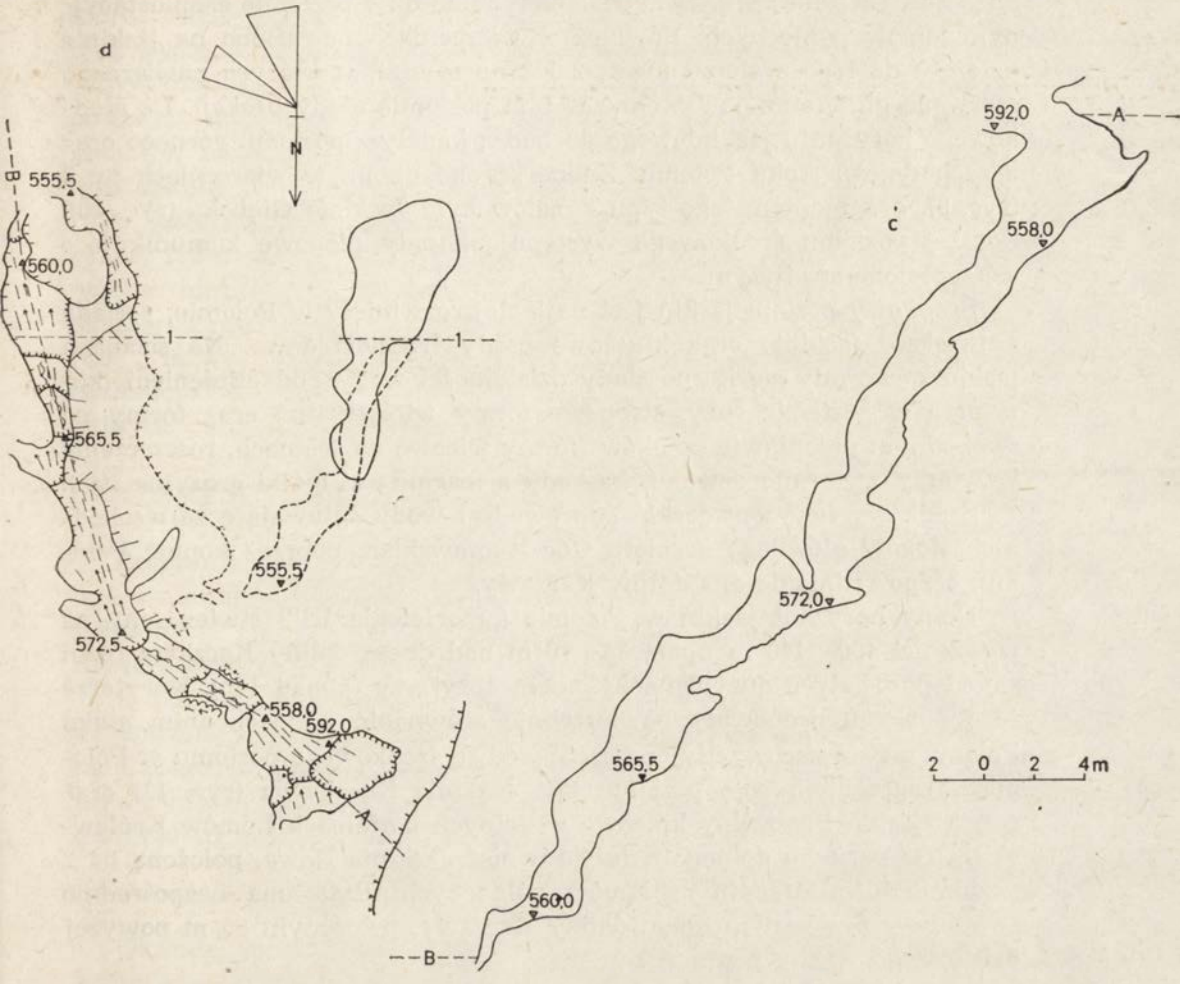
Ryc. 10. Jaskinia Głęboka w Połomie

a — mapa pokryw dna jaskini; *b* — mapa spadków; *c* — profil podłużny jaskini, *d* — mapa geomorfologiczna

jaskinie tej strefy położone na zachodnim stoku Połomu. Poziom ten jest nachylony około 8° w kierunku doliny Kaczawy. Z jaskiniami łączą się szczeliny pionowe korespondujące z formami powierzchniowymi oraz z niżej położonym poziomem jaskiń. W wymienionych jaskiniach ściany pokryte są formami działalności wody pod ciśnieniem oraz zagłębieniami wirowymi z okresu, gdy woda swobodnie przepływała po dnie. Zachowały się tu dwa typy osadów: brekcje i gliny czerwone zaliczane do trzeciorzędu oraz gruz soliflukcyjny, gliny brunatne i nacieki kalcytowe z plejstocenu i postglacjału.

Środkowy horyzont jaskiń (nawiązuje do „morfologii II") stwierdzono

http://rcin.org.pl



Głęboka Jaskinia (Deep Cave) in Połom dome

a — map showing cover layers on cave floor; b — map of gradients; c — longitudinal profile of cave; d — geomorphological map

na wysokości 530—590 m npm., 150—210 m nad dnem doliny Kaczawy. Występują tu dwa systemy korytarzy. Pierwszy, długości około 300 m, przecinał południowo-zachodnią część kopuły Połomu (Jaskinia Południowa i Wysoka oraz fragmenty zniszczonych jaskiń i duża ilość szczelin krasowych odsłoniętych w Łomach Królewskich). Drugi system jaskiniowy przebijał poprzecznie kopułę Połomu. Jego długość w linii prostej wynosiła około 600 m. Części wylotowe tych jaskiń znaleziono na wschodnim stoku Połomu na wysokości 530 m. npm., na 6 poziomie eksploatacyjnym łomów północnych oraz w łomach Winnickiego. W poziomie środkowym znane są następujące jaskinie: Północna Duża, Północna Mała oraz

http://rcin.org.pl

duża ilość szczelin krasowych odsłoniętych na 6 i 7 poziomie eksploatacyjnym łomów północnych. Również w wierceniach natrafiono na jaskinie należące do tego systemu (nr 1, 2 i 3 na ryc. 9), w których nawiercono czerwoną glinę oraz powszechne w tym poziomie osady brekcji. Do środkowego horyzontu jaskiniowego dochodzą kanały z poziomu górnego oraz z zachodniego stoku Połomu. Znane są one m. in. w wierceniach nr 3 (ryc. 9). Fragmentem tego typu kanałów była Jaskinia Głęboka (ryc. 10). Poniżej poziomu środkowego występują kanały pionowe komunikujące się z poziomem niższym.

Środkowy poziom jaskiń jest najlepiej rozwinięty w Połomie, posiada największe jaskinie oraz kluczowe osady trzeciorzędowe. Na ścianach jaskiń zachowały się liczne ślady działalności wody pod ciśnieniem (korytarze w kształcie rury, stropowe formy wirowe itp.) oraz formy po swobodnym przepływie potoków (formy wirowe na ścianach, rozszerzenia korytarzy w formie dzwonu, kaskady z marmitami, półki erozyjne itp.).

Środkowy horyzont jaskiń odprowadzał wody spływające ze wschodnich stoków głównego grzbietu Gór Kaczawskich, poprzez kopułę Połomu, bezpośrednio do dna doliny Kaczawy.

Dolny horyzont jaskiń w Połomie („morfologia III") stwierdzony na wysokości 400—440 m npm., 30—70 m nad dnem doliny Kaczawy różni się od pozostałych dużym nachyleniem korytarzy (ponad 14°). Korytarze tego poziomu drenowały powierzchnię zrównania na zachodnim stoku Połomu oraz przechwyciły one część wód ze środkowego poziomu w Połomie. Fragmentem tego poziomu jest Jaskinia Kominowa (ryc. 12) oraz resztki jaskiń i szczeliny krasowe w dolnych poziomach Łomów Królewskich. Do poziomu dolnego należy również Jaskinia Nowa, położona na 2 poziomie eksploatacyjnym łomów północnych. Była ona bezpośrednio związana z ówczesnym dnem doliny Kaczawy, położonym 85 m powyżej dzisiejszego.

W jaskiniach dolnego poziomu przeważają korytarze w kształcie rury lub kilku przeciętych rur leżących nad sobą. Liczne są formy po swobodnie przepływającym potoku. Wśród osadów natrafiono, poza rozmytymi pokrywami trzeciorzędowymi, również na osady fluwioglacjalne zlodowacenia kontynentalnego.

Współczesne wywierzyska bijące spod kopuły Połomu wskazują, iż rozwija się tu zespół szczelin holoceńskich. Są one zlokalizowane w dwóch strefach. Największa występuje w dnie doliny Kaczawy na wysokości około 370 m npm. oraz na północnych stokach na wysokości około 400 m npm. Druga strefa wywierzysk o mniejszych wydajnościach leży na południowo-zachodnim stoku na wysokości około 500 m i na zachodnim stoku na wysokości 540 m npm.

W Miłku znane są dwie poziome strefy skrasowienia na stokach zachodnich i południowo-zachodnich. Główna, położona na wysokości 540—590 m npm., reprezentowana jest przez szczeliny krasowe i tunele. Nie-

http://rcin.org.pl

które tunele przebijają na wylot skałki szczytowe Miłka. W kanałach tych występują wyłącznie młode osady gruzowo-gliniaste oraz gliny czerwonobrunatne. Dolna strefa skrasowienia na wysokości 400—430 m npm. posiadała dobrze rozwinięte jaskinie, do których nawiązywały kominy pionowe, korespondujące prawdopodobnie ze strefą górną. W poziomie tym została odkryta przez mineraloga Milcha (L. Zotz 1939) trzykomorowa jaskinia. Końcowa komora zachowała się do 1958 r. (M. Pulina 1959b, 1964). Posiadała ona wysokość 5 m i podobną średnicę. Występowały w niej duże ilości czerwonej gliny typu terra rossa oraz fragmenty okazałych nacieków kalcytowych. Komora kończyła się kominem o średnicy 2 m wypełnionym czerwoną gliną. Przedłużenie tego komina zostało odsłonięte w latach sześćdziesiątych w wyższych poziomach eksploatacyjnych kamieniołomu w Miłku. Znaleziono w nim, obok gliny czerwonej, konkrecje kalcytowe oraz obtoczone fragmenty zbudowane z osadów piaszczystych i brekcji (chemicznie rozłożone fyllity, paleoporfiry i wapienie tkwiące w spoiwie węglanowym [2]).

Rozszerzenie eksploatacji marmurów w kamieniołomie w Miłku w latach siedemdziesiątych odsłoniło dwa dalsze systemy kominów krasowych położonych na południowy wschód od jaskini opisanej przez Milcha. Stwierdzono w nim analogiczne osady.

U podnóża Miłka biją źródła krasowe, z których największe są zlokalizowane w dnie doliny Kaczawy (ok. 360 m npm.) na terenie parku należącego do byłej stacji badawczej PAN w Wojcieszowie. Mniejsze wypływy znane są na południe od kamieniołomu na zachodnim stoku Miłka (ok. 420 m npm.) oraz na stoku wschodnim na wysokości 440 m npm.

KLASYFIKACJA NACIEKÓW KALCYTOWYCH W JASKINIACH POŁOMU

Okazałe nacieki kalcytowe jaskiń Połomu możemy podzielić na trzy grupy biorąc za kryterium podziału wiek i genezę.

Najstarsze pokrywy kalcytowe odnosimy do trzeciorzędu. Wiek ich został określony faunistycznie na górny pliocen (A. Langenhan 1904; F. Heller 1937). Są to osady kalcytowe składane w potokach przepływających przez jaskinię oraz typowe formy stagnalitowe, powstałe przez odparowanie wody. Do pierwszych zaliczamy charakterystyczne dla środkowego poziomu jaskiń płyty kalcytowe zalegające bądź bezpośrednio na litym dnie, bądź na brekcji (ryc. 11). Miąższość tych płyt osiąga kilka metrów. Są one najczęściej dwudzielne. Dolne występują w postaci typowych płyt zbudowanych z dużych kryształów kalcytu osiągających do 10 cm długości. Dłuższa oś tych kryształów jest zorientowana prostopadle do „ławic" kalcytowych. Górne to typowe pokrywy stalagmitowe z wachlarzowatym układem kryształów kalcytu w stalagmitach. Stwierdzono,

[2] Analizy petrograficzne brekcji krasowych, prezentowane w tej pracy, zostały wykonane przez dr. J. Gierwielańca z Politechniki Wrocławskiej.

http://rcin.org.pl

iż w częściach przyotworowych jaskiń zanikają pokrywy stalagmitowe, a na ich miejsce wkraczają tufy trawertynowe.

Płytom kalcytowym odpowiadają nacieki stalaktytowe (najokazalsze w Jaskini Północnej Dużej i Kominowej). Były to różne odmiany stalaktytów i kolumn. Znane egzemplarze osiągają do 1,5 m długości i średnicę 0,5 m.

Drugą i trzecią pokrywę nacieków kalcytowych w jaskiniach Połomu odnieść możemy do plejstocenu i postglacjału. Okazałe fragmenty nacieków interglacjalnych występują w nowo odkrytych korytarzach Jaskini Nowej. Obydwie pokrywy pod względem genetycznym są zbliżone do siebie. Nacieki postglacjalne występują w jaskiniach najwyższego poziomu skrasowienia oraz w tych jaskiniach, które zalegają płytko pod powierzchnią. Maksimum depozycji nacieków należy odnieść do atlantyckiego optimum klimatycznego (datowane osady z Jaskini Naciekowej). Sedymentacja nacieków postępuje do dzisiaj z różnym nasileniem.

Kalcytowe nacieki postglacjalne są jednolite pod względem genetycznym. Powstały one w jaskini na skutek parowania wody szczelinowej. Kalsyfikację nacieków opieramy o kryteria zaproponowane przez W. Prinza (1908), a podane w formie podręcznikowej przez J. Kunsky'ego (1956) i F. Trombe'a (1952). Przykładem takiej klasyfikacji jest praca Z. Rotha (1948) z jaskini Domicy.

Spośród stalaktytów najwięcej jest „makaronów" i rurek o długości ponad 50 cm i średnicy do 5 mm (M. Pulina 1957). Ich lokalizacja na stropie związana była z otwartymi szczelinami. Ponadto stwierdzono typowe stalaktyty, stalaktyty „pagodowe" o długości do 1,5 m, draperie, kaskady i skorupy na ścianach. Występowały również formy zdeformowane w postaci różnorodnych wykwitów stalaktytowych. Równie okazałe były nacieki stalagmitowe. Typowe stalagmity osiągały 0,7 m wysokości. Pokrywy naciekowe dna jaskini powstały zarówno z połączenia typowych stalagmitów, jak również skorup kalcytowych i „kamiennego mleka". W misach martwicowych, które powstały z tego typu nacieku, znaleziono pizolity opisane przez W. Barczyka (1956).

KLUCZOWY PROFIL OSADÓW KRASOWYCH W JASKINI POŁUDNIOWEJ I W LEJU NAD JASKINIĄ KOMINOWĄ W POŁOMIE

Opisywane stanowiska występują na zachodnim stoku Połomu (ryc. 2; 11; 12) w obrębie środkowego poziomu jaskiniowego. Profile z Jaskini Południowej były znane przed wojną (L. Zotz 1939; K. Kowalski 1954), lej krasowy został odkryty przez autora w 1957 r.

L. Zotz wykonał w Jaskini Południowej dwa wykopy. Jeden z nich zachował się w dobrym stanie do czasu badań autora. Został on ponownie zbadany, a część namuliska w sąsiedztwie rozkopana. Stratygrafia osadów jest przedstawiona na rycinie 11.

http://rcin.org.pl

Fot. 1. Wzgórze krasowe Połom (667 m npm.)
Widok z głównego grzbietu Gór Kaczawskich. 1961 r.

Połom karst dome (667 m a.s.l.)
Seen from main ridge of the Kaczawa Mts. 1961

Fot. 2. Wzgórze krasowe Połom
widoczne ze strony wschodniej. 1961 r.
Połom karst dome, seen from the east. 1961

http://rcin.org.pl

Fot. 3. Jaskinia Naciekowa w Połomie.
Naciek kaskadowy

Jaskinia Naciekowa (Travertine Cave) in Połom dome. Cascade-type drip deposits

http://rcin.org.pl

Fot. 4. Lejek krasowy na zachodnim stoku Miłka
(ściana najniższego łomu eksploatacyjnego)

Karst sink in western slope of Miłek dome
(in wall of lowest quarry under exploitation)

http://rcin.org.pl

Fot. 5. Wzgórze krasowe Miłek (594 m npm.) w Górach Kaczawskich 1961 r.

Miłek karst dome (594 m a.s.l.) in the Kaczawa Mts. 1961

http://rcin.org.pl

Fot. 6. Jaskinia Naciekowa w Połomie.
Stalaktyt „pagodowy" długości 1,5 m

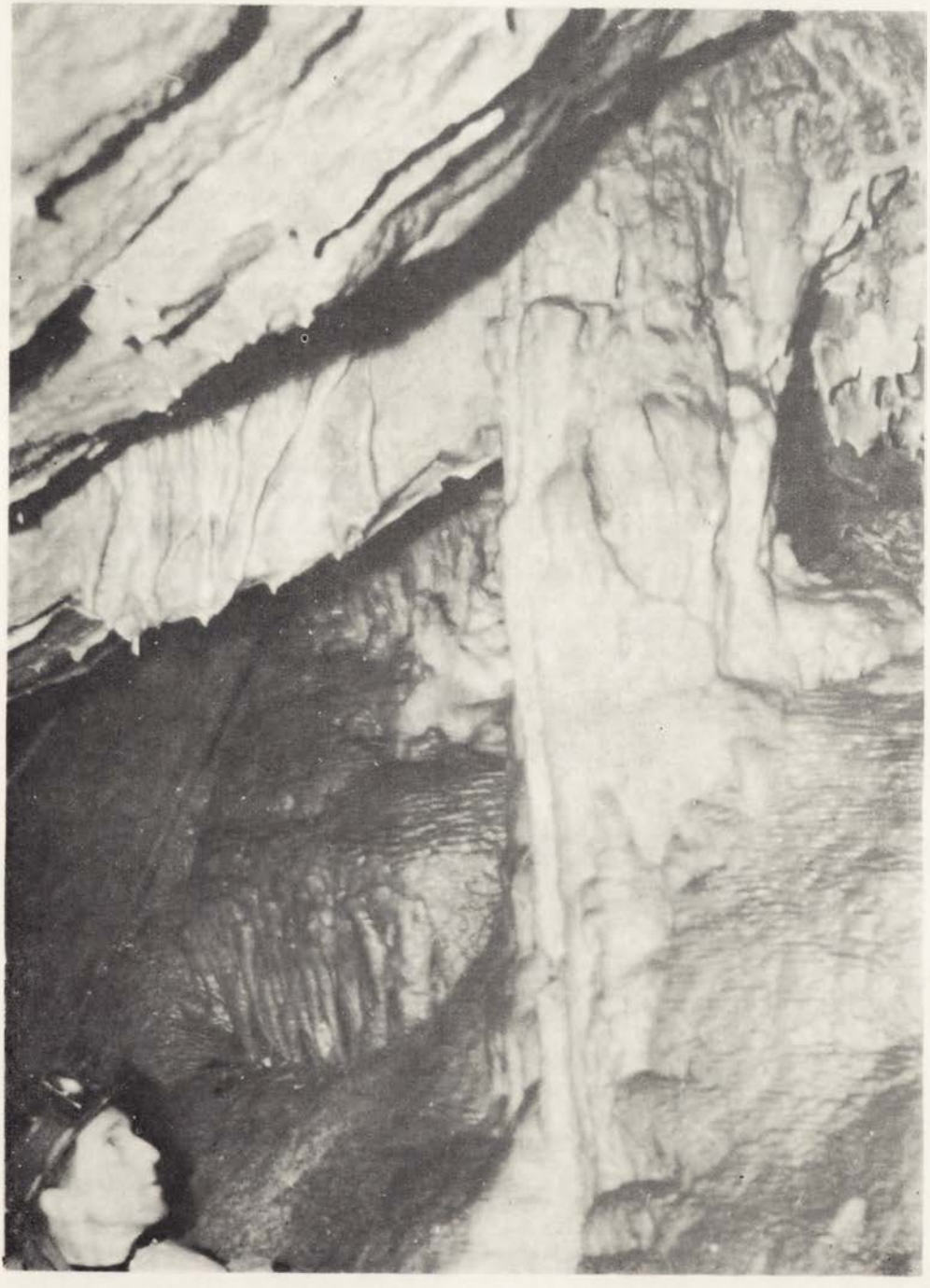
Jaskinia Naciekowa (Travertine Cave) in Połom dome. „Pagoda"-like stalactite of 1.5 m length

http://rcin.org.pl

Fot. 7. Jaskinia Północna Duża w Połomie.
Stara pokrywa nacieków kalcytowych

Jaskinia Północna Duża (Large Northern Cave) in Połom dome

http://rcin.org.pl



Fot. 8. Jaskinia Kominowa w Połomie.
Stalagnat

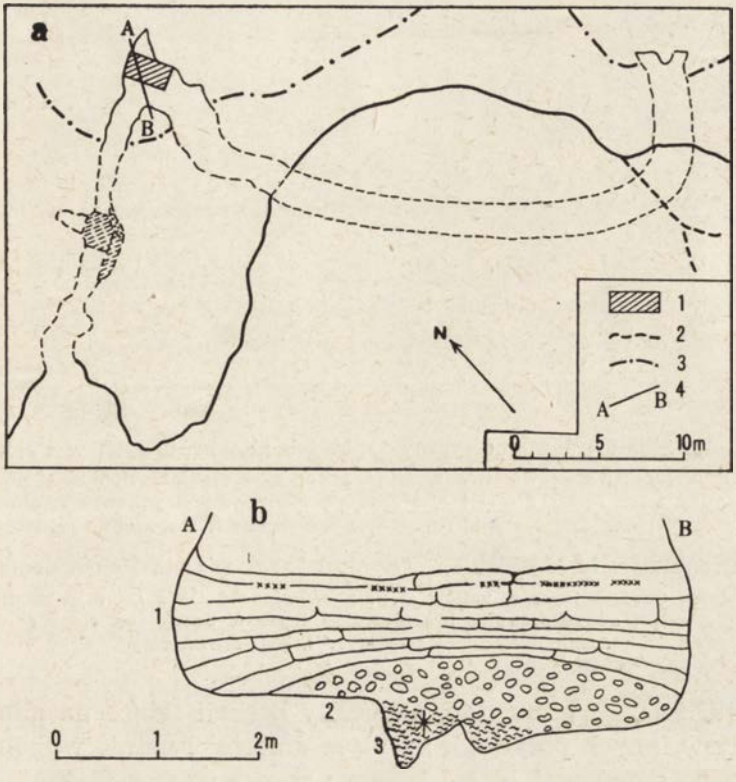
Jaskinia Kominowa (Chimney Cave) in Połom dome. Stalagnat

http://rcin.org.pl

Fot. 9. Jaskinia Naciekowa w Połomie.
Nacieki kaskadowe

Jaskinia Naciekowa (Travertine Cave) in Połom. Cascade-type drip deposits

http://rcin.org.pl



Ryc. 11. Jaskinia Południowa w Połomie wg L. Zotza (częściowo zmienione)

a — rzut poziomy jaskini; *b* — profil wykopu *A—B*; *1* — wykopy, *2* — ściana skalna kamieniołomu w 1935 r., *3* — ściana skalna kamieniołomu w 1959 r., *4* — linia profilu *A—B*. Profil namuliska *A—B*: *1* — kalcyt płytowy (krzyżykami oznaczono lokalizację fauny górnoplioceńskiej), *2* — brekcja, *3* — glina pylasta żółta. Gwiazdką oznaczono próbę do analizy chemicznej (tab. 3), termicznej (tab. 2) i granulometrycznej (ryc. 13).

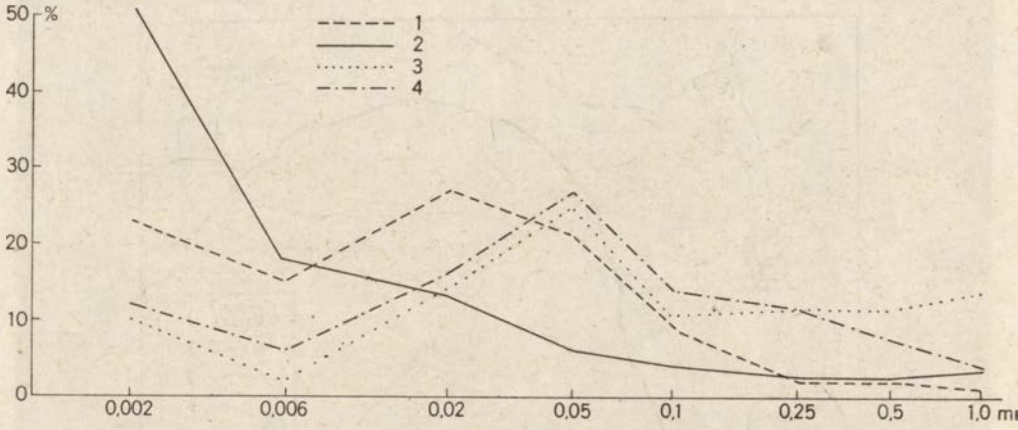
Jaskinia Południowa (Southern Cave) in Połom dome after L. Zotz (partly changed)

a — horizontal projection; *b* — profile of *A—B* digging; *1* — diggings, *2* — rock wall of quarry, in 1935, *3* — rock wall of quarry, in 1959, *4* — cave profiles. Profile *A—B* of accumulated material: *1* — platy calcite (crosses mark localities of Upper Pliocene fauna findings), *2* — breccia, *3* — yellow silty clay. Star marks locality where sample was taken for chemical tests (tab. 3) and for thermal (tab. 2) and granulometric examinations (fig. 13)

Na podstawie analiz granulometrycznych i termicznych [3] uznano żółtą glinę występującą w spągu wykopu za glinę kaolinową (glina ciężka: 65% frakcji ilastej, w tym 23% iłu koloidalnego; frakcji pylastej 30% — ryc. 13), w której stwierdzono około 25% kaolinu (tab. 2), 14% stano-

[3] Analizy granulometryczne i termiczne zostały wykonane przez autora w laboratorium stacji badawczej Instytutu Geografii PAN w Wojcieszowie i w Instytucie Geograficznym Uniwersytetu Wrocławskiego. Analizy granulometryczne wykonywano metodą mechaniczną (sitową) i areometryczną Cassagrande'a w modyfikacji Prószyńskiego, a analizę termiczną według metody zaproponowanej przez Z. Tokarskiego (1953).

http://rcin.org.pl



Ryc. 13. Skład granulometryczny typowych glin krasowych w Połomie

1 — jaskinia Południowa — warstwa 3, glina żółta; *2* — jaskinia Północna Duża — salka naciekowa, glina terra rossa; *3* — lej nad Jaskinią Kominową — warstwa 5, glina brunatno-czerwona; *4* — lej nad Jaskinią Kominową — warstwa 4, glina lekka jasnobrązowa

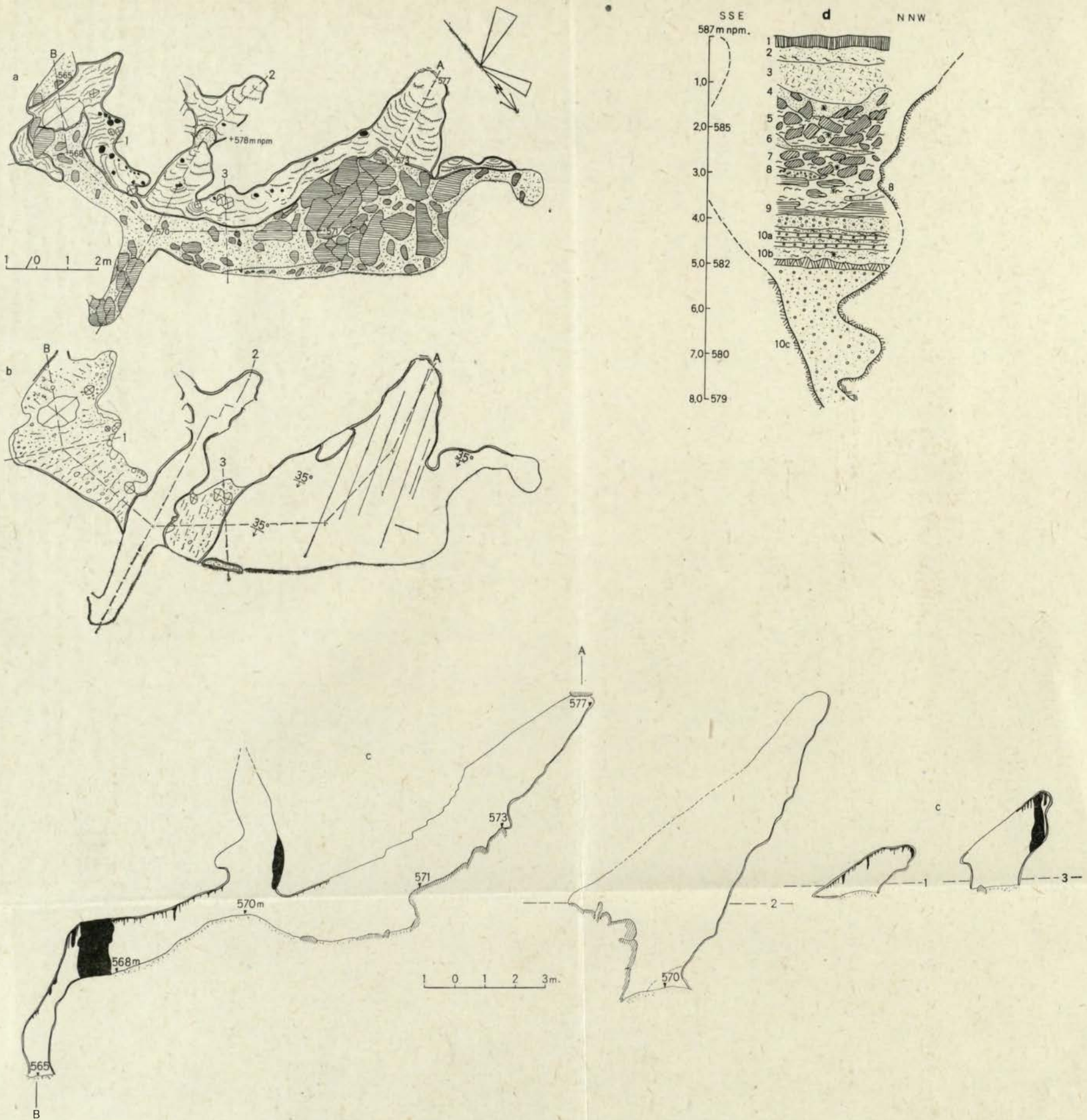
Granulometric composition of typical karst clays in Połom dome

1 — Południowa Cave — layer 3, yellow clay; *2* — Północna Duża Cave — small crust hall, terra rossa; *3* — pit above Jaskinia Kominowa — layer 5, brown-red clay; *4* — pit above Jaskinia Kominowa — layer 4, pale-brown clay

wiły tlenki żelaza i glinu (tab. 3). Osady brekcji leżące na glinie kaolinowej czy w innych pozycjach na litym dnie (pierwotnie wypełniała ona korytarze po strop) zostały szczegółowo zbadane przez E. Zimmermanna (L. Zotz 1939). Stwierdzono tu m. in. gnejsy oraz granity karkonoskie. Badania prowadzone pod kierunkiem autora wykazały, iż brekcja jest zbudowana z chemicznie rozłożonych skał kaczawskich (fyllit, wapień krystaliczny i dolomit, łupek krzemionkowy, porfir kwarcowy, kwarc i in.) oraz ze skaolinizowanego gnejsu aplitowego. Lepiszczem jest węglan wapnia przepojony tlenkami żelaza. Cementacja jest tak silna, iż skała w stanie świeżym z trudem poddaje się uderzeniom młotka. Na ściętej powierzchni brekcji zalegają płyty kalcytowe i trawertyn, w których A. Langenhan (1904) znalazł faunę określoną przez F. Hellera (1937) na górny pliocen. Kalcyt był pokryty gliną brunatną zawierającą kości zwierząt plejstoceńskich oraz ślady paleolitu. W czasie badań przeprowadzonych przez autora warstwa ta była już kompletnie zniszczona.

W środkowym poziomie jaskiń w Połomie i w sąsiednich obszarach krasowych w Górach Kaczawskich znaleziono bądź kompletne profile osadów, bądź poszczególne ogniwa znane z Jaskini Południowej. W Jaskini Północnej Dużej wykonano wykop na zachód od sztucznego wejścia. Występowały tu identyczne osady. Ponadto stwierdzono na płytach kalcytowych miąższą pokrywę glin czerwonych typu terra rossa (ryc. 34). Na podobne osady kalcytowe oraz resztki brekcji natrafiono w Jaskini Północnej Małej (ryc. 35) oraz w Jaskini Wysokiej (ryc. 14).

http://rcin.org.pl



Ryc. 12. Jaskinia Kominowa z lejem krasowym w Połomie

a — rzut poziomy dna jaskini; *b* — rzut poziomy stropu jaskini; *c* — profile: podłużny *A—B*, poprzeczne *1, 2, 3*; *d* — lej krasowy: *1* — warstwa humusowa, *2* — glina pylasta, *3* — gruz wapienny w glinie pylastej, *4* — glina lekka brązowa, *5* — bloki wapienne w glinie brunatnoczerwonej, *6* — wkładka zwietrzałej brekcji, *7* — płyty kalcytowe w glinie czerwonej, *8* — zwietrzała brekcja, *9* — płyty kalcytowe, *10a* — przewarstwienia brekcji zwietrzałej i scementowanej, *10b* — glina żółta z okruchami brekcji chemicznie zwietrzałej, *10c* — brekcja silnie scementowana. Gwiazdkami oznaczono próby do analiz chemicznych (tab. 3), termicznych (tab. 2) i granulometrycznych (ryc. 13 i 37).

Jaskinia Kominowa (Chimney Cave) with karst sink in Połom dome

a — top view of cave floor, *b* — top view of cave roof, *c* — profiles longitudinal *A—B*, crossection *1, 2, 3*; *d* — karst sink: *1* — humus bed, *2* — silty clay, *3* — calcareous debris in silty clay, *4* — light brown clay, *5* — calcareous blocks in brown-red clay, *6* — intercalation of weathered breccia, *7* — calcite slabs in red clay, *8* — weathered breccia, *9* — calcite slabs, *10a* — interstratified weathered and cemented breccias, *10b* — yellow clay containing a chemically weathered breccia, *10c* — strongly cemented breccia. Star marks localities where samples were taken for chemical tests (tab. 3) and for thermal (tab. 2) and granulometric examinations (figr. 13 and 37)

http://rcin.org.pl

Tabela 2. Dehydratacja i udział minerałów ilastych glin krasowych Sudetów
Dehydration and share of clayey material in the karst clays of the Sudetes

Lp.	Lokalizacja*	Dehydratacja (%)						Udział minerałów (w %)				
		50°	150°	400°	500°	900°	H_2O	próchnica	kaolin	montmorylonit	kalcyt	reszta
1	Jaskinia Południowa w Połomie warstwa 3 — żółta glina	—	1,14	3,48	6,00	8,48	—	2,70	24,63	6,34	3,79	62,54
2	Lej nad Jaskinią Kominową w Połomie warstwa 4— glina brązowa	—	0,23	0,82	1,20	16,30	—	0,69	3,69	1,20	34,69	59,73
3	warstwa 5 — glina brunatno-czerwona	—	0,35	1,20	1,72	17,30	—	0,99	5,03	1,86	38,44	53,68
4	warstwa 7 — glina czerwona	—	1,31	3,16	5,12	16,80	—	2,09	18,95	7,88	11,03	60,05
5	warstwa 10b — glina żółta	—	0,93	2,24	4,51	6,40	—	1,48	22,24	5,60	2,68	68,00
6	Miłek — stok SW — 500 m zwietrzelina łupków wapnistych przemieszczona	—	0,50	1,24	2,42	8,00	—	0,84	11,55	2,99	11,91	72,71
7	Miłek — lej krasowy — 420 m warstwa 3 — glina jasno-brązowa	0,35	0,39	0,76	1,18	7,61	0,35	0,42	4,00	2,46	14,43	78,69
8	warstwa 5 — glina czerwona	1,68	1,27	2,33	4,73	6,96	1,68	1,10	26,77	8,15	3,02	60,96
9	warstwa 6 — piasek kalcytowy	0,36	0,30	0,53	0,94	36,60	0,36	0,25	3,95	1,95	3,52	49,38
10	Jugosławia — Wyżyna Kras (Kozina) Terra rossa	2,70	3,36	7,55	10,18	13,70	2,70	4,71	24,62	20,59	4,61	45,47
11	Jugosławia — Wyżyna Kras (Unica) Terra rossa	2,27	2,97	5,87	7,56	9,19	2,27	3,19	15,42	18,76	0,93	61,70

* Lokalizacja stanowisk oraz numeracja warstw na rycinie 7, 11 i 12.

http://rcin.org.pl

Tabela 3. Skład chemiczny glin krasowych Sudetów* (w % wagowych)

Chemical composition (in weight—%) of the karst clays in the Sudetes

Lp.	Lokalizacja	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	K_2O	Na_2O	SiO_2+ str. praż.	Suma
1	Jaskinia Południowa w Połomie									
	warstwa 3 — glina żółta	6,835	7,453	0,976	0,061	0,160	0,092	0,010	84,413	100,000
2	Lej nad Jaskinią Kominową w Połomie									
	warstwa 4 — glina brązowa	1,820	2,410	9,390	1,640	0,060	0,106	0,075	84,499	100,000
3	warstwa 5 — glina brunatnoczerwona	1,820	2,930	6,560	0,960	0,086	0,160	0,038	86,446	100,000
4	warstwa 7 — glina czerwona	3,940	4,270	5,080	2,800	0,096	0,106	0,086	83,622	100,000
5	warstwa 10b — glina z rozłożonej brekcji	7,610	7,070	1,780	0,076	0,124	0,072	0,000	83,268	100,000
6	Miłek — stok SW — 550 m									
	zwietrzelina łupków wapnistych (in situ)	5,210	1,560	4,760	0,400	0,118	0,077	ślad	87,875	100,000
7	Miłek — lej krasowy — 420 m									
	warstwa 3 — glina jasnobrązowa	2,427	3,594	8,040	0,061	0,140	0,011	0,005	85,722	100,000
8	warstwa 5 — glina czerwona	7,410	4,396	0,300	0,043	0,146	0,163	0,010	87,532	100,000
9	warstwa 6 — piasek kalcytowy	1,725	1,540	35,200	0,265	0,080	0,084	0,024	61,082	100,000
10	Kamieniołom St. Rochowice glina czerwona	10,349	4,540	1,345	0,024	0,200	0,334	0,010	83,108	100,000
11	Połom — lej krasowy nr 1							—		
	warstwa 5 — glina czerwona	5,494	9,143	2,540	0,142	0,100	0,466	0,010	82,105	100,000
12	Dolina Przyłęcznicy trawertyn	0,128	0,728	42,700	0,444	0,112	0,009	0,002	55,877	100,000
13	Dolina Kletnicy kamieniołomy Kletno II									
	glina z mikroformami powierzchniowymi	5,621	22,794	2,250	0,025	0,306	0,192	0,010	68,802	100,000
14	Jugosławia — Wyżyna Kras, Kozina.									
	Terra rossa	7,282	16,094	1,155	0,017	0,144	0,311	0,013	74,984	100,000
15	Jugosławia — Wyżyna Kras, Unica.									
	Terra rossa	6,386	10,618 $+TiO_2$	0,212	0,006	0,032	0,529	0,011	82,206	100,000
16	Gliny kaolinowe z Turoszowa	2,0	32,8	0,2	0,7	—	—	—	61,96	98,1
17	Jaskinia Radochowska glina brunatna A	12,62	7,19	1,61	3,55	0,35	0,78	0,23	73,67	100,000
18	Jaskinia Rogóżka glina brunatna B	12,47	6,42	1,23	3,66	0,34	2,40	0,47	70,91	97,90

* Analizy 1-15 wykonała dr S. Roszyk z Akademii Rolniczej we Wrocławiu, analiza nr 16 wg Z. Tokarskiego i W. Szymborskiego, analizy nr 17 i 18 wg K. Uteschera.

http://rcin.org.pl

Sedymenty wypełniające 8-metrowy lej krasowy nad Jaskinią Kominową uzupełniają profil osadów z Jaskini Południowej (ryc. 12). Konglomeraty i brekcja znalezione w spągu są miejscami tak silnie rozłożone chemicznie, iż przechodzą w jasną glinkę kaolinową (warstwa 10*b* na ryc. 12). Pod względem petrograficznym i chemicznym jest ona zbliżona do glinki kaolinowej z Jaskini Południowej. Podobnie brekcja posiada ten sam skład petrograficzny. Znaleziono tu również gnejs aplitowy. W odróżnieniu od osadów z Jaskini Południowej płyty kalcytowe w leju krasowym są w przewadze zbudowane z tufów trawertynowych, na których zalegają gliny czerwone typu terra rossa. Ich skład chemiczny wskazuje na to, iż jest to reziduum po rozpuszczonych marmurach (tab. 3), który został poddany procesowi koalinizacji (19% kaolinitu, 8% montmorylonitu — tab. 2). Kontakt pomiędzy osadami trzeciorzędowymi a plejstocenem zaznacza się w warstwie 7. Jest to jeszcze osad trzeciorzędowy, ale na wtórnym złożu. Warstwa *6* i *7* powstała częściowo ze zniszczenia ścian leja i wkroczenia osadów soliflukcyjnych. Analizy petrograficzne i chemiczne wykazały odrębność glin warstwy *5* od glin starszych w warstwie *7* (ryc. 37; tab. 2 i 3). Następne warstwy *2* i *3* powstały na drodze spłukiwania glin pylastych ze stoku Połomu. W warstwie *3* zwraca uwagę pionowe ustawienie głazików i mrozowa segregacja materiału.

PROFIL NAMULISKA JASKINI NACIEKOWEJ W POŁOMIE

W trakcie odsłaniania otworu Jaskini Naciekowej (M. Pulina 1957) w ścianie *10* poziomu łomów północnych w Połomie (stok północno-zachodni, 623 m npm., 260 m nad dnem doliny Kaczawy) odsłonięte zostały osady wypełniające komorę wstępną tej jaskini (ryc. 15). Badania udało

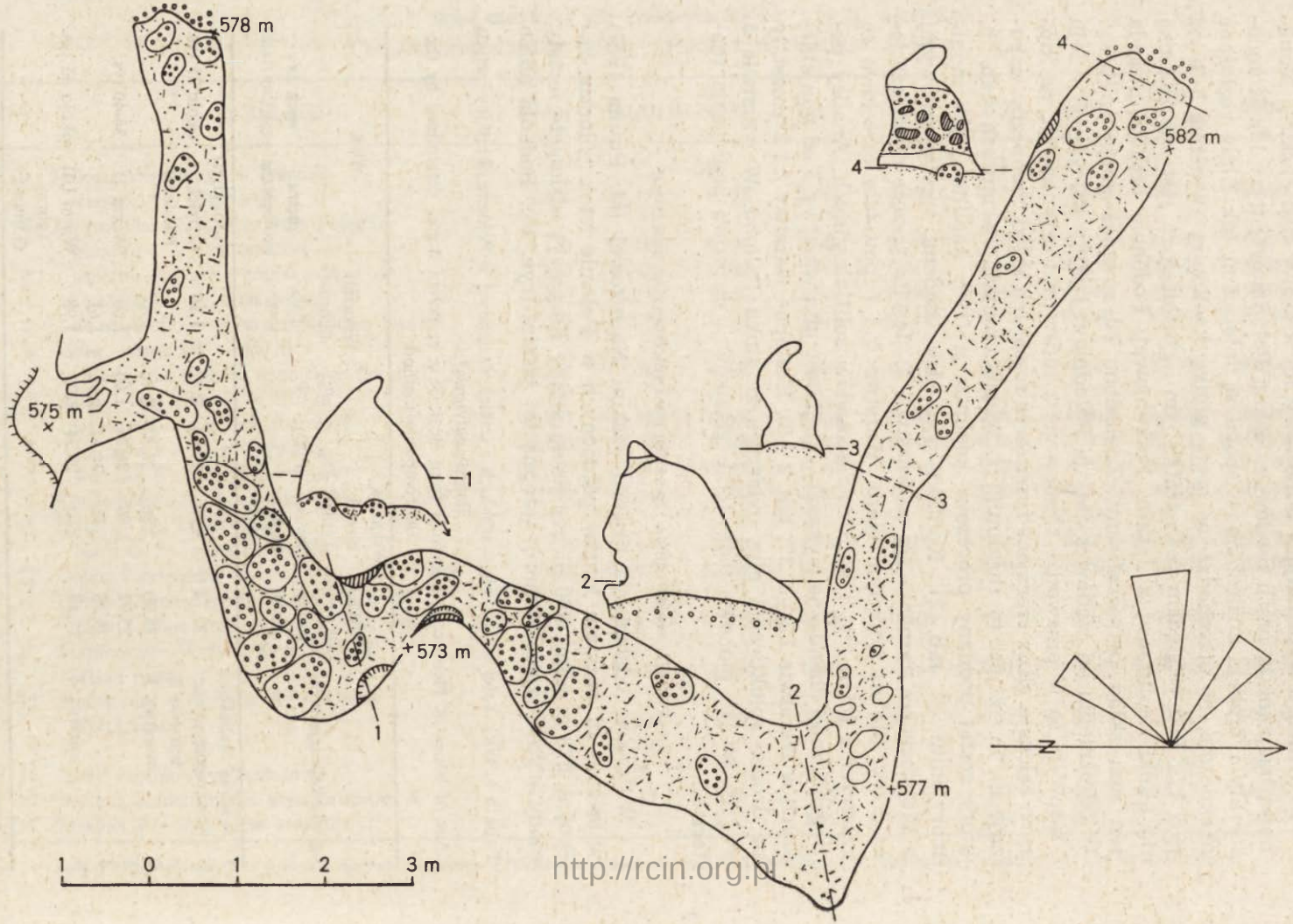
Tabela 4. Wiek kości ssaków plejstoceńskich z jaskini Naciekowej w Połomie określony metodą fluoro-apatytową*

Age of bones of Pleistocene mammals from Bear Cave in Połom dome, determined by the fluoro-apatite method

Lp.	Lokalizacja prób	% składników organicznych	Wskaźnik ubytku składników organicznych	% P_2O_5	% F	Wskaźnik fluoro-apatytowy	Wiek piętra geologiczne	Wiek wiek bezwzględny (lata)
1	Jaskinia Naciekowa kości nieoznaczone warstwa 2	22,74	3,39	27,44	0,32	1,16	Würm II/III (schyłek Paudorf)	około 25 tys.
2	warstwa 3	25,90	2,86	26,54	0,44	1,68		
3		25,92	2,86	26,76	1,60	1,60	Würm II	34-40 tys.
4		29,26	2,42	25,34	1,61	1,61		
5	warstwa 4	17,55	4,50	28,24	1,98	1,98	Würm I/II (górny Göttweig)	około 45 tys.

* Wykonane przez dr T. Wysoczańskiego-Minkowicza z Pracowni Geologii Czwartorzędu PAN w Warszawie

http://rcin.org.pl



http://rcin.org.pl

Ryc. 14. Jaskinia Wysoka w Połomie, rzut poziomy dna i profile poprzeczne
Jaskinia Wysoka (High Cave) in Połom dome, top view of floor, and transverse sections

się przeprowadzić tylko w stropowej części tego namuliska. Powierzchnia namuliska była pokryta okazałymi naciekami kalcytowymi złożonymi na glinie brunatnoczerwonej zawierającej kości *Ursus spelaeus*. Kilka kości tkwiło w nacieku kalcytowym, a wiele z nich było okruszcowane kalcytem. Poniżej występował ostrokrawędzisty gruz marmurów w glinie brązowej, między którym były rozrzucone kości ssaków plejstoceńskich [4]. Najniższą warstwę stanowiły gliny brunatnoczerwone z licznymi kośćmi *Ursus spelaeus* (czaszki, kości długie itp.) oraz sporadyczne okruchy marmurów. Wiek kości znalezionych w poszczególnych warstwach badanego profilu został określony metodą fluoro-chloro-apatytową [5] (tab. 4).

Z analiz tych wynika, iż osady pochodzą ze schyłku plejstocenu. Nie stwierdzono tu odpowiednika najmłodszego stadiału Würm III. Być może z tego okresu pochodzi silne wymieszanie warstwy *1* oraz rozwleczone kości z interstadiału paudorfskiego. W takim przypadku byłby uzasadniony postglacjalny, prawdopodobnie atlantycki wiek pokrywy kalcytowej.

Po zniszczeniu Jaskini Naciekowej został znaleziony, w jednej ze szczelin krasowych, konglomerat o następującym składzie petrograficznym: fyllity, łupki kwarcowe i kwarcowo-serycytowe, zepidotyzowane i schlorytyzowane okruchy skał zasadowych, ziarna kwarcu i kalcytu. Kalcyt występował w dwóch generacjach. Starszy w postaci tabliczkowatej pseudomorfizuje inne minerały, młodszy zażelaziony tworzy właściwe spoiwo. Konglomerat ten jest jedynym jak dotąd osadem trzeciorzędowym znalezionym w najwyższym horyzoncie jaskiń w Połomie.

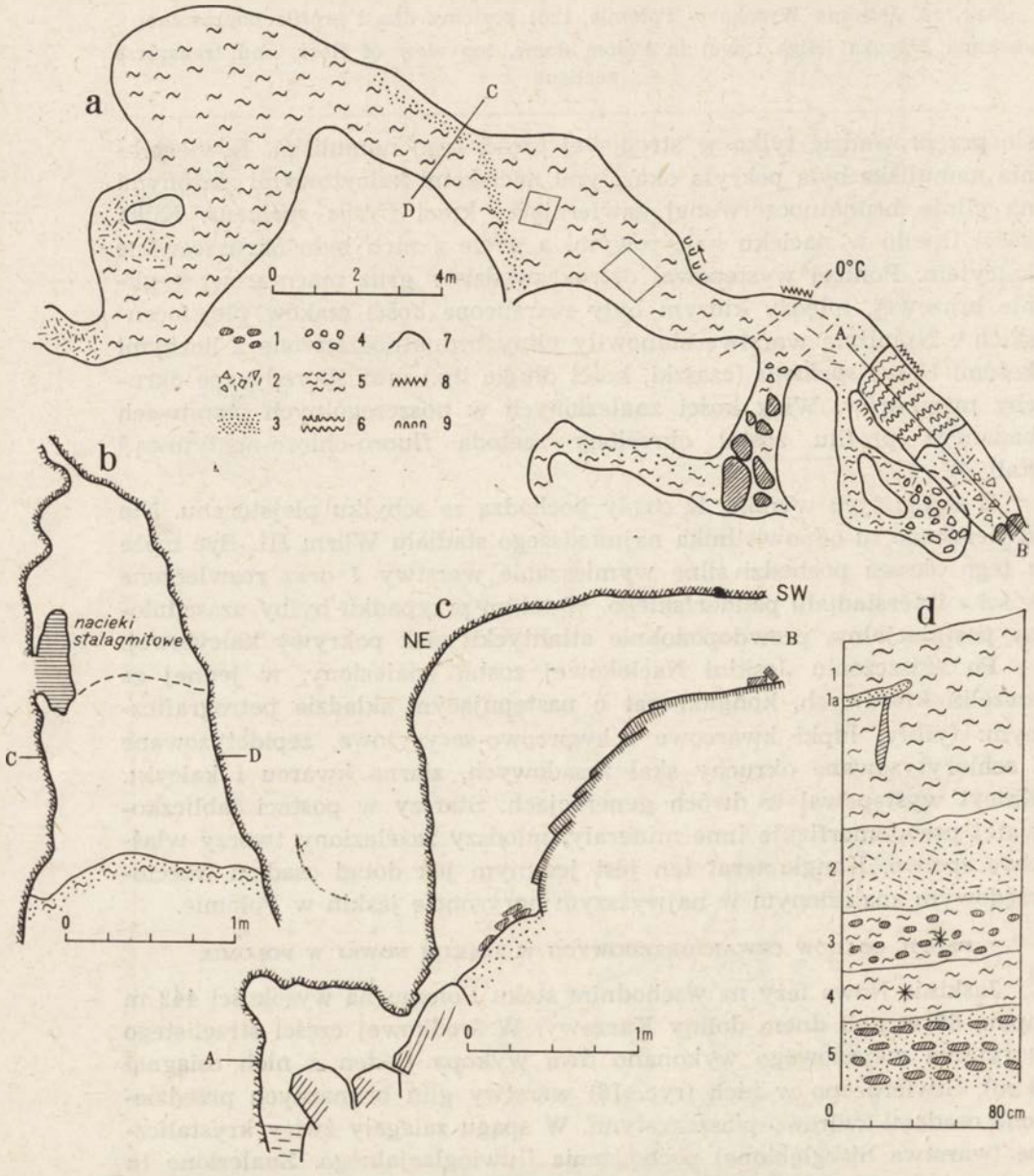
PROFIL OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH W JASKINI NOWEJ W POŁOMIE

Jaskinia Nowa leży na wschodnim stoku Połomu na wysokości 442 m npm., 85 m nad dnem doliny Kaczawy. W środkowej części strzelistego korytarza wejściowego wykonano dwa wykopy (jeden z nich osiągnął 2 m). Stwierdzono w nich (ryc. 16) warstwy glin brunatnych przedzielone osadami żwirowo-piaszczystymi. W spągu zalegały żwiry krystaliczne (warstwa niezgłębiona) pochodzenia fluwioglacjalnego. Znaleziono tu żwiry skał północnych. W warstwie stropowej gliny, która wyklinowuje się w kierunku otworu, stwierdzono pionowo ustawiony gruz wapienny oraz segregację mrozową. Warstwa ta leży na osadach zawierających znaczną ilość okruchów nacieków kalcytowych.

[4] Kości te zostały przekazane prof. dr. Z. Ryziewiczowi z Uniwersytetu Wrocławskiego.

[5] Analiza fluoro-chloro-apatytowa została wykonana przez dr. T. Wysoczańskiego-Minkowicza z Pracowni Geologii Czwartorzędu PAN w Warszawie.

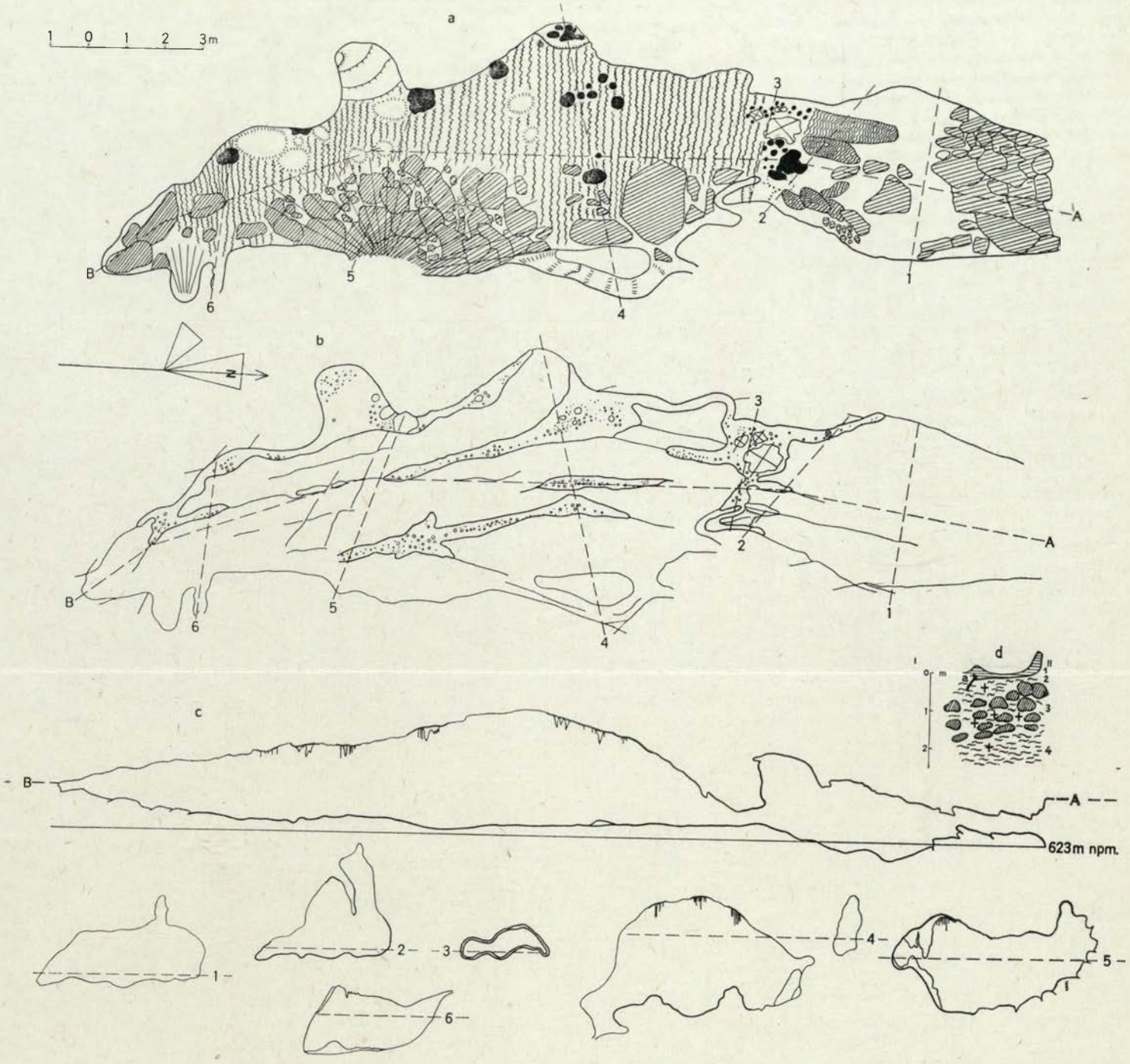
http://rcin.org.pl



Ryc. 16. Jaskinia Nowa w Połomie, rzut poziomy dna (*a*) oraz profile korytarzy (*b*, *c*) i namuliska (*d*)

Rzut poziomy dna (*a*): *1* — bloki wapienne, *2* — gruz skalny, *3* — osady piaszczyste, *4* — żwiry, *5* — osady gliniaste, *6* — pokrywa nacieków kalcytowych na dnie jaskini, *7* — ściana skalna jaskini, *8* — nacieki kalcytowe na ścianach jaskini, *9* — formy wirowe flutes. Strzałka wskazuje kierunek przepływu wody. Namulisko (*d*): *1* — ił brunatny (*1a* — wkładka piasków pylastych), *2* — piasek gliniasty z okruchami nacieków kalcytowych oraz żwirem kwarcowym, *3* — okruchy wapieni i nacieków kalcytowych w glinie piaszczystej, *4* — smugowany ił brunatnoczerwony ze sporadycznymi okruchami nacieków kalcytowych, *5* — bloki i gruz wapienny w żwirze kwarcowym z okruchami skał północnych. Gwiazdkami oznaczono próby do analiz granulometrycznych (ryc. 13 i 37)

http://rcin.org.pl



Ryc. 15. Jaskinia Naciekowa w Połomie

a — rzut poziomy dna jaskini; *b* — rzut poziomy stropu jaskini; *c* — profile korytarzy; *d* — profil osadów I—II: *1* — kalcyt naciekowy, *2* — glina brunatna, *3* — bloki i gruz w glinie brunatnej, *4* — glina brunatnoczerwona; a — kości ssaków plejstoceńskich. Krzyżykami oznaczono kości pobrane do analizy fluoro-apatytowej (tab. 4)

Jaskinia Naciekowa (Travertine Cave) in Połom dome

a — top view of cave floor; *b* — top view of cave roof; *c* — profiles of tunnels; *d* — profile of deposits I—II; *1* — calcite drip crust; *2* — brown clay; *3* — rock blocks and debris in brown clay; *4* — brown-red clay; a — bones of Pleistocene mammals. By crosses are marked localities where samples for fluoro-apatite analyses were taken (tab. 4)

http://rcin.org.pl

Przedstawiony profil osadów wraz z obserwacjami przeprowadzonymi w Jaskini Nowej i w jej sąsiedztwie pozwalają na przedstawienie następującej interpretacji paleogeograficznej. Dwie serie żwirowe (warstwa 3 i 5) reprezentują dwa okresy peryglacjalne. Gliny brunatnoczerwone zalegające między nimi (warstwa 4) pochodzą z interglacjału eemskiego bądź z jednego z ostatnich interstadiałów zlodowacenia bałtyckiego. Za koncepcją dwóch pokryw peryglacjalnych, reprezentujących dwa zlodowacenia, przemawiają dobrze zachowane osady fluwioglacjalne w szczelinach krasowych w sąsiedztwie Jaskini Nowej, które można by wiązać bezpośrednio z warstwą spągową. Ponadto trójdzielność górnej pokrywy peryglacjalnej zawierającej znaczne ilości skorup naciekowych przemawia za odniesieniem jej do peryglacjałów bałtyckich. Przy takiej interpretacji należałoby szukać dużych pokryw kalcytowych z ostatniego interglacjału. Na fragmenty okazałych nacieków natrafiono nie tylko w części wstępnej Jaskini Nowej, ale w dalszych jej korytarzach odkrytych w 1970 r. Przewyższają one wielkością nacieki plioceńskie zachowane w wyższych horyzontach jaskiniowych.

KRAS PODZIEMNY WE WSCHODNIEJ CZĘŚCI GÓR KACZAWSKICH

Dobrze rozwinięte kopalne formy krasu podziemnego (ryc. 17) są znane w kopule krasowej Wapniki (506 m npm.) oraz na stokach Góry Niedźwiedziej (640 m npm.). Zostały one odsłonięte w kamieniołomach.

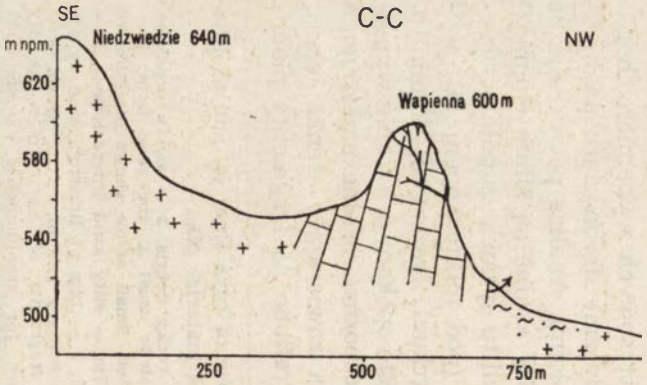
Na wzgórzu Wapniki badano trzy stanowiska: jedno na południowym, a dwa na zachodnim stoku. W pozostałych kamieniołomach we wzgórzu Wapniki występują również szczeliny krasowe. W kamieniołomie południowym znaleziono szeroką strefę szczelin krasowych wypełnionych glinami brunatnymi i czerwonymi oraz sporadycznie drobnoziarnistą brekcją podobną do tej, jaką znamy z jaskiń Połomu. Analiza petrograficzna tej brekcji wykazała, iż poszczególne okruchy skalne są silnie chemicznie rozłożone. Udało się ustalić obecność fyllitu (prawie zupełnie rozłożony), drobnoziarnistego gnejsu aplitowego (pod mikroskopem jest wyraźnie widoczny jasny skaleń z wpryśnięciami łyszczyku, kaolinitu, kwarc oraz tabliczki biotytu). Kwarc jest często spękany i wtórnie wypełniony kalcytem. Innych skał nie udało się rozpoznać. Wolne przestrzenie między okruchami wypełnia węglan wapnia zawierający tlenki żelaza. W jednym z kamieniołomów zachodnich natrafiono na fragmenty piono-

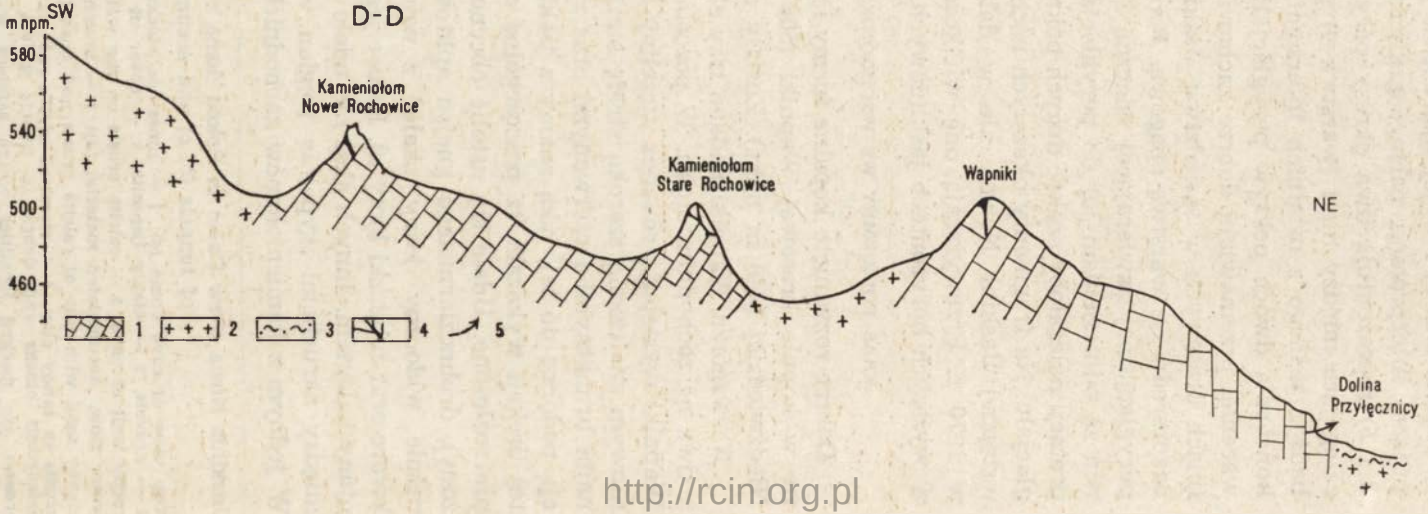
---

Jaskinia Nowa (New Cave) in Połom dome, top view of cave floor (*a*) and profiles of tunnels (*b*, *c*) and accumulated material (*d*)

Top view of cave dome (*a*): *1* — limestone blocks, *2* — rocky debris, *3* — sandy deposites, *4* — gravels, *5* — clayly deposits, *6* — cover of the calcite crust at the cave floor, *7* — rocky wall of cave, *8* — calcite crusts on the wall of cave. Small arrow shows direction of water flow. Accumulated material (*d*): *1* — brown clay (*1a* — silty sand intercalation), *2* — clayey sand with bits of calcite crusts and quartz gravel, *3* — bits of limestone and calcite crusts in sandy clay, *4* — streaked brown-red clay with solitary bits of calcite crusts, *5* — calcareous blocks and debris in quartz gravel, with fragments of Northern rocks. By crosses are marked localities where samples were taken for granulometric examinations (fig. 13 and 37)

http://rcin.org.pl





http://rcin.org.pl

wej jaskini, która kontaktowała zarówno z powierzchnią morfologiczną, jak i ze szczelinami poziomymi położonymi na wysokości 430 m npm., 30 m nad dnem doliny Jastrowca. W tej jaskini znaleziono również brekcję podobną do opisanej powyżej. Zalegała ona pod płytami kalcytowymi. Główne wypełnienie jaskini to jasnobrązowa glina z gruzem i blokami miejscowymi. Podobne osady, ale już bez brekcji stwierdzono w szczelinach krasowych zlokalizowanych w drugim kamieniołomie zachodnim.

Godnym uwagi jest stwierdzenie, iż szczeliny krasowe we wzgórzu Wapniki nawiązują do wyraźnego horyzontu skrasowienia położonego na wysokości około 30 m nad dnem doliny Jastrowca. Dodatkowym dowodem na obecność takiego poziomu są formy „dolinek wywierzyskowych" leżące w północno-zachodniej części wzgórza Wapniki (370—390 m npm.). Są to obecnie formy suche. Dzięki znanej lokalizacji ponorów można było określić przybliżony spadek tego poziomu na 20‰. Jest on podobny do aktualnego spadku dna doliny Jastrowca.

Na stokach Góry Niedźwiedziej stwierdzono duże formy krasowe na dwóch stanowiskach. Pierwsze w obrębie kulminacji wapiennej (500 m npm.) położonej na stoku północno-wschodnim (kamieniołom w Rochowicach) oraz na stoku północnym w obrębie płata marmurów, na którym została założona typowa półka krasowa z kulminacją góry Wapiennej (600 m npm.). Formy krasowe zostały tu odsłonięte w kamieniołomie w Mysłowicach. Należy zwrócić uwagę, że we wszystkich okolicznych kamieniołomach marmurów zjawiska krasowe są powszechne. W północnej części kamieniołomu w Rochowicach eksploatowano w połowie lat sześćdziesiątych filar skalny o wysokości około 15 m, w którym odsłoniły się pionowe szczeliny krasowe (średnica ok. 1 m) kontaktujące z lejkami krasowymi na powierzchni. Górna część szczelin była wypełniona ostrokrawędzistym gruzem skalnym i jasnobrązową gliną. Poniżej występował tłusty czerwony ił (ryc. 37; tab. 3). Podobnie w kamieniołomie w Mysłowie stwierdzono kanały pionowe, w tym jaskinię pionową o głębokości 25 m. Była ona w całości wypełniona osadami. W górnej części, kontaktującej się z lejkami krasowymi, występowały typowe osady peryglacjalne i holoceńskie, natomiast poniżej — pokłady nacieków kalcytowych i dwie generacje glin czerwonych. Pierwsza przypomina iły czerwone znalezione w Rochowicach, drugie gliny są jaśniejsze, warstwowane zbliżone do glinek kaolinowych.

Ryc. 17. Profile morfologiczne *C—C* i *D—D* przez wzgórza krasowe we wschodnich Górach Kaczawskich (lokalizacja na ryc. 2)

1 — marmury; *2* — łupki krystaliczne; *3* — osady glacjalne i aluwia; *4* — jaskinie i szczeliny krasowe; *5* — wywierzyska

Morphological profiles *C—C* and *D—D* across karst hillock in Eastern Kaczawa Mts. (the location of these profiles is shown in fig. 2)

1 — marbles; *2* — crystalline schists; *3* — glacial and aluvial deposits; *4* — caves and karst joints; *5* — karst springs

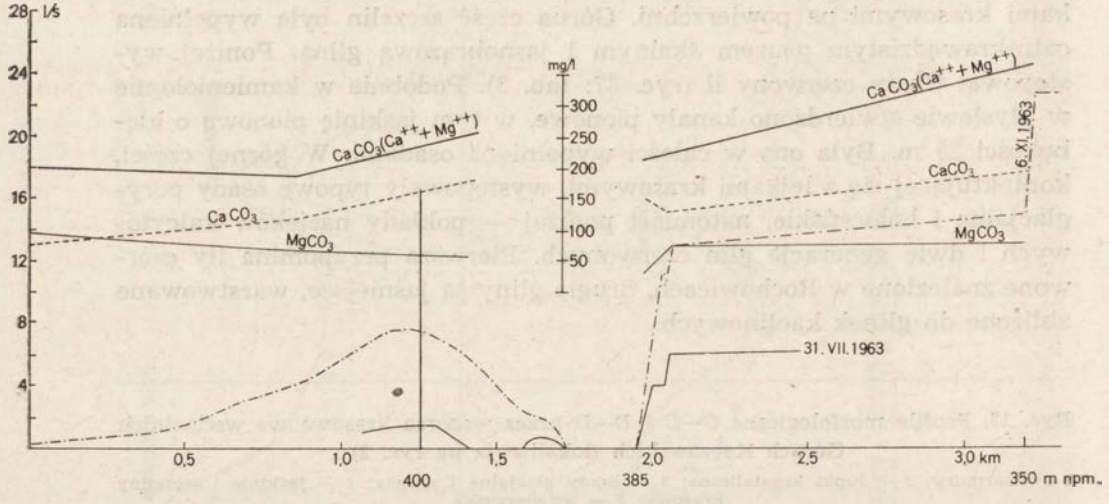
http://rcin.org.pl

Badania osadów wypełniających liczne szczeliny i jaskinie we wschodniej części Gór Kaczawskich wskazują na obecność dwóch odrębnych wiekowo pokryw krasowych. Starsze są reprezentowane przez brekcje zawierające skały autochtoniczne z Gór Kaczawskich i allochtoniczne (gnejs aplitowy) pokłady nacieków kalcytowych, gliny typu terra rossa oraz glinki kaolinowe. Młodsze stanowią gliny brunatne najczęściej pylaste, gruz ostrokrawędzisty oraz rozmyte osady starsze. Wymienione osady nawiązują do kluczowych profilów stratygraficznych w Połomie.

HYDROGRAFIA KRASOWA

DOLINA JASTROWCA O OKRESOWYM ODPŁYWIE POWIERZCHNIOWYM

Obszar źródliskowy potoku Jastrowiec leży na północnych stokach wschodniego grzbietu Gór Kaczawskich (ryc. 2). Sięga on do wysokości 500 m npm. Na wysokości 350—400 m npm. dolina trawersuje — na długości około 2 km — soczewkę marmurów i dolomitów. Ten krasowy odcinek doliny Jastrowca posiada cechy przełomu strukturalnego. Zbocza wapienne są strome. Osiągają do 30° nachylenia, a wysokość do 100 m. W obrębie przełomu odsłania się w dnie doliny lita skała. Mimo niewielkich rozmiarów krasowego odcinka doliny rozwinęły się tutaj typowe formy hydrografii krasowej. Występują tu: strefa ponorów oraz dwa systemy wywierzysk (ryc. 2). Drenaż podziemny został ułatwiony dużym spadkiem dna doliny wynoszącym 25‰. Ponory jak i wywierzyska są typu zamkniętego. Woda infiltruje przez osady wypełniające dno doliny. W kilku wywierzyskach woda bije pod ciśnieniem. W czasie niskich



Ryc. 18. Objętość przepływu (l/s) zawartość $CaCO_3$ i $MgCO_3$ w potoku Jastrowiec w Górach Kaczawskich (1963 r.)

Flow volume (1/sec.) $CaCO_3$ and $MgCO_3$ content in Jastrowiec creek in Kaczawa Mts. (1963 year)

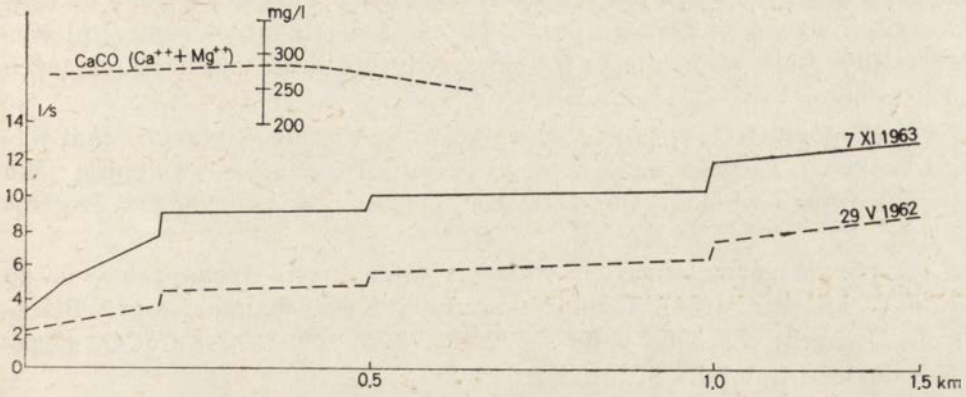
http://rcin.org.pl

stanów wody w lipcu 1963 r. odcinek doliny między ponorami a I systemem wywierzyskowym był suchy (długość 0,5 km). Natomiast w czasie stanów wysokich (marzec—kwiecień 1963) na całym odcinku dna doliny płynęła woda. Chłonność ponorów określono na ponad 7,5 l/s (ryc. 18). Typowe cechy krasowe widoczne są również w termice źródeł. Najbardziej ustabilizowane termicznie są wywierzyska II systemu. Amplituda roczna wynosi zaledwie 1°C, a przedział temperatur od 9 do 10°C. Wywierzyska I systemu wykazywały nieco większą zmienność termiki. Potok poniżej wywierzysk najczęściej nie zamarza w okresie zimy. Natomiast w lecie temperatura tego potoku jest niższa aniżeli okolicznych potoków niekrasowych.

Systematyczna analiza chemiczna wód wykonywana w dolinie Jastrowca wskazuje na znaczną ich mineralizację, sięgającą 280 m/l $CaCO_3$. Wody dopływające do ponorów są już silnie zmineralizowane na skutek zasilania ich w obszarze źródliskowym przez wody pochodzące z obszarów krasowych.

WYWIERZYSKA I TRAWERTYNY POTOKU PRZYŁĘCZNICA

W południowo-zachodnim krańcu największego płata skał węglanowych góry Wapniki (powyżej 370 m npm.) występuje system źródeł krasowych strumienia Przyłęcznica (prawobrzeżny dopływ Nysy Małej). Jest on założony w dolinkach wywierzyskowych powstałych przez erozję wsteczną źródeł krasowych. Głębokość dolinek osiąga 2 m, a ich długość kilkadziesiąt metrów. U podnóża tylnej ściany bije źródło (sztucznie obudowane) o średniej rocznej wydajności 3 l/s. Poniżej zlokalizowane są dalsze źródła. Ich sumaryczną wydajność określono na ponad 20 l/s (ryc. 19). Pod względem termicznym źródła te wykazywały typowe cechy



Ryc. 19. Objętość przepływu (l/s) i zawartość $CaCO_3$ (Ca^{++} + Mg^{++}) w strumieniu Przyłęcznica w Górach Kaczawskich (w latach 1962—1963)

Flow volume (l/sec.) and $CaCO_3$ (Ca^{++} + Mg^{++}) content in Przyłęcznica creek in Kaczawa Mts. (1962—1963 years)

http://rcin.org.pl

krasowe: niską roczną amplitudę (1,1°C w latach 1962—1963) i wąski przedział temperatur od 9,0 do 10,1°C. Mniejsze źródła odbiegały nieco od tych wartości. Najczęściej stwierdzano w nich temperatury niższe aniżeli w dużych źródłach położonych w największej dolince wywierzyskowej. Analizy chemiczne tych wód wykazały znaczną ich mineralizację zawartą w granicach 215,5—304,0 mg/l $CaCO_3$ ($Ca^{++} + Mg^{++}$ — tab. 7). Woda ta przekracza granicę nasycenia i jest zdolna do depozycji nadmiaru węglanów.

U wylotu dolinek wywierzyskowych występuje płat trawertynów, który sięga do wysokości około 350 m npm. (po prawy dopływ). Posiada on kształt wachlarza o długości około 0,5 km zalegającego na osadach fluwioglacjalnych. Struktura trawertynu jest konkrecyjna, kryptokrystaliczna. Buduje go drobnokrystaliczny kalcyt układający się koncentrycznie wokół jąder krystalizacji (najczęściej drobne okruchy skalne). Trawertyn występuje na gruzie i blokach często na eratykach skandynawskich tworząc pokrywy o grubości do kilku centymetrów. Ponadto stwierdzono w masie węglanowej nieliczne ziarna kwarcu oraz strzępy minerałów ilastych. Próby poddane analizie chemicznej wykazały ponad 97% węglanu wapnia (tab. 3).

POGÓRZE KACZAWSKIE

Zjawiska krasowe na Pogórzu Kaczawskim rozwinęły się w górnopermskich (cechsztyn) wkładkach wapieni, tkwiących wśród łupków i piaskowców. Na południowy-zachód od miejscowości Lwówek Śląski skały te przebiegają w postaci wąskiego pasa z NW na SE. Środkowa część tego pasa jest rozcięta doliną Płóczki (zlewnia Bobru) w miejscowości Płóczki Dolne. Boczne dopływy strumienia Płóczki założone na krawędziach wychodni górnego permu (w obniżeniach subsekwentnych) wyodrębniły skały wapienne w formie grzędy o kulminacjach osiągających 300 m npm.

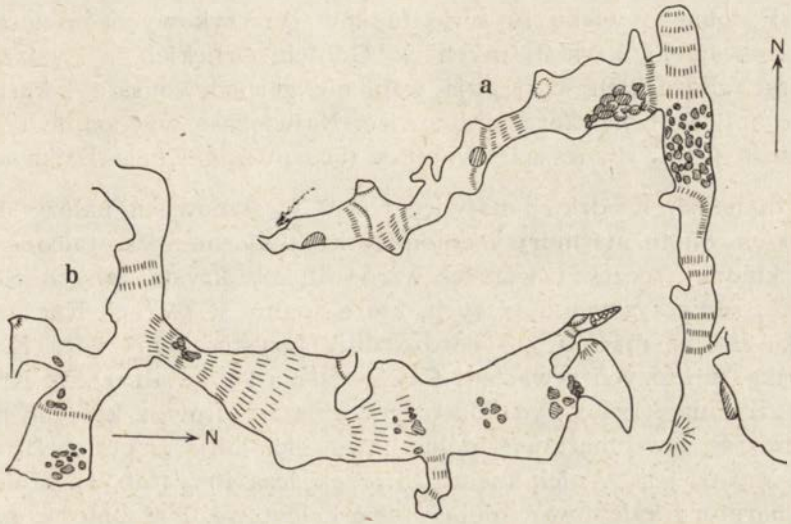
Na Pogórzu Kaczawskim znane są również drobne wychodnie skał węglanowych z górnego bądź dolnego permu. Te ostatnie występują jako bardzo drobne wkładki wśród łupków, piaskowców i zlepieńców czerwonych.

Miąższość górnopermskich wkładek wapiennych osiąga zaledwie do 10 m (J. Milewicz 1958). Skład chemiczny tych skał (kamieniołom w Płóczkach Dolnych) charakteryzuje się bardzo dużą zawartością $CaCO_3$ sięgającą do 99% (tab. 1).

Formy krasu powierzchniowego zostały odsłonięte w NW części pasa wapiennego na terenie kamieniołomu w Radłówce. Są to mikroformy (żłobki) oraz drobniejsze mezoformy (rynny i lejki wypełnione osadami stokowymi). Bardziej okazałe są formy krasu podziemnego, m. in. pozio-

http://rcin.org.pl

me strefy szczelin krasowych i jaskiń związane bądź z obecnym dnem doliny (okolice wsi Radłówka), bądź z dnem kopalnym, położonym 30 m powyżej współczesnego (okolice wsi Płóczki). Na terenie kamieniołomu w Radłówce stwierdzono współczesny przepływ podziemny niewielkiego potoku (lewobrzeżny dopływ Bobru). Potok ginął (lato 1963 r.) na odcinku około 100 m w strefie przecięcia pasa skał węglanowych. Natomiast w kamieniołomie w Płóczkach Dolnych znane są nie tylko szczeliny krasowe, ale dwie duże jaskinie (G. Dittrich 1933; K. Kowalski 1954) wraz z fragmentami zniszczonych jaskiń, stanowiące poziom 30-metrowy, który rozwinął się na lewym zboczu doliny na wysokości około 260 m npm. Sumaryczna długość korytarzy Jaskini Czerwonej i Lisiej przekracza 130 m (ryc. 20). W korytarzach są liczne formy działalności wody pod ciśnieniem oraz kanały w kształcie rury. W szczelinach namulisk jaskiń występują gliny brunatne pokryte blokami oraz niewielką pokrywą nacieków kalcytowych.



Ryc. 20. Plany Jaskini Czerwonej (*a*) i Lisiej (*b*) na Pogórzu Kaczawskim (wg K. Kowalskiego)

Sketch maps of Czerwona (Red) Cave — *a* — and of Lisia (Fox) Cave — *b* — in Kaczawa Plateau (after K. Kowalski)

SUDETY KŁODZKIE

KRÓTKA CHARAKTERYSTYKA SKAŁ WĘGLANOWYCH

Skały węglanowe występują na stokach masywu Śnieżnika w Krowiarkach, w Górach Bystrzyckich oraz w środkowej i północnej części Kotliny Kłodzkiej (dno kotliny, Góry Bardzkie i Złote). Powierzchnia

http://rcin.org.pl

zajęta przez te skały wynosi ponad 5 km² (Krowiarki — 4 km², masyw Śnieżnika, Góry Złote i Bystrzyckie — 1 km², Góry Bardzkie — 0,2 km²).

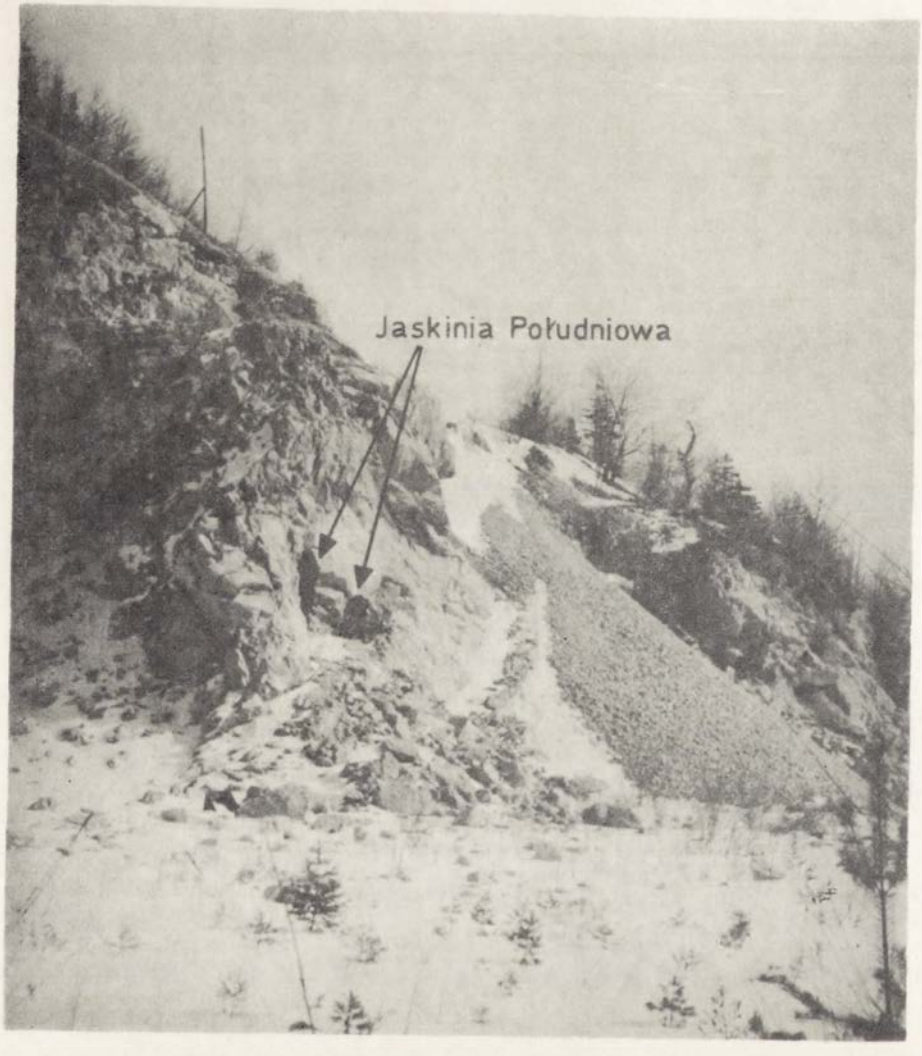
Skały węglanowe masywu Śnieżnika oraz południowe stoki Gór Złotych i Krowiarek są odwadniane przez rzekę Białą Lądecką, natomiast pozostałe, mniejsze wychodnie tych skał odwadnia Nysa Kłodzka.

Skały węglanowe są związane z trzema jednostkami tektonicznymi: masywem Lądka i Śnieżnika Kłodzkiego, Górami Bystrzyckimi oraz strukturą Bardzką (L. Finckh i in. 1942; J. Oberc 1957a; H. Teisseyre 1957b). Masyw Lądka i Śnieżnika budują skały metamorficzne, takie jak: gnejsy i łupki łyszczykowe z wtrąceniami amfibolitów, kwarcytów, wapieni krystalicznych i in. L. Finckh i in. (1942) wydzielali tu dwa kompleksy skalne: starszy, zaliczany do archaiku, i młodszy, staropaleozoiczny, porównywany z Górami Kaczawskimi. Wyniki badań powojennych pozwalają wydzielić tu jeden kompleks suprakrustalny (łupki łyszczykowe — seria strońska) zaliczany do algoniku (J. Oberc 1957a, 1957b; K. Smulikowski 1957). Podobnego wieku są serie łupków łyszczykowych zawierających wkładki wapieni krystalicznych w Górach Orlickich i Bystrzyckich. W Górach Bardzkich występują wapienie górnodewońskie i karbońskie wzdłuż linii Srebrna Góra—Dzikowiec. Największe wychodnie tej skały (miąższość 40 m) znane są z Wapnicy (580 m npm.) koło Dzikowca.

W Sudetach Kłodzkich najwięcej skał węglanowych należy do serii algonckich. Są to marmury i dolomity krystaliczne wykształcone w postaci wkładek i soczew tkwiących wśród łupków krystalicznych. Skały te są silniej zanieczyszczone od tych, które znamy w Górach Kaczawskich. Spotyka się też marmury o bardzo dużej czystości, np. góra Krzyżnik i Rogóżka, w których zawartość $CaCO_3$ osiąga 98% (tab. 1). W Krowiarkach J. Kuźniar (1960) wydziela trzy typy marmurów, z których najliczniejszymi są tzw. marmury dolomitowe (dolomity zmetamorfizowane). Udział $MgCO_3$ jest w nich znaczny i przekracza 40% (tab. 1). Mniej liczne są marmury kalcytowe i dolomitowo-kalcytowe. Podobnie w masywie Śnieżnika marmury są również silnie zdolomityzowane ($MgCO_3$ — powyżej 25%). Niektóre partie uległy zsylifikowaniu oraz metasomatozie. J. Teisseyre (1959) wydzielił w okolicach Bolesławca skały wapienno-krzemianowe (skarny).

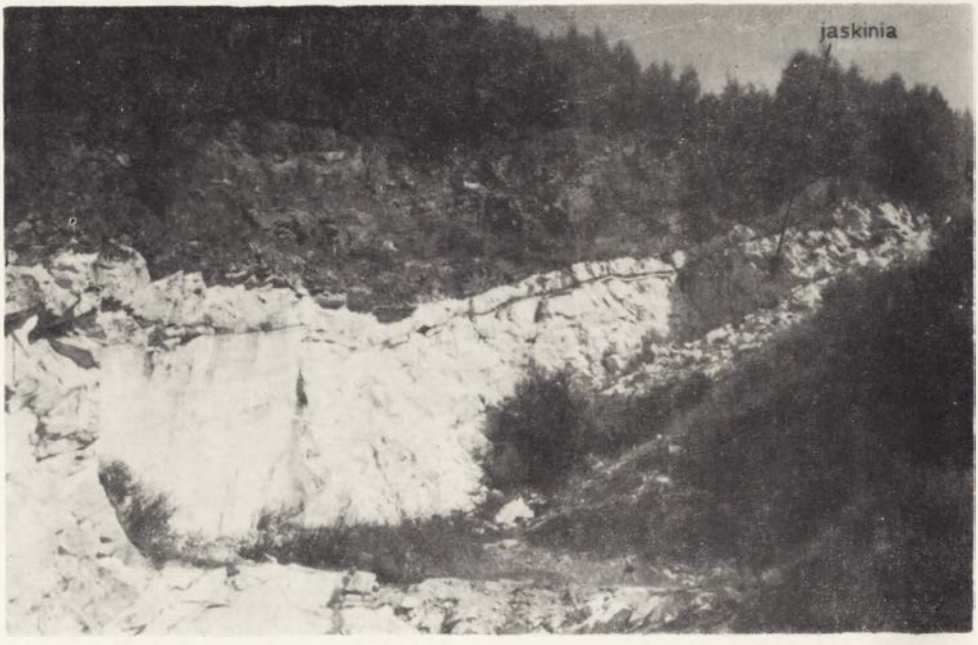
Wapienie krystaliczne są warstwowane. Miąższość warstw wynosi od kilku milimetrów do kilku metrów. W masywie Śnieżnika przeważają osady gruboławicowe, natomiast w Krowiarkach cienkoławicowe. Najczęstszy bieg warstw NW—SE, upady strome i bardzo strome. Na szczególną uwagę zasługuje wspólne zaangażowanie tektoniczne soczew marmurów z okrywającymi je łupkami krystalicznymi. Ma to duże znaczenie przy przenikaniu wód ze skał niekrasowych w skały rozpuszczalne.

http://rcin.org.pl



Fot. 10. Otwory jaskini Południowej w Połomie. 1961 r.
Windows in Jaskinia Południowa (Southern Cave) in Połom dome. 1961

http://rcin.org.pl



Fot. 11. Kamieniołom „Biała Marianna" (poziom IV) na górze Krzyżnik w masywie Śnieżnika Kłodzkiego. 1962 r.

„Biała Marianna" quarry in Krzyżnik peak, in Śnieżnik Kłodzki massif

Fot. 12. Fragment zniszczonej Jaskini Kozłowskiego w kamieniołomie „Biała Marianna" w masywie Śnieżnika

Fragment of destroyed Kozłowski Cave in „Biała Marianna" quarry in Krzyżnik peak

http://rcin.org.pl

Fot. 13. Góry Krowiarki. Grzbiet Wapniarka (518 m npm.) — Słupiec (531 m npm.) Strzałką oznaczono wywierzyska w Żelaźnie
Krowiarki Mts. Wapniarka ridge (518 m a.s.l.) — Słupiec (531 m a.s.l.). Arrow points at karst springs at Żelazno

http://rcin.org.pl

Fot. 14. Wywierzysko w Żelaźnie w Krowiarkach
Karst spring at Żelazno in Krowiarki Mts.

http://rcin.org.pl

Fot. 15. Otwór częściowo zniszczonej jaskini w Rogóżce w 1962 r.
Window in partly destroyed cave at Rogóżka, in 1962

http://rcin.org.pl

Fot. 16. Otwór Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie w okresie badań
Lato 1967 r.

Window in Jaskinia Niedźwiedzia (Bear Cave), observed during studies made in the 1967 summer

http://rcin.org.pl

Fot. 17. Stacja hydrometryczna przed I strefą ponorową w dolinie Kleśnicy w masywie Śnieżnika Kłodzkiego

Hydrometric station ahead of I. swallow-hole zone in Kleśnica valley in Śnieżnik Kłodzki massif

http://rcin.org.pl

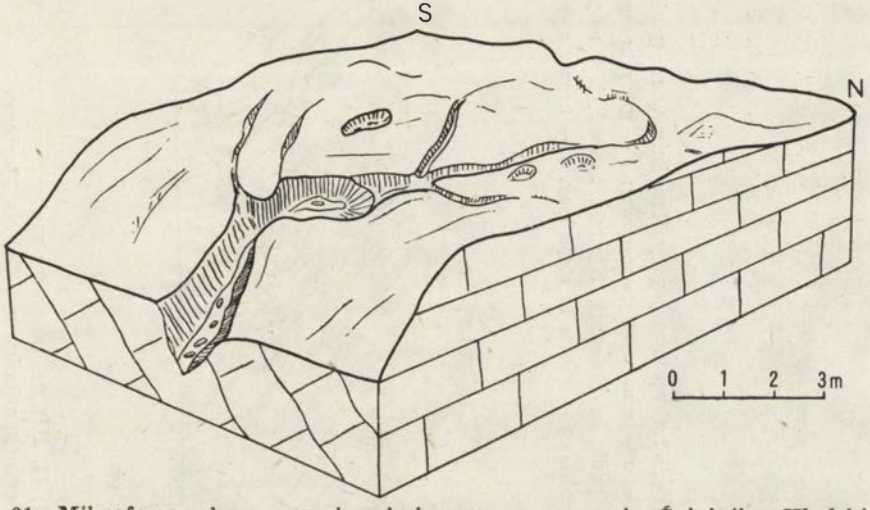
Fot. 18. Nacieki kalcytowe w Sali pałacowej Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie.
Calcite drip crusts in palatial hall of Niedźwiedzia Cave. All photos made by the author

http://rcin.org.pl

MIKRORELIEF POWIERZCHNI KRASOWEJ

MIKROFORMY POWIERZCHNIOWE W DOLINIE KLEŚNICY

Występują one na niewielkim spłaszczeniu stokowym ponad kamieniołomem Kletno II (lewe zbocze doliny Kleśnicy, wysokość ok. 820 m npm.). Zostały odsłonięte na skutek usunięcia osadów stokowych w związku z projektowaną eksploatacją marmurów. Możemy wydzielić tutaj dwie grupy mikroform (ryc. 21 i 25): do pierwszej zaliczamy żłobki krasowe, meandryczne rynny i in., które tworzyły sieć odwodnienia powierzchniowego, komunikującą się z niżej leżącymi szczelinami krasowymi, do drugiej — owalne zagłębienia typu marmitów o średnicy kilkudziesięciu centymetrów, powstałe na powierzchniach płaskich. Geneza ich jest związana z chemiczną działalnością wód stagnujących.



Ryc. 21. Mikroformy krasu powierzchniowego w masywie Śnieżnika Kłodzkiego (ponad kamieniołomem Kletno II)

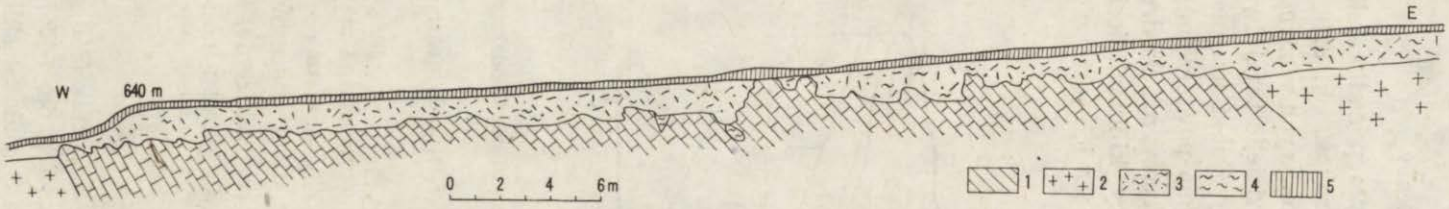
Microforms of karst surface in Śnieżnik Kłodzki massif (above Kletno II quarry).

Opisane mikroformy wypełniały osady stokowe typu soliflukcyjnego, pod którymi spotykano glinki typu kaolinowego. Analiza chemiczna wykazała w niej ponad 28% związków żelaza i glinu (tab. 3). Jest to osad rezydualny po chemicznym rozpadzie marmurów, który uległ procesowi kaolinizacji. Wydaje się być wielce prawdopodobnym przypuszczenie, iż mamy tu do czynienia z mikroformami, które przetrwały z okresu interglacjalnego, a nawet z trzeciorzędu.

MIKROFORMY KRASOWE NA STOKACH KRZYŻNIKA

Na zachodnich i południowo-zachodnich stokach góry Krzyżnik (710 m npm.) na spłaszczeniu stokowym położonym na wysokości około 640 m npm. w kamieniołomie „Biała Marianna" (ponad miastem Stronie Śląskie)

http://rcin.org.pl

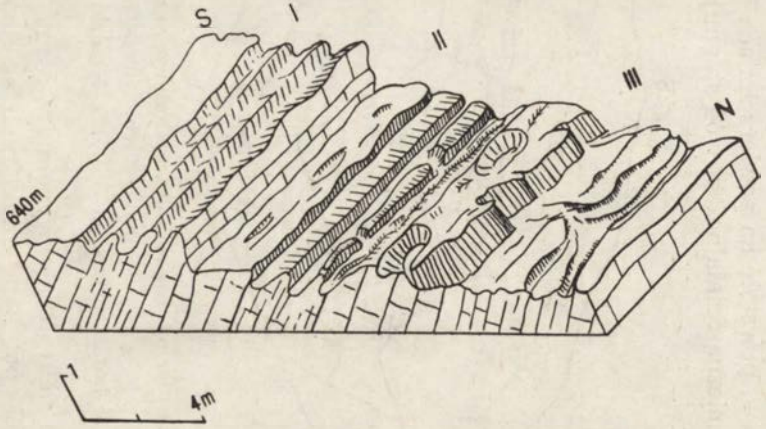


Ryc. 22. Profil powierzchni stokowej góry Krzyżnik w masywie Śnieżnika

1 — marmury; *2* — łupki łyszczykowe; *3* — gruz w glinie stokowej; *4* — gliny brunatne; *5* — warstwa humusowa

Profile of slope surface of Krzyżnik peak in Śnieżnik Kłodzki massif (NW slope, „Zielona Marianna" quarry)

1 — marbles; *2* — mica schists; *3* — debris in slope clay, *4* — brown clays; *5* — humus bed



Ryc. 23. Etapy rozwoju mikroform krasowych (*I, II, III*) na północno-zachodnim stoku góry Krzyżnik w masywie Śnieżnika Kłodzkiego (kamieniołom „Zielona Marianna")

Evolutionary stages of karst microforms (*I, II, III*) in NW slope of Krzyżnik peak in Śnieżnik Kłodzki massif („Zielona Marianna" quarry)

http://rcin.org.pl

odsłonięto 1 ha powierzchnię marmurów pokrytą licznymi mikroformami (ryc. 22 i 23). Występowały tu dwie grupy mikroform podobnych do opisanych z doliny Kleśnicy. Pierwsza stanowiła sieć odwodnienia powierzchniowego, a druga powstała z wód stagnujących. Wypełniające je osady pochodziły wyłącznie z peryglacjału i holocenu, w odróżnieniu od mikroform z doliny Kleśnicy. Zwrócono uwagę, że większość mikroform przeszła kilka cykli rozwoju od sieci żłóbków i drobnych rynien (cykl I na ryc. 23) po głęboko wcięte rynny meandrowe z drobnymi kanałami podziemnymi (cykl III na ryc. 23). Rozwój opisanych mikroform był predysponowany, odporniejszymi na korozję, wkładami dolomitów i łupków łyszczykowych oraz nieprzepuszczalnym podłożem, które mogła gwarantować zmarzlina plejstoceńska.

ZJAWISKA KRASU POWIERZCHNIOWEGO W ROGÓŻCE

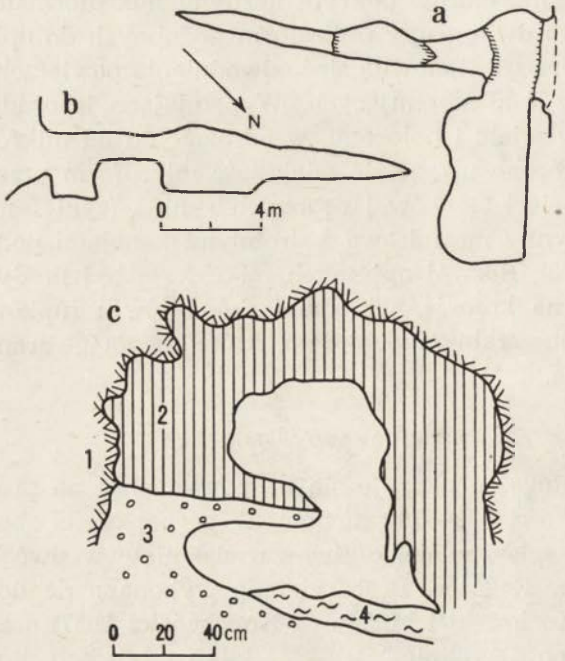
Soczewka marmurów w Rogóźce ukazuje się na powierzchni na prawym zboczu doliny na wysokości 600—700 m npm. W górnej części zbocza rozwinęło się niewielkie spłaszczenie, częściowo odsłonięte w dwóch wyrobiskach kamieniołomu w Rogóźce. Prace ziemne wykonane do dokumentacji geologicznej (S. Kozłowski i M. Moroz-Kopczyńska 1957) oraz wykopy autora odsłoniły tę powierzchnię jeszcze w kilku miejscach. Powierzchnia ta jest pokryta mikroformami krasowymi podobnymi do tych, które opisano w dolinie Kleśnicy i na górze Krzyżnik. Są one jednak słabiej zachowane, być może dlatego, iż występują tuż pod powierzchnią, często zaledwie na głębokości 0,5 m. Poza mikroformami na uwagę zasługiwały lejki krasowe oraz rowy stokowe. Pierwsze były zlokalizowane na powierzchniach płaskich, drugie na stokach silnie nachylonych. Pod względem morfologicznym i genetycznym są podobne do form opisanych na stokach Miłka w Górach Kaczawskich. Na uwagę zasługuje powiązanie tych form z wyżej leżącymi polami mikroform krasowych. Odprowadzanie wód było skierowane bezpośrednio do rynien stokowych przez zespół mikroform powierzchniowych i kanały płytkiego drenażu. Wyloty kanałów podziemnych były zlokalizowane na ścianach i w dnie rynien.

KRAS PODZIEMNY

PROFIL NAMULISKA JASKINI W KRZYŻNIKU

W czasie eksploatacji w kamieniołomie „Biała Marianna", na północno-zachodnich stokach Krzyżnika, częściowemu zniszczeniu uległa jaskinia odkryta przez S. Kozłowskiego (1952). Sześć metrów poniżej poziomego korytarza tej jaskini odsłonięto rurę krasową o średnicy około 1,5 m oraz szczeliny krasowe. Były to kanały, które pełniły funkcję odwadniającą poziom skrasowienia reprezentowany przez Jaskinię Kozłowskiego. Kanały te były wypełnione osadami, których profil przedstawiono na rycinie 24. Są to silnie scementowane brekcje, na których zalega po-

http://rcin.org.pl



Ryc. 24. Jaskinia Kozłowskiego w kamieniołomie „Biała Marianna" na górze Krzyżnik

a — plan jaskini (wg K. Kowalskiego); *b* — profil podłużny; *c* — profil osadów poniżej jaskini (wg autora): *1* — ściana skalna, *2* — kalcyt naciekowy, *3* — brekcja, *4* — glina brunatna

Jaskinia Kozłowskiego (Kozłowski Cave) in „Biała Marianna" quarry in Krzyżnik peak

a — sketch map of cave (after K. Kowalski); *b* — longitudinal profile; *c* — profile of deposits below the cave (after the author): *1* — rock wall, *2* — calcite drip crust, *3* — breccia, *4* — brown clay

kład kalcytu naciekowego. Pierwotnie brekcja wypełniała cały korytarz, o czym świadczą zachowane resztki we wnękach stropowych. Granica między brekcją a kalcytem ma charakter erozyjny. W trakcie późniejszych procesów kanały zostały ekshumowane i częściowo wypełnione osadem pochodzącym z rozmycia brekcji. Skład petrograficzny brekcji udało się określić tylko częściowo ze względu na silne rozłożenie chemiczne. Były to fragmenty łupka łyszczykowego oraz gnejs plagioklazowo-oligoklazowy. Spoiwo tworzył węglan wapnia z wodorotlenkami żelaza i manganu. Warstwa kalcytowa to normalny typ nacieku stalagmitowego, w którym poszczególne stalagmity zostały połączone naciekiem pokładowym. Interesująca jest powierzchnia tego nacieku o wyglądzie nerkowatym. Jest to, jak się zdaje, młodsza pokrywa naciekowa pokrywająca częściowo zdegradowane nacieki starsze. Nacieki typu nerkowatego występują w dużych ilościach w zachowanym korytarzu Jaskini Kozłowskiego.

Osady wypełniające korytarze jaskini w górze Krzyżnik nawiązują do kluczowego profilu trzeciorzędowego znanego w Połomie w Górach Kaczawskich. Na tej podstawie istnieje możliwość datowania powierzchni degradacyjnej przylegającej do Krzyżnika. Powierzchnia ta nawiązuje do wyżej opisanego horyzontu jaskiniowego związanego z „morfologią II", datowaną na młodszy paleogen.

Rozszerzenie eksploatacji marmurów w Stroniu Śląskim w latach siedemdziesiątych oraz działalność grupy grotołazów w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie dostarczyły nowych danych o krasie wewnętrznym kopuły krasowej Krzyżnika. W niższych kamieniołomach „Białej Marian-

http://rcin.org.pl

ny" odsłonięto obszerne kominy krasowe (przodek kamieniołomu 3) oraz korytarze jaskini horyzontalnej nazwanej „Białą Marianną" (wschodnia ściana kamieniołomu 2). System ten nawiązuje do poziomu skrasowienia reprezentowanego przez Jaskinię Kozłowskiego. W najwyższym łomie „Zielonej Marianny" odstrzelono kominy połączone z mikro- i mezoformami powierzchniowymi, a w dolnym odnosiły się fragmenty kopalnych szczelin krasowych wypełnionych osadem piaszczystym. Na południowo-wschodnim stoku Krzyżnika w nieczynnym wyrobisku odkryta została Jaskinia Kontaktowa. Dotychczasowe dane zdają się wskazywać na istnienie w kopule krasowej Krzyżnika co najmniej dwóch poziomów skrasowienia związanych z „morfologią II i III".

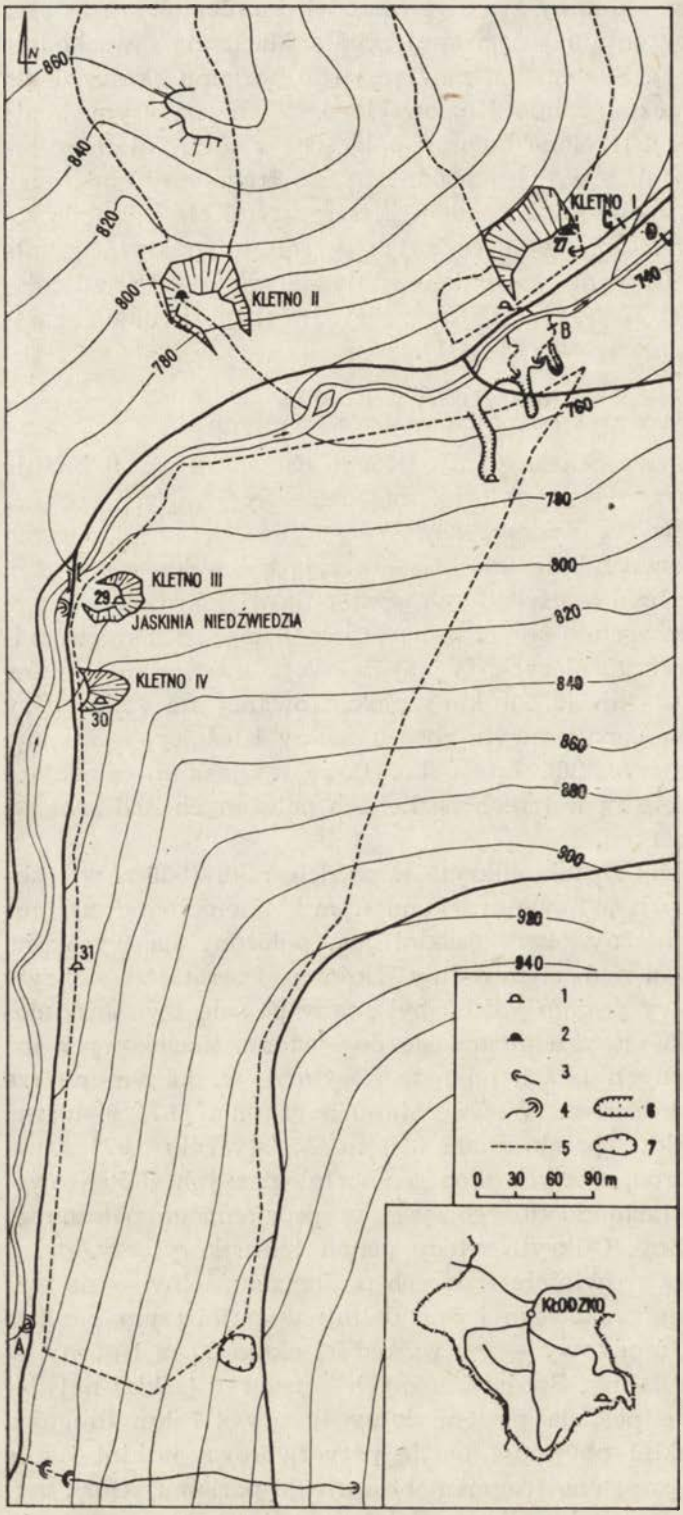
JASKINIA NIEDŹWIEDZIA W KLETNIE I STRATYGRAFIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Północny stok masywu Śnieżnika Kłodzkiego (1425,5 m npm.) buduje seria skał łupkowo-paragnejsowych oraz gnejsów, wśród których spotyka się soczewy marmurów (L. Kasza 1964). Wychodnie skał węglanowych zajmują niewielką powierzchnię, nie przekraczającą 0,8 km² (ryc. 25). Jednakże pod powierzchnią morfologiczną występują wielokrotnie większe pokłady marmurów, co zostało stwierdzone w latach pięćdziesiątych podczas prowadzonych prac górniczych. W największej soczewce marmurów o rozmiarach 1,0 × 0,3 km (0,224 km²) zlokalizowanej na stoku góry Stromej (1166,8 m npm.), na prawym zboczu doliny Kleśnicy, występuje Jaskinia Niedźwiedzia (ryc. 26). Znane korytarze tej jaskini, osiągające długość 2 km, rozwinięte są w trzech poziomach położonych nad sobą na wysokości 760—810 m npm.

Jaskinia Niedźwiedzia została odkryta w październiku 1966 r. w trakcie prac eksploatacyjnych w nowo uruchomionym kamieniołomie marmurów „Kletno III". Sztuczny otwór jaskini jest położony na wysokości 793 m npm., około 18 m nad dnem doliny Kleśnicy. Początkowo odkryto 218 korytarzy (środkowy poziom jaskini był znany po salę Lwa Jaskiniowego). W grudniu 1967 r. przekopano się do systemu naciekowych sal pałacowych, w następnych latach odkryto korytarze w dolnym piętrze jaskini po salę z wodospadem. Według stanu z grudnia 1971 r. łączna długość korytarzy jaskini przekraczała 800 m. W styczniu 1972 r. na podstawie badań elektrooporowych oraz geomorfologicznych zlokalizowano wykop, którym dotarto do dużego systemu podziemnego położonego na wysokości dna doliny. Odkryto wtedy ponad 1 km korytarzy.

Korytarze jaskini są rozwinięte w trzech poziomach: dolny — na wysokości systemu wywierzyskowego i dna doliny w najniższym punkcie wychodni marmurów, środkowy — na wysokości około 20 m i górny — około 30 m nad dnem doliny. Spośród znanych korytarzy jaskini największe rozprzestrzenienie posiada poziom dolny liczący 1,7 km długości. Poziom środkowy jaskini obejmuje partię przyotworową jaskini i sale pałacowe. Stanowi on zapewne fragment obszernego poziomu, który rozciąga się ponad korytarzami poziomu dolnego, odkrytego w styczniu

http://rcin.org.pl



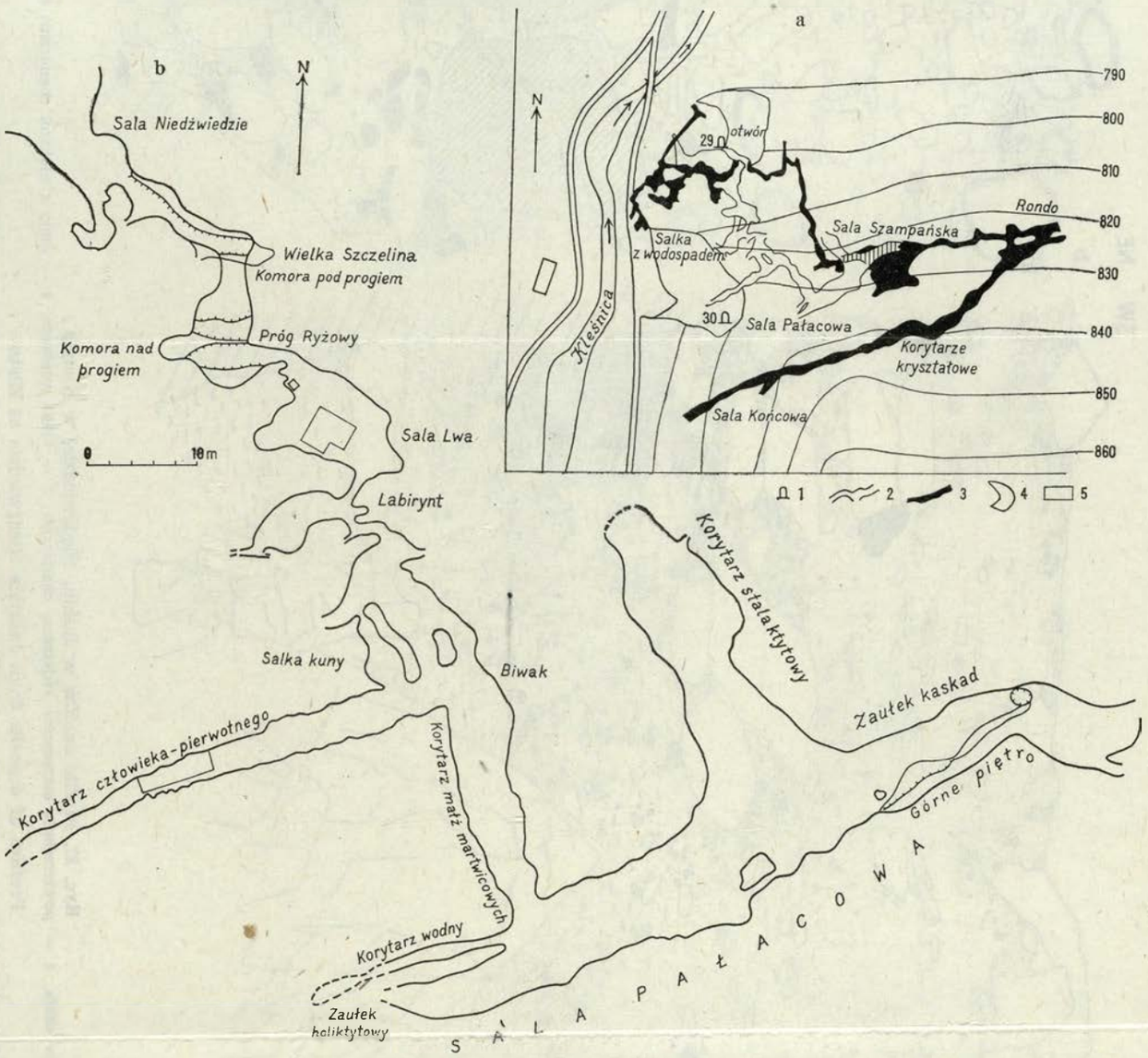
Ryc. 25. Zjawiska krasowe w Dolinie Kleśnicy w masywie Śnieżnika Kłodzkiego

1 — jaskinie istniejące; *2* — jaskinie zniszczone; *3* — źródła krasowe; *4* — ponory; *5* — granica marmurów; *6* — dolinki „wywierzyskowe"; *7* — leje krasowe; *A, B, C, D* — lokalizacja profilów hydrometrycznych

Karst phenomena in Kleśnica valley in Śnieżnik Kłodzki massif

1 — existing caves; *2* — destroyed caves; *3* — karst springs; *4* — swallow-holes; *5* — range of marbles; *6* — small karst-spring valleys; *7* — karst sinks; *A, B, C, D* — localities of hydrometric profiles

http://rcin.org.pl



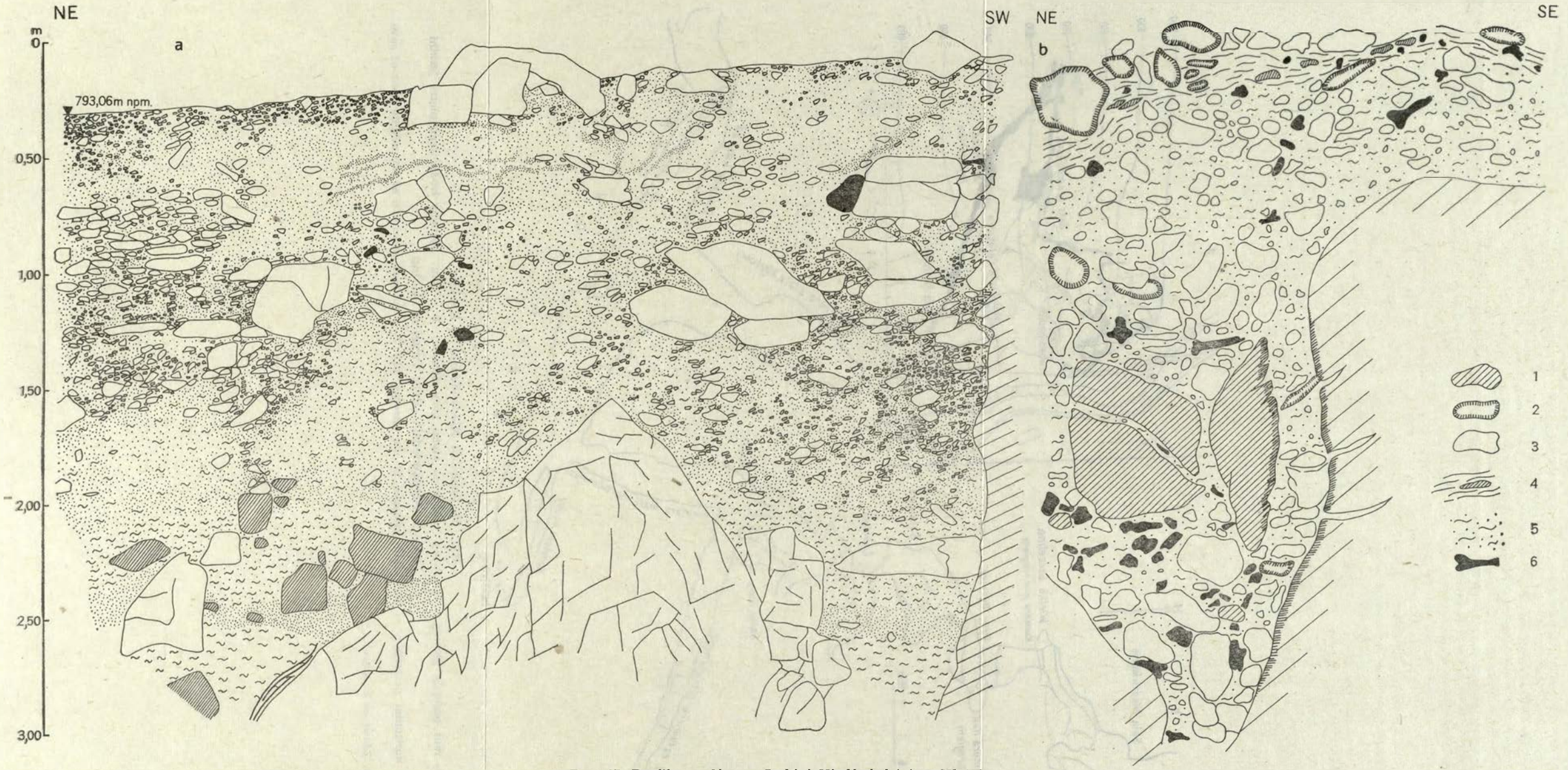
Ryc. 26. Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie

a — rzut poziomy głównych korytarzy jaskini na stoku góry Stromej; *b* — rzut poziomy środkowego piętra jaskini

Jaskinia Niedźwiedzia (Bear Cave) at Kletno

a — horizontal projection of the main passages in the Stroma hill; *b* — vertical projection of the middle floor of cave

http://rcin.org.pl



Ryc. 27. Profile osadów w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie

a — sala Niedźwiedzia; *b* — sala Lwa Jaskiniowego: *1* — lita skała, *2* — powierzchnia marmurów zwietrzała chemicznie, *3* — bloki wapienne, *4* — gliny z blokami chemicznie rozłożonymi, *5* — gliny i piaski, *6* — kości

Profiles of deposits from Jaskinia Niedźwiedzia at Kletno

a — Sala Niedźwiedzia (Bear Hall); *b* — Sala Lwa Jaskiniowego (Cave Lion Hall): *1* — hard rock, *2* — surface of marbles chemically weathered, *3* — calcareous blocks, *4* — clays containing chemically decomposed rock blocks, *5* — clays and sands, *6* — bones

http://rcin.org.pl

1972 r. Poziom górny znany jest zaledwie w kilkunastumetrowych fragmentach ponad salami pałacowymi.

W Jaskini Niedźwiedziej występują osady zróżnicowane zarówno genetycznie, jak i wiekowo. W dolnym poziomie jaskini stwierdzono typowe osady rzeczne transportowane aktualnie. Są to żwiry i osady drobnofrakcyjne pochodzenia autochtonicznego, jak i allochtonicznego. Żwirowiska tego poziomu są zbliżone pod względem składu petrograficznego do żwirowisk rzeki Kleśnicy w rejonie jaskini. Na ścianach dolnego poziomu występuje współczesna bardzo bogata pokrywa nacieków kalcytowych typu stagnalitowego. Przeważają duże formy stalaktytowe oraz kolumny naciekowe (do kilku metrów wysokości). Ponad dolnym poziomem jaskini w kominach dochodzących do tego poziomu (komin Maurycego) stwierdzono grube pokłady ciemnego zlepieńca zbudowanego z dobrze obtoczonych żwirów krystalicznych skał zlewni Kleśnicy spojonych ciemnym osadem ilastym. Są to stare żwirowiska Kleśnicy zachowane w środkowym poziomie Jaskini Niedźwiedziej, starsze od miąższej serii autochtonicznej zapełniającej korytarze środkowego poziomu jaskini, odsłonięte w kilku wykopach w sali Niedźwiedziej, sali Lwa, Przejściowej i w korytarzu Człowieka. Osady w przewadze autochtoniczne ze środkowego piętra jaskini zostały wnikliwie zbadane pod względem stratygraficznym i paleontologicznym w latach 1968—1972 (M. Pulina 1970, 1976; T. Wiszniowska 1967, 1976a, b). Ze względu na ogromne nagromadzenie kości ssaków plejstoceńskich (głównie *Ursus spelaeus* i *Panthera spelaea*) możliwe było rozpoziomowanie tych osadów zarówno stratygraficznie, jak i wiekowo [6].

Na rycinie 27 przedstawiono dwa charakterystyczne profile osadów środkowego poziomu jaskini wraz z wynikami datowań kości. Brak tu żwirów rzecznych (zlepieńców) znalezionych w stropie poziomu dolnego, których pozycja stratygraficzna nie jest jeszcze określona. W spągu profilu z sali Niedźwiedziej zlokalizowanego w naturalnym otworze jaskini, stwierdzono dwie pokrywy żwirów rzecznych, z których młodsza nawiązuje do osadów terasowych Kleśnicy, położonych na wysokości około 18 m nad współczesnym dnem doliny. Osad jest silnie chemicznie przeobrażony, tak że były duże trudności z określeniem składu petrograficznego. Na żwirach krystalicznych zalegają co najmniej dwie serie gruzu peryglacjalnego wymieszanego z osadami piaszczysto-ilastymi zawierającymi bogaty inwentarz kostny. W stropie ostatniej serii peryglacjalnej występują bardzo dobrze zachowane formy segregacji mrozowej w postaci klinów i gleb strukturalnych. Osady w sali Lwa i Przejściowej są typu soliflukcyjnego, z okresu sedymentacji autochtonicznych pokryw peryglacjalnych w sali Niedźwiedziej i korytarzu Człowieka. Na plejstoceń-

[6] Wiek bezwzględny kości został określony przez dr. T. Wysoczańskiego-Minkowicza z Pracowni Geologii Czwartorzędu PAN w Warszawie metodą fluoro-chloro-apatytową i kalogenową.

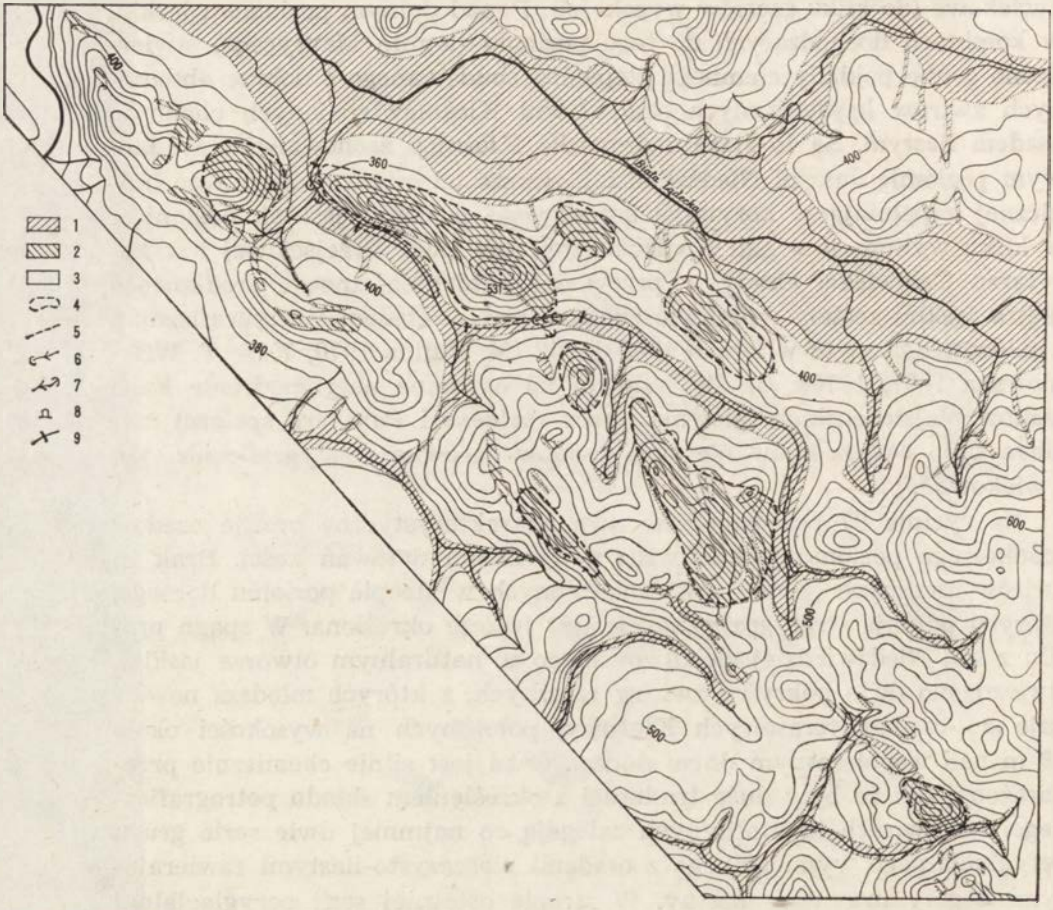
http://rcin.org.pl

skich pokrywach gruzowo-gliniastych została osadzona bogata szata nacieków kalcytowych, która tworzy się współcześnie. Są to przebogate formy stalagmitowe i pokrywy spągowe w postaci różnorodnych mis martwicowych i kaskad oraz oryginalne nacieki stalaktytowe (S. Zięba 1977).

HYDROGRAFIA KRASOWA

SYSTEM ODWODNIENIA PODZIEMNEGO W KROWIARKACH

W Krowiarkach występuje system podziemnego przepływu, jeden z najlepiej wykształconych w Sudetach. Jest on zlokalizowany w dolinie Piotrówka, między wsiami Romanowo Górne i Żelazno (ryc. 28). Część



Ryc. 28. Zjawiska krasowe w Krowiarkach (Sudety Kłodzkie)

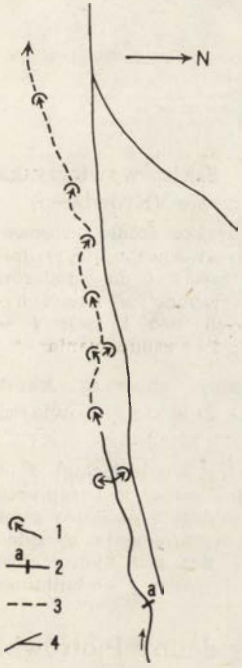
1 — luźne osady czwartorzędowe; *2* — marmury; *3* — skały niekrasowe; *4* — kopuły krasowe; *5* — ciek okresowy; *6* — ponor; *7* — wywierzysko; *8* — jaskinia; *9* — zastawki do pomiarów przepływu (geologia wg J. Kuźniara)

Karst phenomena in Krowiarki Mts. (the Kłodzko Sudetes)

1 — loose Quaternary deposits; *2* — marbles; *3* — non-karsted rocks; *4* — karst domes; *5* — creek with seasonal flow; *6* — swallow-hole (ponor); *7* — karst spring; *8* — cave; *9* — sluice gates for flow measurements (geology after J. Kuźniar)

http://rcin.org.pl

źródliskowa strumienia Piotrówka leży w centrum Krowiarek na wysokości ponad 500 m npm., w obszarze zbudowanym z łupków krystalicznych. Dolny odcinek doliny (380—340 m npm.) trawersuje klin marmurów na długości ponad 3 km. Dolina się tu zwęża, zbocza ze skał węglanowych są strome i osiągają do 150 m wysokości. Dolina ma charakter przełomu strukturalnego. Dno doliny na tym odcinku posiada okresowe odwodnienie powierzchniowe. W czasie niskich stanów wody jest ono suche poza dwoma niewielkimi dopływami spływającymi z obszarów niekrasowych. Na kontakcie ze skałami węglanowymi (poniżej ostatnich zabudowań Romanowa Dolnego) woda ginie pod ziemią w klasycznym systemie ponorowym (ryc. 29). Ukazuje się ona na powierzchni w strefie wywierzyskowej przy pierwszych zabudowaniach wsi Żelazno.



Ryc. 29. Szkic ponorów krasowych potoku Piotrówka w Krowiarkach

1 — pojedynczy ponor; *2* — jesień 1962 r. (*a* — zastawka do pomiarów przepływu czynna w latach hydrologicznych 1962—1963); *3* — czerwiec 1963 r.; *4* — droga polna

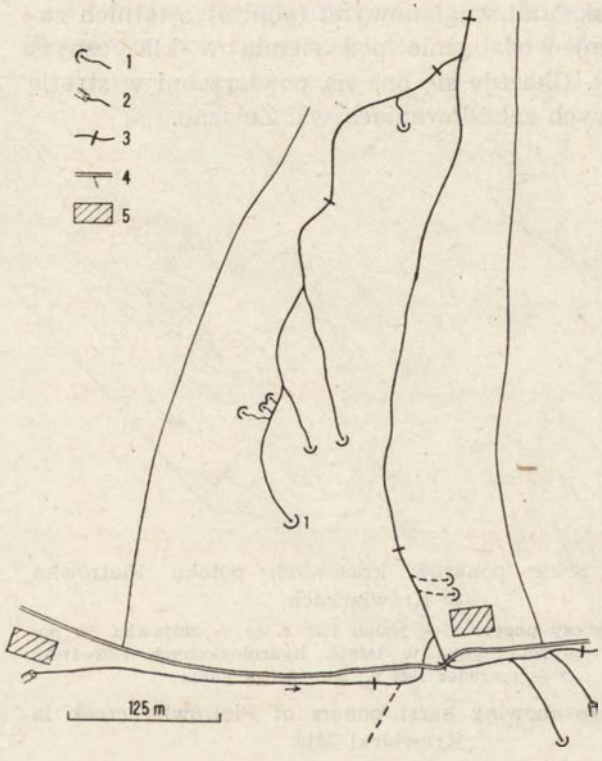
Sketch map showing karst ponors of Piotrówka creek in Krowiarki Mts.

1 — solitary karst ponor; *2* — autumn 1962 (*a* — sluice gate for flow measurements operated during the 1962—1963 hydrological years); *3* — June 1963; *4* — cart road

Ponory są wykształcone w postaci lejkowatych zagłębień o średnicy do 1 m i głębokości do 0,7 m. Powstały one w glinach napływowych dna doliny. Niektóre z nich posiadają dno otwarte i prawdopodobnie kontaktują się bezpośrednio ze szczelinami krasowymi. Za ostatnim ponorem ciągnie się suche, częściowo zarośnięte koryto potoku, którym woda przepływa w czasie bardzo wysokich stanów. Badania hydrologiczne przeprowadzone w latach 1962—1963 wykazały, iż całkowita chłonność ponorów wynosi ponad 25 l/s. Chłonność czterech pierwszych ponorów wynosi około 20 l/s (podwójne ponory ponad 6 l/s każdy, pojedyncze po około 2 l/s). Chłonność jednostkowa ostatnich pojedynczych ponorów nie przekracza 1 l/s.

http://rcin.org.pl

Wywierzyska we wsi Żelazno (ryc. 30) są zlokalizowane na uskoku NE—SW przecinającym masyw Krowiarek. Woda bije pod ciśnieniem przebijając płat osadów stokowych i glin napływowych. Stwierdzono tu 9 większych źródeł, z których część wysycha w czasie niskich stanów. Ogólna wydajność (średnia lat 1962—1963) tego systemu wywierzyskowego została określona na około 50 l/s. Największym jest źródło nr 1, które było znane przed II wojną i badane przez F. Paxa (1936b).



Ryc. 30. Szkic wywierzyska w Żelaznie (Krowiarki)

1 — pojedyncze źródło krasowe; *2* — źródło krasowe ujęte w dreny; *3* — zastawki do pomiarów przepływu czynne w latach hydrologicznych 1962 i 1963; *4* — drogi; *5* — zabudowania

Sketch map showing karst springs at Żelazno (Krowiarki Mts.)

1 — solitary karst spring; *2* — karst spring with flow captured by drain piping; *3* — sluice gates for flow measurements operated during the 1962—1963 hydrological years; *4* — roads; *5* — buildings

Wywierzyska Żelazna odprowadzają nie tylko wody doliny Piotrówki (głównie masyw Słupca — 531 m npm.), ale prawdopodobnie również stoki wzgórza Wapniarka (518 m npm.).

Badania hydrochemiczne przeprowadzone w latach hydrologicznych 1962 i 1963 wskazują, iż wywierzyska Żelazna charakteryzują się typowymi cechami krasowymi zarówno w termice, jak i składzie chemicznym (tab. 7). Amplituda roczna temperatury była niska i w wywierzysku nr 1 wynosiła 1,3°C w przedziale od 9,0 do 10,5°C (ryc. 39). F. Pax stwierdził tu temperaturę w granicach od 10,0 do 10,2°C. Mineralizacja wód wywierzyskowych była stosunkowo wysoka i wahała się w granicach 164,5—267,0 mg/$CaCO_3$ (Ca^{++} + Mg^{++}). Wartości te odpowiadają przedziałowi 9,34—15,30° dH. F. Pax określił mineralizację największego źródła na 11,8° dH.

http://rcin.org.pl

HYDROGRAFIA KRASOWA DOLINY KLEŚNICY

Dolina Kleśnicy bierze początek w szerokim leju źródłowym położonym na północnych stokach Śnieżnika Kłodzkiego (1424,5 m npm.) na wysokości ponad 1050 m npm. Górny południkowy odcinek doliny o długości ponad 2 km jest prostolinijny i posiada nachylenie 135‰. Od wysokości 780 m npm. dolina zmienia kierunek na północno-wschodni i biegnie w tym kierunku przez 1,5 km. Spadek jest tu mniejszy i wynosi 53‰. Poniżej 700 m npm. dolina zmienia dwukrotnie swój kierunek, początkowo na południkowy, a od wsi Kleśnica do ujścia na północno-wschodni. W górnym odcinku na wysokości 840—740 m npm. dolina trawersuje trzy soczewki marmurów dolomitowych. Dolina jest wąska i posiada asymetryczne stoki. Nachylenie dna doliny osiąga 80‰. W obrębie tego krasowego odcinka doliny, liczącego 1,3 km długości, stwierdzono typowe zjawiska hydrografii krasowej (ryc. 25). Na kontakcie z marmurami budującymi największą soczewkę góry Stromej, na wysokości około 840 m npm. występuje I strefa ponorowa, a w miejscu wyklinowania się soczewki marmurów (ok. 740 m npm.) duża strefa wywierzyskowa. Wywierzyska są zlokalizowane po obydwu stronach strumienia Kleśnica oraz w korycie potoku. Ponad strefą wywierzyskową, na prawym zboczu doliny Kleśnicy, występują typowe formy dolinek wywierzyskowych. Najwyższe z nich są obecnie suche, środkowe uruchamiają się w czasie stanów bardzo wysokich, a dolne są czynne przez większą część roku.

W Jaskini Niedźwiedziej, w dolnych korytarzach odkrytych w 1972 r., przepływa strumień, który jest fragmentem podziemnego przepływu Kleśnicy ginącego w strefie ponorowej. Odcinek podziemny znany jest zaledwie w niewielkim fragmencie i obejmuje początkowe partie bliskie II strefy ponorowej (780—790 m npm., na wysokości kamieniołomu „Kletno III i IV").

Chłonność I i II strefy ponorowej została oceniona na kilkanaście l/s. W czasie niskich stanów wody odcinek doliny położony pomiędzy ponorami a pierwszym większym dopływem niekrasowym (Dziki Potok) jest suchy.

Charakterystyka hydrologiczna w obszarze krasowym doliny Kleśnicy została przedstawiona w zbiorowych opracowaniach poświęconych Jaskini Niedźwiedziej (M. Pulina 1970, 1977; T. Komar 1977). Są to wyniki badań z eksperymentalnej zlewni Kleśnicy, w której prowadzone są systematyczne badania hydrochemiczne oraz ciągłe pomiary elementów hydrometrycznych i meteorologicznych w kilku stacjach terenowych.

WŁASNOŚCI FIZYKOCHEMICZNE WÓD KRASOWYCH W DOLINIE KLEŚNICY

Soczewki marmurów w dolinie Kleśnicy posiadają odrębny reżim hydrograficzny. Stwierdzono tu dwa typy wód krążących w marmurach. Jeden allochtoniczny — związany z infiltracją wód potoku Kleśnica (infiltracja pozioma), drugi autochtoniczny — to wody grawitacyjne po-

http://rcin.org.pl

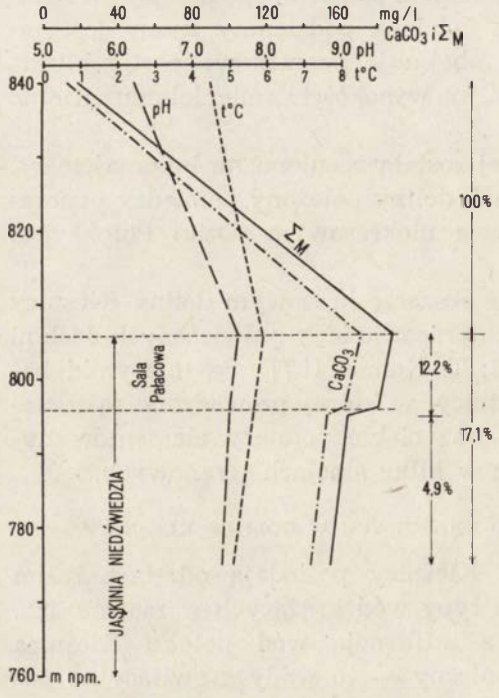
chodzące z powierzchni stoku góry Stromej (infiltracja pionowa). Obydwa typy wód różnią się między sobą i posiadają odmienne własności korozyjne. Wody allochtoniczne są zbliżone do wód niekrasowych strumienia Kleśnica, zarówno pod względem składu chemicznego, jak i termiki. Natomiast wody autochtoniczne posiadają swoiste cechy fizykochemiczne nieporównywalne z żadnym innym typem wód.

Badania wód krasowych zostały przeprowadzone w soczewce marmurów góry Stromej oraz w kamieniołomach „Kletno I i II". Obserwacjami objęto wody wypływające z marmurów (6 źródeł krasowych) oraz wody krążące wewnątrz soczewki marmurów w 17 stanowiskach położonych w korytarzach Jaskini Niedźwiedziej (M. Pulina 1977). Ponadto dla porównania prowadzone są systematyczne pomiary powierzchniowych wód niekrasowych oraz wód opadowych.

Wody autochtoniczne badano od momentu spadnięcia ich na powierzchnię marmurów, przepłynięcia przez szczeliny krasowe i korytarze Jaskini Niedźwiedziej, aż po połączenie się ich z potokiem allochtonicznym w dolnym piętrze jaskini. Obraz graficzny metamorfozy kilku wybranych elementów fizykochemicznych jest przedstawiony na rycinach 31 i 32.

Wyniki badań wód autochtonicznych pozwalają przedstawić kilka następujących wniosków:

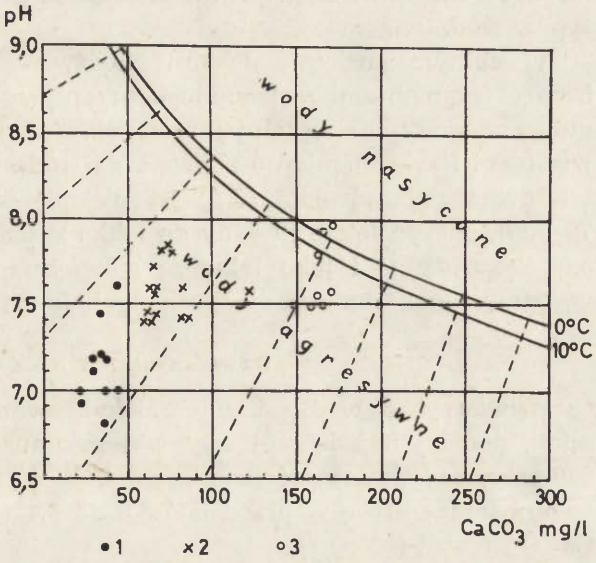
1. Metamorfoza wód infiltracji pionowej w profilu pionowym masywu marmurów góry Stromej przebiega w dwóch etapach. Pierwszy



Ryc. 31. Metamorfoza wód infiltracji pionowej w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie

Metamorphosis of waters vertically infiltrating into Jaskinia Niedźwiedzia at Kletno

http://rcin.org.pl



Ryc. 32. Agresywność chemiczna wód krasowych w Dolinie Kleśnicy

1 — wody powierzchniowe; *2* — wody ze źródeł krasowych; *3* — wody grawitacyjne w Jaskini Niedźwiedziej

Chemically aggressive power of karst waters in Kleśnica valley

1 — surface waters; *2* — water from karst springs; *3* — gravity-flow water in Jaskinia Niedźwiedzia

zachodzi na powierzchni i w strefie podpowierzchniowej. Charakteryzuje się gwałtownym wzrostem mineralizacji od kilkunastu, kilkudziesięciu mg/l do ponad 200 mg/l (suma wszystkich rozpuszczonych soli Σ_M), co powoduje osiągnięcie i przekroczenie granicy nasycenia. Drugi etap ma miejsce w głębi masywu, w obrębie korytarzy Jaskini Niedźwiedziej. Zachodzi tu częściowa depozycja kalcytu w postaci nacieków stagnalitowych, zarówno w poziomie środkowym jaskini, jak i w korytarzach dolnego poziomu.

2. Na powierzchni marmurów i w strefie podpowierzchniowej, sięgającej do głębokości kilku, kilkunastu metrów pod powierzchnią, wody charakteryzują się najwyższymi własnościami korozyjnymi. Jest ona wywołana niską mineralizacją i kwaśnym odczynem wód opadowych, często osiągającym 4° pH, oraz dużą zawartością agresywnego CO_2 pochodzącego ze strefy glebowej oraz ze śniegu. Wewnątrz masywu wody tracą swoje własności korozyjne na skutek osiągnięcia granicy nasycenia i braku wydajnych źródeł CO_2.

3. Wody autochtoniczne przepływające przez strefę mikroklimatu dynamicznego jaskini (w okolicy otworu) zamarzają w okresie zimy, tworząc okazałe nacieki lodowe. W trakcie procesu zamarzania następuje wytrącanie kalcytu na ścianach kryształów lodu, co powoduje narastanie bezpostaciowej masy węglanowej zwanej kamiennym mlekiem.

4. Wody autochtoniczne w najniższym poziomie jaskini uchodzą do strumieni allochtonicznych zwiększając ich mineralizację.

5. Wody źródeł krasowych opuszczające soczewki marmurów w dolinie Kleśnicy pochodzą z połączenia wód autochtonicznych i allochto-

http://rcin.org.pl

nicznych. Ich mineralizacja jest zależna od procentowego udziału obydwu typów wód.

W dolnym poziomie Jaskini Niedźwiedziej przepływają strumienie będące fragmentami podziemnego przepływu strumienia Kleśnicy, która gubi swe wody w strefach ponorowych. Te wody allochtoniczne posiadają własności fizykochemiczne zbliżone do wód strumieni powierzchniowych. Ich pełna mineralizacja (Σ_M) jst niska i waha się w granicach 50—70 mg/l, odczyn lekko kwaśny do lekko zasadowego. Posiadają silne własności korozyjne i jako takie są głównym odczynnikiem powodującym powstawanie i rozszerzanie poziomych korytarzy Jaskini Niedźwiedziej.

WYWIERZYSKO W ROGÓŻCE

Wywierzysko w Rogóżce jest zlokalizowane u podstawy wzgórza 803 m npm., poniżej największej soczewki marmurów. Wysokość źródła około 580 m npm., wydajność do kilku l/s. W latach 1962—1963 zanotowano w nim temperaturę w przedziale 6,8 do 8,4°C, mineralizację do 144 mg/l $CaCO_3$ ($Ca^{++} + Mg^{++}$).

Śledząc skutki eksploatacji kamieniołomu w Rogóżce stwierdzono, iż wywierzysko doprowadza wody z dwóch obszarów. Jeden pochodzi z dna doliny, gdzie potok znika pod ziemią na kontakcie z marmurami (powyżej kamieniołomu) i przepływa najniższymi korytarzami Jaskini Radochowskiej. Przekonano się o tym fakcie w momencie zniszczenia części jaskini, pod którą odsłoniły się szczeliny krasowe, odprowadzające te wody. Drugim obszarem odwodnienia jest powierzchnia zrównania położona nad kamieniołomem na wysokości około 700 m npm.

KRAS KOPALNY W PRZEWORNIE NA PRZEDPOLU SUDETÓW KŁODZKICH

W 1969 i 1970 r. zostały odkryte kawerny krasowe w kamieniołomie marmurów w Przewornie (J. Głazek, J. Oberc, A. Sulimski 1971). Kamieniołom jest założony w marmurach proterozoicznych (dewońskich ?), które budują jądro niewielkiej kulminacji (204,2 m npm.) na prawym zboczu doliny Krynki.

W kawernach znaleziono liczną faunę głównie mioceńską. Z kręgowców, a w szczególności z ssaków, stwierdzono: małpy człekokształtne (K. Kowalski, H. Zapfe 1974), mamuty (H. Kubiak 1975), łasicowate, kotowate, nosorożce świniowate, jeleniowate, konczyle i inne (J. Głazek i in. 1971, 1972). Ponadto występowały tu liczne owady, a przede wszystkim chrząszcze (K. Galewski, J. Głazek 1973).

Rekonstrukcja paleogeograficzna jaskini w Przewornie dokonana przez J. Głazka (J. Głazek i in. 1971; K. Galewski, J. Głazek 1973) wskazuje, iż mieliśmy tu do czynienia z dobrze rozwiniętym krasem tropikalnym, który rozwijał się w obrębie wzgórza krasowego (mogotu). Jaskinia w Przewornie stanowi fragment poziomego korytarza związanego z trze-

http://rcin.org.pl

ciorzędowym dnem pra-Krynki (stanowisko Przeworno I) oraz szczelinę pionową kontaktującą się z powierzchnią morfologiczną (stanowisko Przeworno II). Większość fauny znaleziono w osadach ilastych. Część znalezisk, a w szczególności niektóre kręgowce i owady (chrząszcze), została utrwalona osadem krzemionkowym w postaci pokryw naciekowych. Depozycja krzemionki w kawernie krasowej Przeworno II była zdaniem J. Głazka związana ze źródłami gorącymi, czynnymi w tym okresie w związku z formowaniem się brzeżnego uskoku sudeckiego.

http://rcin.org.pl

WPŁYW SIECI SPĘKAŃ I CHEMICZNYCH WŁASNOŚCI PODŁOŻA NA ROZWÓJ FORM KRASOWYCH W SUDETACH

W procesie krasowienia decydującą rolę odgrywają zaangażowanie tektoniczne i skład chemiczny skał rozpuszczalnych oraz ilość, czas działania i agresywność chemiczna roztworów. Analiza rozmieszczenia form krasowych w Sudetach wskazuje na decydujący wpływ sieci spękań i składu chemicznego węglanów. Rozwój inicjalnej sieci kanałów podziemnych w Sudetach jest uzależniony bezpośrednio od sieci spękań. W początkowym okresie rozszerzania szczelin woda atakuje szybciej partie łatwiej rozpuszczalne. W trakcie następnych etapów rozwoju powstają sieci otwartych kanałów, naśladujących system spękań, założone bądź w skałach o największej czystości, bądź na kontakcie ze skałami o większej odporności na rozpuszczanie czy nawet ze skałami niekrasowymi. W tym okresie mniejszą już rolę odgrywa sieć spękań czy skład chemiczny węglanów, natomiast decydują czynniki zewnętrzne (baza erozyjna, dopływ wód itd.).

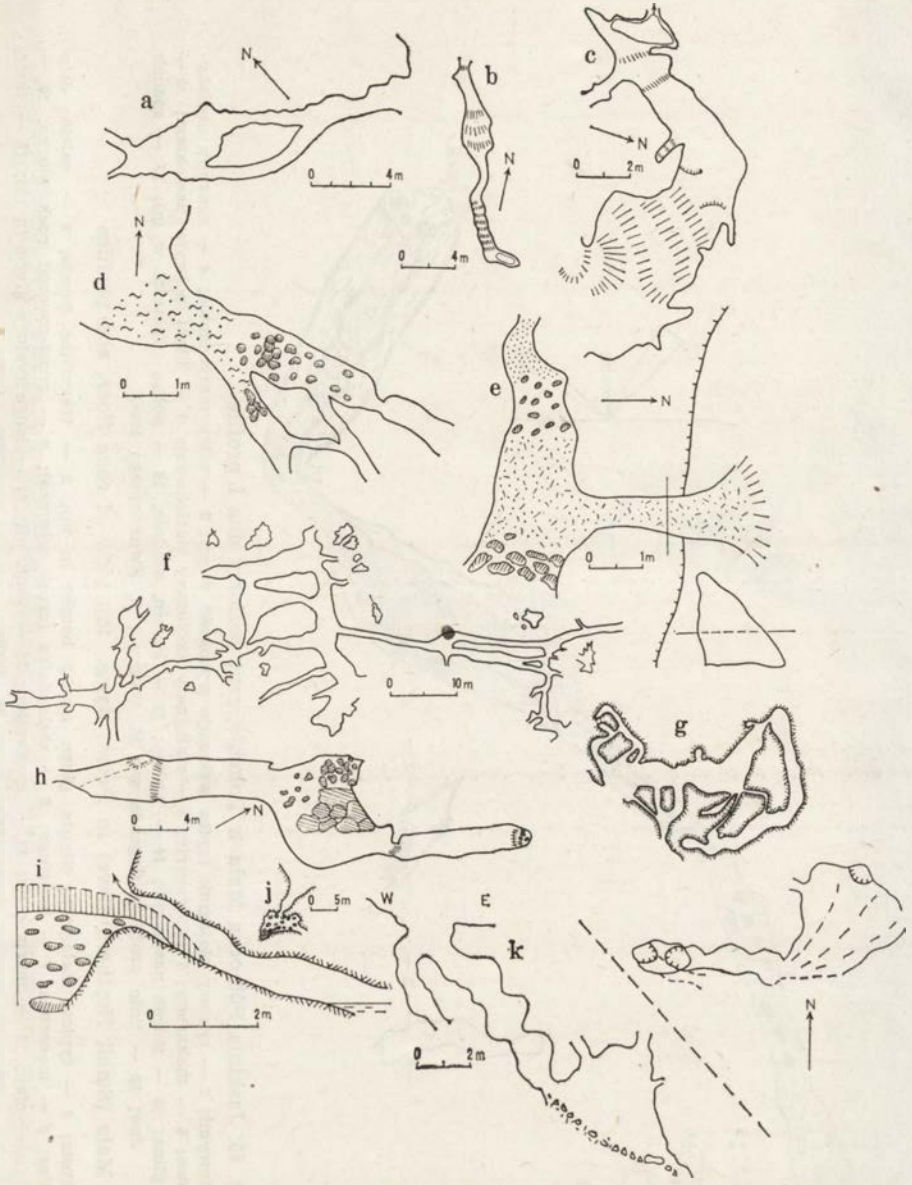
Najczęstszy system spękań, na których powstała przeważająca część kanałów krasowych w Sudetach, związany jest z biegiem i upadem warstw oraz z siecią spękań prostopadłą do nich. Drugi system spękań przecina pierwszy pod kątem około 45°. W Górach Kaczawskich jaskinie powstały najczęściej na spękaniach międzywarstwowych NW—SE (kierunek sudecki). Kierunek drugorzędny wykorzystały korytarze zorientowane południkowo i równoleżnikowo. W Kotlinie Kłodzkiej i w masywie Lądka i Śnieżnika przeważają korytarze o kierunkach południkowych i równoleżnikowych związanych z orogenezą wczesnowaryscyjską. Natomiast kierunki NW—SE i prostopadłe do nich są rzadziej wykorzystywane. Wyjątkiem są szczeliny krasowe w sąsiedztwie uskoku Górnej Nysy (jaskinia w Różance — ryc. 33), gdzie decyduje kierunek sudecki.

KLASYFIKACJA JASKIŃ POD WZGLĘDEM STRUKTURALNYM

Profil korytarzy jaskiniowych uzależniony jest w przeważającym stopniu od płaszczyzn spękań. Wobec faktu, iż w jaskiniach sudeckich decydują spękania związane z płaszczyznami warstwowymi zaproponowano klasyfikację jaskiń opartą o ten czynnik strukturalny.

Korytarz jaskini założony na spękaniach międzywarstwowych i przebiegający zgodnie z nachyleniem warstwy będzie konsekwentny.

http://rcin.org.pl



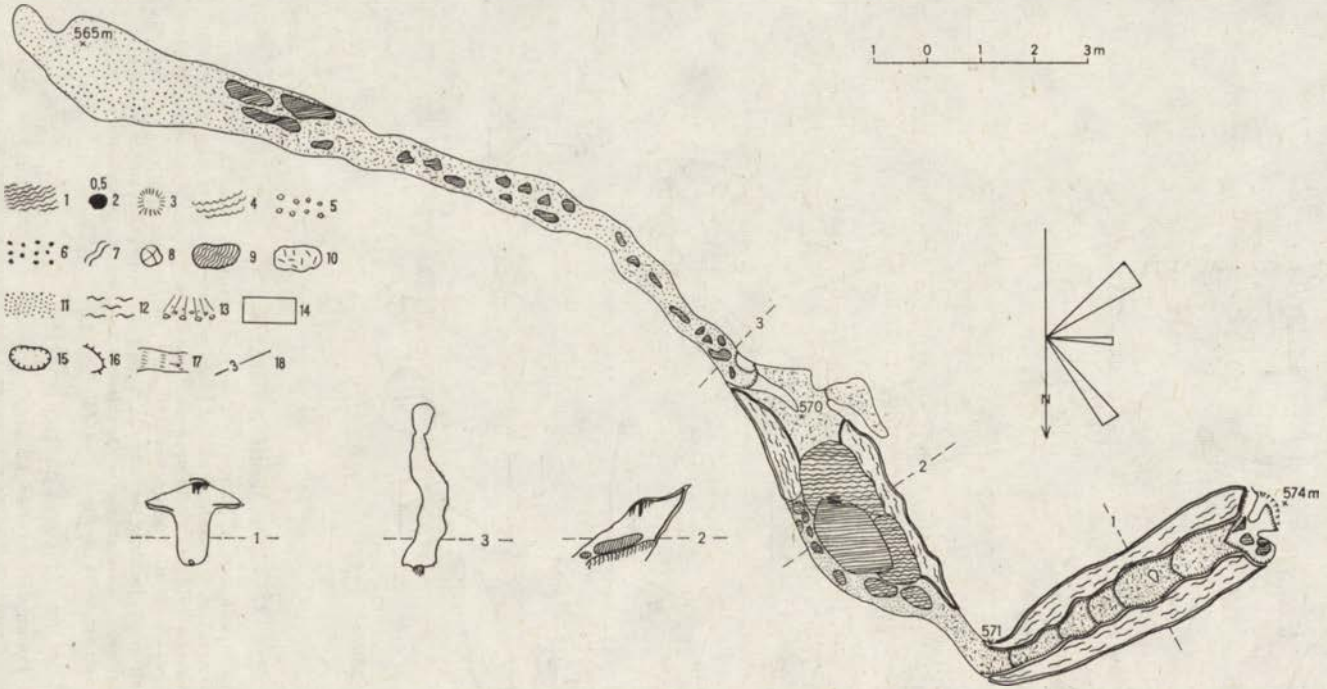
Ryc. 33. Plany jaskiń sudeckich

a — Jaskinia Wschodnia w Połomie (wg L. Zotza); *b* — jaskinia w Podgórkach w Górach Kaczawskich (wg K. Kowalskiego); *c* — Jaskinia Solna jama w Gniewoszowie (wg K. Kowalskiego); *d* — jaskinia w Różance (wg M. Puliny); *e* — jaskinia w górze Wapniarce w Krowiarkach (wg M. Puliny); *f* — Jaskinia Radochowska (wg W. Walczaka); *g* — jaskinia w Rogóźce (wg K. Maschke); *h* — jaskinia w Kletnie I (wg K. Kowalskiego); *i* — Jaskinia Wodna w Kletnie (wg M. Puliny); *j* — jaskinia w Granicznej (wg W. Walczaka); *k* — jaskinia Romanowska Studnia (wg M. Puliny)

Location of caves in the Sudetes

a — Jaskinia Wschodnia in Połom dome (after L. Zotz); *b* — cave at Podgórki in Kaczawa Mts. (after K. Kowalski); *c* — Solna Jama (Salt Den) at Gniewoszowo (after K. Kowalski); *d* — cave at Różanka (after M. Pulina); *e* — cave in Wapniarka peak in Krowiarki Mts. (after M. Pulina); *f* — Radochowska Cave (after W. Walczak); *g* — cave at Rogóżka (after K. Maschke); *h* — cave at Kletno I (after K. Kowalski); *i* — Wodna Cave at Kletno (after M. Pulina); *j* — cave at Graniczna (after W. Walczak); *k* — Romanowska Studnia (after M. Pulina)

http://rcin.org.pl



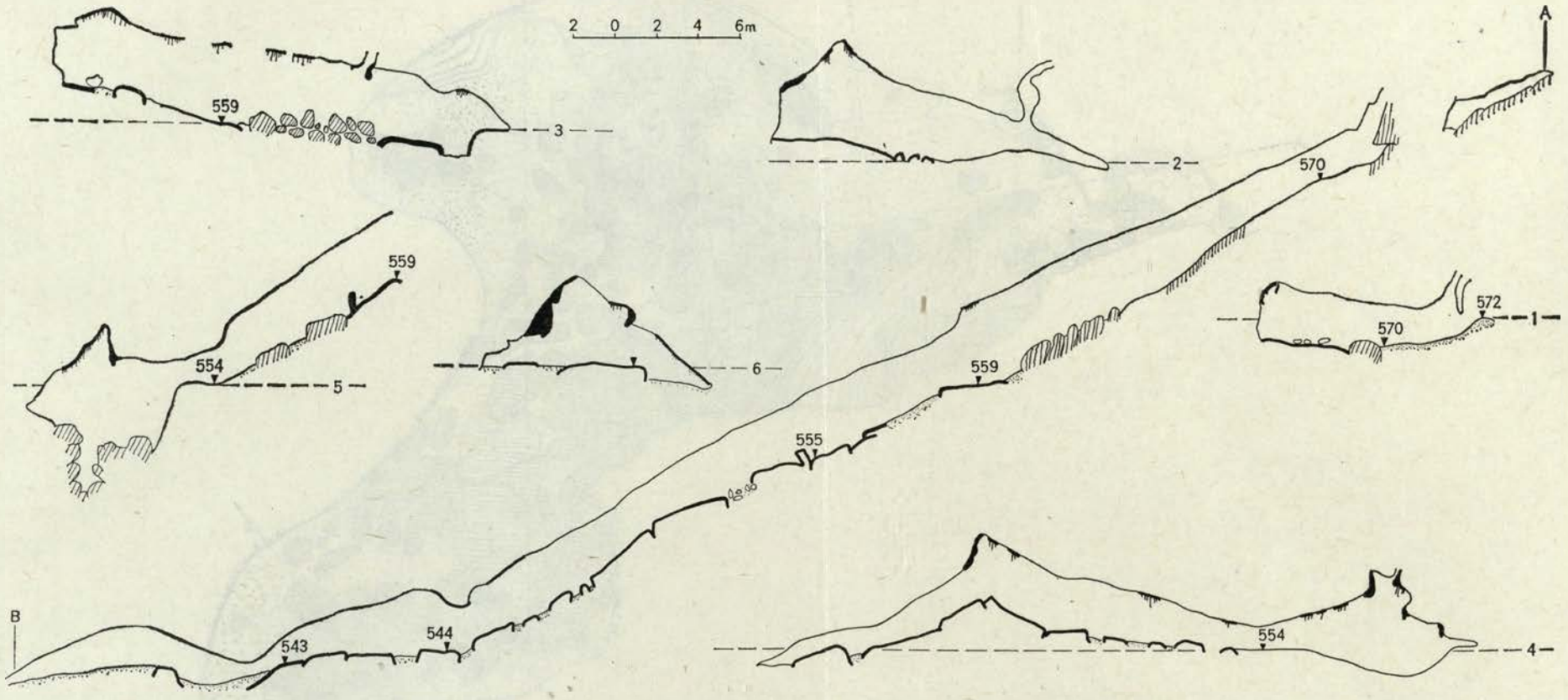
Ryc. 35. Jaskinia Północna Mała w Połomie, rzut poziomy dna i profile

1 — obszar pokryty naciekami kalcytowymi; *2* — typowy stalagmit (cyfra wskazuje wysokość w m); *3* — misy martwicowe; *4* — skorupy naciekowe na ścianach; *5* — stalaktyty typowe; *6* — makarony; *7* — draperie; *8* — stalagnaty (kolumny naciekowe); *9* — bloki pokryte naciekiem; *10* — bloki z gruzem; *11* — piasek; *12* — glina; *13* — stożek nasypowy; *14* — wykop; *15* — komin, studnia, *16* — półka (wartości w m); *17* — spadek dna; *18* — linie profilów (legenda wg M. Puliny i S. Zwolińskiego 1958)

Jaskinia Północna Mała (Small Northern Cave) in Połom dome, top view of cave floor, and profiles

1 — area covered by calcite drip crusts; *2* — typical stalagmite (figure given marks height in m); *3* — travertine bowls; *4* — calcite drip crusts on walls; *5* — typical stalactites; *6* — macarons; *7* — hangings; *8* — stalagnates (crust columns); *9* — crust-covered rock blocks; *10* — rock blocks with debris; *11* — sand; *12* — clay; *13* — debris cone; *14* — excavation; *15* — vent, pit; *16* — ledge (values given in m); *17* — floor gradient; *19* — lines of profiles (sygnatures after M. Pulina and S. Zwoliński, 1958)

http://rcin.org.pl



http://rcin.org.pl

Ryc. 34. Jaskinia Północna Duża w Połomie, rzut poziomy dna oraz na odwrocie profile (objaśnienia na ryc. 35)

Jaskinia Północna Duża (Large Northern Cave) in Połom dome, top view of cave floor, and profiles (for explanation of fig. 35)

http://rcin.org.pl

W profilu poprzecznym jest to szeroki płaski korytarz o pionowych ścianach z wystającymi fragmentami odporniejszych warstw. Przykładem może być główna komora Jaskini Północnej Dużej w Połomie (ryc. 34). Korytarze założone na spękaniach międzywarstwowych, rozwinięte zgodnie z biegiem warstw, są subsekwentne. Najczęściej powstały one na kontakcie warstw o różnej odporności. Ten typ korytarzy jest zlokalizowany najczęściej na granicy soczew marmurów bądź z wkładkami skał nierozpuszczalnych. Korytarze te mają rozwinięcie pionowe i niewielką szerokość. Posiadają asymetrycznie nachylone ściany, rzadko równoległe. Jedna ze ścian jest założona na upadzie warstw, a druga, przewieszona, jest niszczona w trakcie późniejszych procesów kształtowania się jaskini (wietrzenie mechaniczne, procesy grawitacyjne). Przykładem korytarza subsekwentnego jest Jaskinia Północna Mała (ryc. 35) lub strzelisty korytarz wejściowy w Jaskini Nowej w Połomie (ryc. 16). Większość korytarzy w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie ma charakter subsekwentny (M. Z. Pulinowa, M. Pulina 1970).

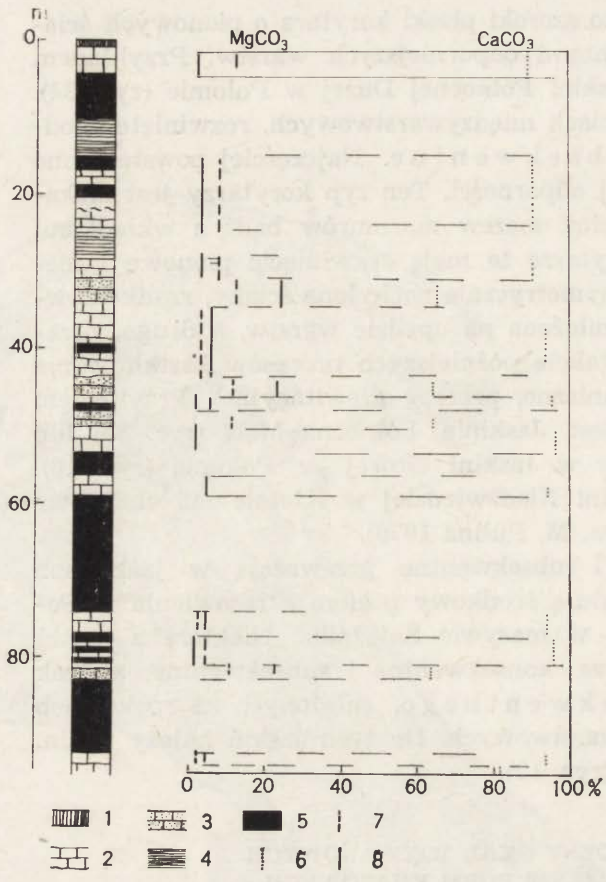
Korytarze konsekwentne i subsekwentne przeważają w jaskiniach Sudetów. Pierwsze z nich budują środkowy poziom skrasowienia w Połomie, drugie są powszechne w masywie Śnieżnika. Niektóre z jaskiń posiadają wyłącznie korytarze konsekwentne i subsekwentne, a brak w nich korytarzy typu insekwentnego, założonych na spękaniach niezależnych od płaszczyzn warstwowych. Do tych jaskiń należy m. in. Jaskinia Głęboka w Połomie (ryc. 10).

SKŁAD CHEMICZNY SKAŁ WĘGLANOWYCH A ROZMIESZCZENIE FORM KRASOWYCH

Większość podziemnych form krasowych w Sudetach powstała w czystych marmurach. Natomiast w marmurach dolomitowych i w dolomitach kras rozwinął się w mniejszym stopniu. W wielu przypadkach jaskinie powstały we wkładkach czystych marmurów tkwiących wśród dolomitów. Przykłady takie znane są na półce strukturalnej „Silesia" i we wschodniej części Gór Kaczawskich. Jaskinia Radochowska i w Rogóźce powstały również we wkładkach czystych marmurów.

Dobrą ilustracją wpływu składu chemicznego skał węglanowych na lokalizację szczelin krasowych i jaskiń jest otwór wiertniczy nr 2 w kopule Połomu (ryc. 9 i 36). W otworze tym natrafiono na kilka poziomów jaskiń, z których cztery posiadały znaczne rozmiary, od 2 do kilkunastu metrów wysokości. Większość z nich wypełniona była osadami znanymi w kluczowych odsłonięciach na środkowym poziomie jaskiń w Połomie (głównie gliny typu terra rossa oraz brekcje). Natrafiono tu również na próżnie, z których największa miała 5 m wysokości. Skały budujące strop i spąg nawierconych szczelin zostały poddane analizie chemicznej. Wyniki przedstawiono na diagramie obok profilu wiertniczego (ryc. 36).

http://rcin.org.pl



Ryc. 36. Wpływ składu chemicznego skał węglanowych na lokalizację form krasowych, profil wiertniczy nr 2 w Połomie

1 — humus; *2* — marmur; *3* — dolomit; *4* — łupki i porfiry; *5* — jaskinie (najczęściej wypełnione osadami); *6* — $CaCO_3$; *7* — $MgCO_3$; *8* — sucha pozostałość

Effect of chemical composition of carbonate rocks upon the location of karst forms. Bore hole profile No 2 in Połom dome

1 — humus bed; *2* — marble; *3* — dolomite; *4* — schists and porphyries; *5* — caves (mostly filled with debris), *6* — $CaCO_3$; *7* — $MgCO_3$; *8* — dry residue

Z analizy tego materiału wynika, iż jaskinie powstały we wkładkach bardzo czystych marmurów, a w wielu przypadkach spąg tych jaskiń spoczywa bezpośrednio na dolomitach lub na nieprzepuszczalnych porfirach.

Lokalizacja mezoform krasu powierzchniowego wykazuje mniejszą zależność od składu chemicznego skały rozpuszczalnej, a większą od gęstości spękań. Wiele lejów, szczególnie pochodzenia peryglacjalnego, powstało w marmurach dolomitycznych i w dolomitach. Rowy krasowe niejednokrotnie przecinają wkładki skał węglanowych o różnej odporności. Wykorzystały one spękania zgodne z nachyleniem stoku.

HYDROGEOLOGICZNE ETAPY FORMOWANIA SIĘ JASKIŃ SUDECKICH

W jaskiniach sudeckich stwierdzono klasyczne formy skalne, charakterystyczne dla trzech typowych etapów formowania się jaskiń. Zgodnie z pracami J. Cvijiča (1918), V. M. Davisa (1930), J. H. Bretza (1941) i A. C. Swinnertona (1932) jaskinie są formowane zarówno przez procesy działalności wody pod ciśnieniem (stadium „phreatic"), jak i przez wody grawitacyjne spływające w poszerzonych kanałach (stadium „vadose").

http://rcin.org.pl

Stadium „phreatic" przypada na pierwotny etap formowania się kanałów krasowych poniżej lustra wód gruntowych w warunkach hydrostatycznych i hydrodynamicznych. Powstają wtedy korytarze w kształcie rury o ścianach pokrytych formami wirowymi (m. in. w stropie korytarzy). Formy z tego etapu są powszechne w jaskiniach sudeckich. Są to zarówno korytarze w kształcie rury, a często kilku rur położonych nad sobą, które w późniejszym etapie zostały połączone tworząc w profilu poprzecznym charakterystyczne „ósemki" (m. in. Jaskinia Nowa w Połomie, dolne partie Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie). Również liczne są formy wirowe (flutes) i tuby oraz kotły wirowe do 0,5 m średnicy (np. Jaskinia Głęboka w Połomie, dolne partie Jaskini Niedźwiedziej). Obserwuje się również współcześnie takie rury wypełnione po strop wodą. Odkryto je w kamieniołomach w dolinie Kleśnicy (Kletno II, Jaskinia Wodna w Kletnie — ryc. 33). Przez kanały tego typu odprowadzane są zapewne wody dużych wywierzysk sudeckich.

Większość jaskiń sudeckich była formowana w okresie „vadose". Z tego okresu zachowały się skalne łożyska strumieni, marmity i kotły pod wodospadami (m. in. Jaskinia Północna Mała w Połomie) zakola meandryczne i formy wirowe na ścianach (np. Jaskinia Południowa) żłobki na ścianach, które w Jaskini Głębokiej osiągają 10 cm głębokości. Niektóre jaskinie sudeckie są aktualnie formowane w etapie „vadose". Dobry przykład takiego etapu formowania się korytarzy można wskazać w dolnych partiach Jaskini Niedźwiedziej (korytarz błotny, korytarz wodny i in.).

Szczególnie ważnym, z paleogeograficznego punktu widzenia, jest etap przejściowy pomiędzy „phreatic" a „vadose". Bowiem w tym okresie powstaje pozioma strefa jaskiń nawiązująca do bazy erozyjnej, jaką jest najczęściej dno doliny. Poszczególne poziomy jaskiń w kopułach krasowych Połomu, Miłka, we wzgórzu Wapniki były kształtowane w tym etapie przejściowym. Kanały krasowe w Krowiarkach związane z wywierzyskami w Żelaźnie i dolne korytarze Jaskini Niedźwiedziej rozwijają się obecnie w strefie przejściowej. W etapie przejściowym powstaje typowy korytarz, okresowo zalewany po strop (np. kanał stropowy w Jaskini Nowej, w dolnych korytarzach Jaskini Niedźwiedziej). W dnie gromadzi się żwirowisko allochtoniczne pochodzące z dna doliny.

TENDENCJE ROZWOJOWE POWIERZCHNI KRASOWEJ W SUDETACH

WZGLĘDNA ODPORNOŚĆ WYCHODNI SKAŁ WĘGLANOWYCH

Wychodnie skał węglanowych są elementem pozytywnym w krajobrazie Sudetów. Ze skał krasowych są zbudowane zarówno izolowane wzgórza, jak i rozległe grzbiety śródgórskie. Wielkość soczewki skał węglanowych oraz jej rozprzestrzenienie zadecydowały, jaki będzie kształt

http://rcin.org.pl

wzniesienia. Przebieg pasowy skał węglanowych powoduje wyodrębnienie ich w postaci grzbietu (np. grzbiet Wapniarka—Słupiec w Krowiarkach), a zwarta powierzchnia decyduje o powstaniu kopuły krasowej (np. Połom w Górach Kaczawskich). Mniejsze wychodnie tych skał leżące w obrębie skał krystalicznych tworzą najczęściej rozległe półki strukturalne, często podkreślane kulminacją wapienną (np. półka krasowa „Silesia" w Górach Kaczawskich).

Analiza wychodni skał węglanowych w obszarze zbudowanym z tak różnorodnych skał pozwala na stwierdzenie, iż węglany w Sudetach zachowują się jak skały najbardziej odporne (B. Dumanowski 1967). Takie stwierdzenie może być zaskakujące zważywszy małą podatność tych skał na procesy wietrzenia chemicznego, niewielką twardość, małą odporność na tarcie i inne niskie własności geomechaniczne.

Przyczyny tego zjawiska należy szukać w bilansie denudacyjnym między skałami krasowymi (D_K) a niekrasowymi (D_N), który układał się według zależności $D_K \leqslant D_N$. Równocześnie rozkład ilościowy procesów denudacyjnych w skałach węglanowych, a w szczególności różnice między denudacją powierzchniową (D_{K_1}) i podziemną (D_{K_2}) miały wpływ na „względną" odporność skał węglanowych w Sudetach. Przy założeniu, iż podziemna denudacja w skałach niekrasowych nie odgrywa w tym bilansie większej roli można napisać równanie:

$$D_N \geqslant D_{K_1} + D_{K_2}.$$

Powyższe stwierdzenia wymagają wyjaśnienia w zakresie denudacji chemicznej i mechanicznej, bowiem jest oczywiste, iż denudacja chemiczna w skałach węglanowych będzie wyższa aniżeli w skałach nierozpuszczalnych

$$CH_{D_N} < CH_{D_{K_1}} + CH_{D_{K_2}}$$

Natomiast denudacja mechaniczna będzie wielokrotnie wyższa w skałach niekrasowych

$$M_{D_N} > M_{D_{K_1}} + M_{D_{K_2}}.$$

Aby zatem była prawdziwa pierwsza zależność ($D_K \leqslant D_N$) denudacja mechaniczna w skałach niekrasowych musi być wielokrotnie wyższa aniżeli w skałach rozpuszczalnych. Udowodnienie tego w krasie „wyspowym" Sudetów było możliwe na drodze określenia wielkości denudacji mechanicznej i chemicznej w kilkunastu zlewniach eksperymentalnych (M. Pulina 1972). Wytłumaczenie tego zjawiska leży w dużej odporności skały węglanowej na wietrzenie mechaniczne (skała jednorodna) oraz ograniczonej zdolności transportowej wody w obszarach krasowych wobec szybkiej filtracji w szczeliny podziemne.

W długim okresie kształtowania się zjawisk krasowych w Sudetach, obejmującym trzeciorzęd i czwartorzęd, ulegały zmianie proporcje pomiędzy wielkością denudacji w skałach niekrasowych i krasowych. Stwierdzono, iż w okresach tropikalnych w Sudetach globalna denudacja

http://rcin.org.pl

(mechaniczna + chemiczna) była wielokrotnie wyższa w skałach niekrasowych aniżeli w skałach węglanowych. Natomiast w plejstocenie, szczególnie w warunkach peryglacjalnych, zacierały się różnice w wielkości denudacji między tymi skałami. Można nawet przypuszczać, iż bilans denudacyjny ulegał wyrównaniu.

Osobny problem stanowi bilans denudacji powierzchniowej i podziemnej w skałach węglanowych Sudetów. Bez wątpienia denudacja mechaniczna powierzchniowa przeważała nad podziemną

$$M_{D_{K_1}} \geqslant M_{D_{K_2}}.$$

W okresach, gdy były otwarte szerokie kanały, w których płynęły duże rzeki podziemne, wielkość mechanicznej denudacji podziemnej była zbliżona do powierzchniowej. Natomiast stwierdzono, iż denudacja chemiczna zawsze była wyższa na powierzchni i w strefie podpowierzchniowej od strefy podziemnej

$$CH_{D_{K_1}} > CH_{D_{K_2}}.$$

Największe różnice ilościowe w denudacji chemicznej stwierdzono w warunkach klimatów ciepłych, najmniejsze w plejstocenie, w okresie braku wieloletniej zmarzliny w skałach węglanowych.

KSZTAŁTOWANIE SIĘ KOPUŁ KRASOWYCH

Zwarte wychodnie skał węglanowych o powierzchniach przekraczających 0,5 km² są podłożem rozwoju charakterystycznych makroform nazwanych kopułami krasowymi. Są to izolowane wzniesienia o stromych wklęsło-wypukłych stokach. Niejednokrotnie na szczycie jak i stoku występują skałki. W kopułach krasowych stwierdza się ślady po powierzchniach zrównań, półki strukturalne oraz liczne mezo- i makroformy krasowe. Wewnątrz kopuł istnieje sieć jaskiń i szczelin krasowych, które przebijają kopułę w kilku poziomach nawiązujących do poziomów zrównań.

Powstanie i rozwój kopuł krasowych w Sudetach nie odbywało się samodzielnie, wyłącznie na skutek procesów zachodzących w skałach węglanowych, ale było związane z czynnikami kształtującymi wyższą jednostkę morfologiczną, w obrębie której znajdowały się kopuły krasowe. Najsilniej były atakowane granice wychodni skał węglanowych. Tylko tutaj występowały cieki powierzchniowe i rozwijały się doliny erozyjne. Natomiast sama powierzchnia kopuły, pozbawiona cieków powierzchniowych, była degradowana w przewadze przez denudację chemiczną. Wykształcenie kopuł krasowych w Sudetach przypada na długie etapy trzeciorzędu. Natomiast w plejstocenie, szczególnie w warunkach peryglacjalnych, uległy częściowemu zniszczeniu na skutek procesów denudacji mechanicznej atakujących powierzchnię kopuł.

http://rcin.org.pl

ROZWÓJ STOKU PRZECIĘTEGO WYCHODNIAMI SKAŁ WĘGLANOWYCH

W Górach Kaczawskich, jak i w Sudetach Kłodzkich powszechnie występują niewielkie wkładki skał węglanowych, tkwiące wśród skał niekrasowych. Są one często zlokalizowane na stoku. Ich obecność jest najczęściej podkreślona spłaszczeniem stokowym, a w przypadku większej powierzchni skał krasowych — półką strukturalną.

Geneza skałek krasowych jest związana z różną wielkością bilansu denudacyjnego na stoku krasowym i niekrasowym, a zatem we „względnej" odporności skał krasowych na procesy denudacyjne.

Warunki klimatu tropikalnego sprzyjały wykształceniu półki strukturalnej, gdyż istniały wtedy największe różnice w wielkości denudacji globalnej pomiędzy obydwoma typami skalnymi. Natomiast w warunkach peryglacjalnych różnice te zacierały się i malały tendencje do wyodrębnienia półki strukturalnej.

PRZEDCZWARTORZĘDOWE PROCESY KRASOWE W SUDETACH

STRATYGRAFIA OSADÓW TRZECIORZĘDOWYCH

Osady starsze od plejstocenu występują w Sudetach w kilkunastu jaskiniach i formach krasu powierzchniowego (okolice Wojcieszowa i Rochowic w Górach Kaczawskich oraz Stronia w masywie Śnieżnika). Trzeciorzędowy wiek tych osadów określono za pomocą kryteriów stratygraficznych, analizami petrograficznymi i chemicznymi, a w dwóch przypadkach faunistycznie. Kluczowy profil osadów trzeciorzędu znajduje się w Jaskini Południowej oraz w leju nad Jaskinią Kominową w Połomie w Górach Kaczawskich.

Tabela 5. Osady trzeciorzędowe w formach krasowych Sudetów Polskich
Stratigraphy of the Tertiary karst deposits in the Sudetes

Piętro geologiczne	Jaskinie	Formy powierzchniowe
Paleogen i miocen	zlepieniec kwarcowy w skaolinizowanym cieście skał kaczawskich (Jaskinia Naciekowa. Połom)	
	gliny pylaste – kaolinowe (Połom)	szare gliny kaolinowe (Połom)
	zlepieńce i brekcje skał kaczawskich oraz granit karkonoski i gnejs izerski (Połom)	jak w jaskiniach
	brekcje skał krystalicznych (Krzyżnik)	
	osady ilaste i nacieki krzemionkowe z liczną fauną (Przeworno)	
Pliocen	nacieki stagnalitowe	
	płyty kalcytowe z fauną (Połom)	płyty kalcytowe (Połom)
	gliny czerwone terra rossa (Połom)	terra rossa (Połom)

http://rcin.org.pl

Najstarszymi osadami krasowymi są (tab. 5) zlepieńce, brekcje i towarzyszące im ławice piaszczyste i ilaste, wykształcone w postaci glin kaolinowych. Są to produkty transportu rzecznego. Wśród zlepieńców wyróżniono dwie różnowiekowe pokrywy. Starsze, zachowane są we fragmentach w najwyższym poziomie jaskiń w Połomie (okolice Jaskini Naciekowej). Młodsze występują powszechnie w środkowym poziomie skrasowienia w Połomie, w szczelinach na Miłku, w kopule krasowej Wapniki oraz na górze Krzyżnik w masywie Śnieżnika.

Starsza seria osadów zlepieńcowatych składa się z obtoczonych ziarn kwarcu, tkwiących w skaolinizowanej masie skalnej impregnowanej związkami żelaza. Rozpoznano tu fyllity oraz schlorytyzowane okruchy skał zasadowych. Całość jest silnie przepojona węglanem wapnia i związkami żelaza.

Skład petrograficzny młodszej pokrywy zlepieńców jest różnorodny. W górze Połom przeważają skały pochodzące z Gór Kaczawskich. Są to: fyllity, łupki paleoporfirowe, łupki krzemionkowe, diabazy, kwarc oraz minerały wchodzące w skład skał Gór Kaczawskich. Poza tym znaleziono tu silnie przeobrażony gnejs aplitowy, będący elementem obcym na terenie Gór Kaczawskich. Stwierdzono go w kilku próbach pobranych zarówno w zachodniej, jak i we wschodniej części Gór Kaczawskich. W górze Krzyżnik w masywie Śnieżnika stwierdzono przewagę łupku łyszczykowego oraz gnejs plagioklazowo-oligoklazowy.

Skały wchodzące w skład zlepieńców są bardzo silnie zwietrzałe. Kwarce, wchodzące w skład fyllitów Gór Kaczawskich, są zazwyczaj pokryte pyłem kaolinowym. Okruchy skał zasadowych, prawdopodobnie diabazów, są silnie zepidotyzowane i schlorytyzowane. Indywidualne ziarna kwarcu są popękane i skorodowane. Szczeliny te są często wypełnione bezbarwnym kalcytem, najczęściej w postaci tabliczkowatej. Skaleń wchodzący w skład fyllitów i łupków łyszczykowych jest przeważnie skaolinizowany i posiada wpryśnięcia serycytu. Okruchy marmurów i dolomitów są skorodowane i impregnowane związkami żelaza. Poszczególne grubsze okruchy posiadają powierzchnię pokrytą zaciekami czerwonawobrunatnymi, powstałymi na drodze utleniania. Podobnie gnejsy są również bardzo silnie rozłożone chemicznie. Lepiszcze wiążące poszczególne okruchy skalne zlepieńca jest obfite. Składa się z węglanu wapnia i związków żelaza. Spoiwo to powoduje, iż skała świeża jest masywna i trudna do mechanicznego rozdrobnienia.

Analizy petrograficzne młodszej pokrywy zlepieńców wykazały obecność fragmentów wtórnie chemicznie przeobrażonych. W związku z tym, że różnowiekowe pokrywy zalegają nad sobą w dwóch horyzontach jaskiń, połączonych pionowymi kanałami krasowymi, wydaje się słusznym przypuszczenie, iż część osadów młodszych pochodzi z rozmycia pokryw starszych.

J. Gierwelaniec, wykonujący analizy petrograficzne zlepieńców, zwró-

http://rcin.org.pl

cił uwagę na obecność dwóch typów kalcytu. Starszy wypełnia szczeliny korozyjne w kwarcu i wypiera krzemionkę z osadu, młodszy stanowi masę typowego spoiwa. Jest to zjawisko rzadko spotykane. Wymaga ono bowiem długiego okresu czasu, odpowiedniej temperatury i roztworów silnie chemicznie aktywnych. Uwalnianie krzemionki w środowisku alkalicznym wskutek silnej dysocjacji węglanu wapnia zachodzi w wodach tropikalnych. A zatem w trakcie sedymentacji zlepieńców oraz w długim okresie po ich złożeniu musiały istnieć odpowiednie warunki dla tych procesów chemicznych. Kryteria petrograficzne wskazują na długi, ciepły okres sedymentacji umożliwiający nie tylko proces kaolinizacji, ale i wypieranie krzemionki przez roztwory węglanowe. Fakty te wraz z luką stratygraficzną pomiędzy zlepieńcami a serią kalcytów plioceńskich, odpowiadającą okresowi usuwania pokryw zlepieńców, nie pozwalają odnieść tych osadów wyłącznie do miocenu. Należałoby więc przesunąć wiek zlepieńców po paleogen, a cykl sedymentacyjny przedłużyć po miocen. Zakończenie sedymentacji zlepieńców może się zbiegać z początkiem ruchów górotwórczych fazy styryjskiej, kiedy zaistniały warunki do erozji uprzednio złożonych pokryw zlepieńców.

Osadami młodszymi od zlepieńców, zaliczanymi do pliocenu, są płyty kalcytowe, nacieki stagnalitowe oraz gliny czerwone typu terra rossa. Zalegają one bezpośrednio pod brunatnoczerwonymi glinami plejstoceńskimi. Kontakt z pokrywami młodszymi jest najczęściej erozyjny. Nacieki kalcytowe jak i gliny czerwone mogą być równowiekowe. W jaskiniach przeważają osady kalcytowe, natomiast w formach powierzchniowych gliny czerwone.

NAJSTARSZE ŚLADY PROCESÓW KRASOWYCH

Marmury i dolomity sudeckie poprzecinane są siecią spękań powstałą na skutek naprężeń wywołanych zarówno tektoniką kaledońską i waryscyjską, jak i młodszą przypadającą na fazy ruchów alpejskich. Niektóre ze szczelin zostały rozszerzone na skutek chemicznej działalności wody, a następnie wypełnione krzemionką czy węglanem wapnia (szczotki kalcytowe). W większości przypadków są to procesy krasowe wywołane przez wody hydrotermalne.

W emszerze i senonie nastąpiła regresja morza górnokredowego z obszaru Sudetów (H. Teisseyre 1957a). Podnoszenie się Sudetów, wywołane ruchami młodosaksońskimi, oraz obniżenie bazy denudacyjnej spowodowały pod koniec kredy i na początku paleogenu silne procesy denudacyjne. Odsłonięte zostały soczewy i wkładki skał węglanowych, które przeobrażały się stopniowo w miarę rozwoju morfologii staropaleogeńskiej.

Pierwszy cykl morfologiczny („morfologia I" wg A. Jahna 1953) pozostawił ślady w postaci najwyższej powierzchni degradacyjnej w Górach

http://rcin.org.pl

Kaczawskich (ok. 700 m w obrębie najwyższego grzbietu tych gór) oraz horyzont jaskiń w Połomie na wysokości 620 m npm. Rozwój tego najstarszego poziomu degradacyjnego rozpoczął się po senonie i trwał przez starszy paleogen do czasu, gdy wzmogły się wielkopromienne ruchy górotwórcze podnoszące blok Sudetów. Zlepieniec kwarcowy znaleziony w jaskiniach najwyższego poziomu skrasowania w Połomie datuje ten cykl na staropaleogeński. Badacze przedwojenni (K. Genieser 1936; R. Winde 1925) zaliczali najwyższy poziom denudacyjny Gór Kaczawskich do górnej kredy.

W innych obszarach Sudetów stwierdzono również ślady po najwyższej powierzchni degradacyjnej. A. Jahn (1953) na arkuszu Jelenia Góra wyróżnia najstarszą powierzchnię sudecką zaliczając ją do „morfologii I". Również w Górach Izerskich (E. Mycielska, T. Nowakowska 1956) i w Wałbrzyskich (S. Szczepankiewicz 1954) wyróżniono podobne powierzchnie. Na Pogórzu Kaczawskim powierzchnię paleogeńską leżącą pod utworami mioceńskimi stwierdził H. Piasecki (1964).

W Sudetach możemy wydzielić dwa typy najstarszych procesów krasowych. Pierwszy, starszy od górnej kredy, powstał na drodze krasowych procesów hydrotermalnych. Zachodził on na znacznych głębokościach w strefie nasycenia (phreatic). Drugi typ procesów krasowych jest związany z najstarszą powierzchnią degradacyjną Gór Kaczawskich („morfologia I"). W tym czasie zostały wyodrębnione wychodnie skał węglanowych w postaci niewielkich kopuł krasowych i powstały horyzonty jaskiń, leżące na wysokości dawnego dna dolin odwadniających najstarszy relief sudecki.

ZJAWISKA KRASOWE W TRZECIORZĘDZIE

PROCESY KRASOWE W PALEOGENIE

Maksymalny rozwój zjawisk krasowych w Sudetach nastąpił wraz z powstaniem środkowej młodopaleogeńskiej powierzchni zrównania („morfologia I"). Fragmenty podobnej powierzchni są znane zarówno w Sudetach Zachodnich, jak i w Sudetach Kłodzkich.

W Górach Kaczawskich powierzchnia ta rozwinęła się na wysokości poniżej 600 m npm. Procesy denudacyjne tego cyklu morfologicznego objęły również wychodnie skał węglanowych. Kształtowały się one zarówno w obrębie powierzchni degradacyjnej (np. w Górach Kaczawskich — ryc. 2 — wzgórze Połom, Miłek, Osełka, Wapniki; w Krowiarkach — ryc. 28 — Słupiec; w masywie Śnieżnika — góra Krzyżnik), jak również na jej stokach (półki strukturalne, szczególnie liczne we wschodnich Górach Kaczawskich — ryc. 2 i 4).

Najbardziej charakterystyczną makroformą krasową powstałą w tym okresie jest kopuła krasowa. Morfologicznie zbliżona jest do wzniesienia

http://rcin.org.pl

typu „mornes" (A. Gerstenhauer 1960; H. A. Sunartadirdja, H. Lehmann 1960) lub mogotów (J. Corbel 1959; M. Klimaszewski 1958) znanych z krasu tropikalnego. Najlepszym przykładem jest kopuła Połomu w Górach Kaczawskich (ryc. 3).

W długim okresie środkowego trzeciorzędu tworzyły się miąższe pokrywy osadów, które w warunkach tropikalnych ulegały silnemu rozkładowi chemicznemu. Podobne osady były składane w jaskiniach, gdzie zachowały się we fragmentach do dzisiaj. Są to zlepieńce i glinki kaolinowe. Składają się one ze skał autochtonicznych, pochodzących z bezpośredniego sąsiedztwa, oraz autochtonicznych, z innych obszarów górskich. W Górach Kaczawskich stwierdzono gnejsy izerskie i granity karkonoskie. Skały te występują w środkowej powierzchni degradacyjnej i wskazują, iż „morfologia II" Gór Kaczawskich była ściśle związana z podobnym reliefem w Karkonoszach. Fakty te mają szczególnie duże znaczenie paleogeograficzne, jeśli się zważy na północny kierunek odwodnienia. Wskazywałoby to na włączenie Karkonoszy do zlewni północnej.

PROCESY KRASOWE W NEOGENIE

W końcu paleogenu wzmogły się ruchy górotwórcze na obszarze Sudetów (H. Teisseyre 1960). W neogenie powstał brzeżny uskok sudecki, który nie pozostał bez wpływu na rozwój procesów krasowych.

W miocenie stwierdzono następujące procesy w krasie sudeckim: 1) częściową ekshumacją jaskiń środkowego młodopaleogeńskiego poziomu skrasowania wypełnionych osadami zlepieńców, 2) rozwój szczelin krasowych i jaskiń poniżej tego poziomu, 3) powstanie lokalnych jaskiń horyzontalnych, 4) cykle depozycji i erozji osadów w jaskiniach położonych poniżej horyzontu młodopaleogeńskiego.

Zwraca uwagę duża głębokość jaskiń pionowych powstałych pod horyzontem młodopaleogeńskim. W Połomie osiągały one do 140 m głębokości, a górze Krzyżnik około 100 m. Między innymi w tych faktach należy szukać odpowiednika procesów wywołanych powstaniem brzeżnego uskoku sudeckiego.

Na początku pliocenu, na skutek zmniejszonej działalności tektonicznej, rozwijały się jaskinie poziome. Wiele z nich powstało na wysokości ówczesnych den (Jaskinia Nowa w Połomie, jaskinie Rogóżka i Radochowska oraz górne piętro Jaskini Niedźwiedziej w Sudetach Kłodzkich), inne były związane z podziemnym odwodnieniem stoków wapiennych (np. jaskinie w dolnych Łomach Królewskich w Połomie).

GLINY CZERWONE TYPU TERRA ROSSA

Glinami krasowymi w Sudetach zajmowali się dwaj badacze K. Rode (1928) i K. Utescher (1939). Zwracali oni uwagę na różnice między glinami pochodzącymi z Sudetów Kłodzkich (gliny brunatne) i Gór Kaczaw-

http://rcin.org.pl

skich (gliny czerwone). Ich zdaniem różnice te są wywołane różnym składem chemicznym marmurów, z których powstały. Ponadto stwierdzili większe chemiczne rozłożenie glin czerwonych w porównaniu z brunatnymi, co mogłoby wskazywać na odrębne warunki klimatyczne w okresie sedymentacji.

Autor objął badaniami wszystkie znane stanowiska glin czerwonych w Górach Kaczawskich. Wykonane tu zostały podstawowe badania sedymentologiczne oraz określono ich skład granulometryczny, chemiczny i zawartość minerałów ilastych.

Gliny czerwone występują zarówno w formach krasu powierzchniowego, jak i w szczelinach podziemnych i jaskiniach. Miąższość tych glin jest na ogół niewielka. Zachowane są one najczęściej we fragmentach w zagłębieniach czy bocznych kanałach. Znane są jednak stanowiska w górze Połom, w których gliny te osiągają 2 m grubości. Stwierdzono dwudzielność glin. W spągu występują intensywnie czerwone (ceglaste) gliny ilaste, często laminowane. Nad nimi zalegają gliny czerwonobrunatne z okruchami skalnymi, często wymieszane z gruzem skalnym.

Spągowe gliny czerwone są osadem ilastym (frakcja poniżej 0,02 wynosi 50—90%) o dużej zawartości iłu koloidalnego (30—60%). Najmniejszy udział ma frakcja pylasta oraz piaszczysta. Porównanie składu granulometrycznego tych glin z glinami terra rossa z Jugosławii (Wyżyna Kras) wykazuje dużą zbieżność (ryc. 37).

W składzie chemicznym glin czerwonych w Sudetach przeważają wodorotlenki żelaza (3,9—10,4% Fe_2O_3), które nadają im intensywnie czerwony kolor oraz związki glinu (do 9,1% Al_2O_3). Ponadto stwierdza się obecność węglanów (tab. 3). Analizy termiczne wykazały obecność kaolinu w ilości około 20% (maksymalnie 26,8%) i montmorylonitu, stanowiącego najczęściej 1/3 kaolinu. Jest tu również dużo próchnicy, która może osiągać do 2% (tab. 2). Dla porównania wykonano analizy typowych glin terra rossa przywiezionych przez autora z Wyżyny Kras w Jugosławii. Pozwalają one na stwierdzenie podobnego udziału Fe_2O_3 i innych związków (m. in. węglanów). Jest w nich dwukrotnie więcej glinu oraz znaczna ilość montmorylonitu.

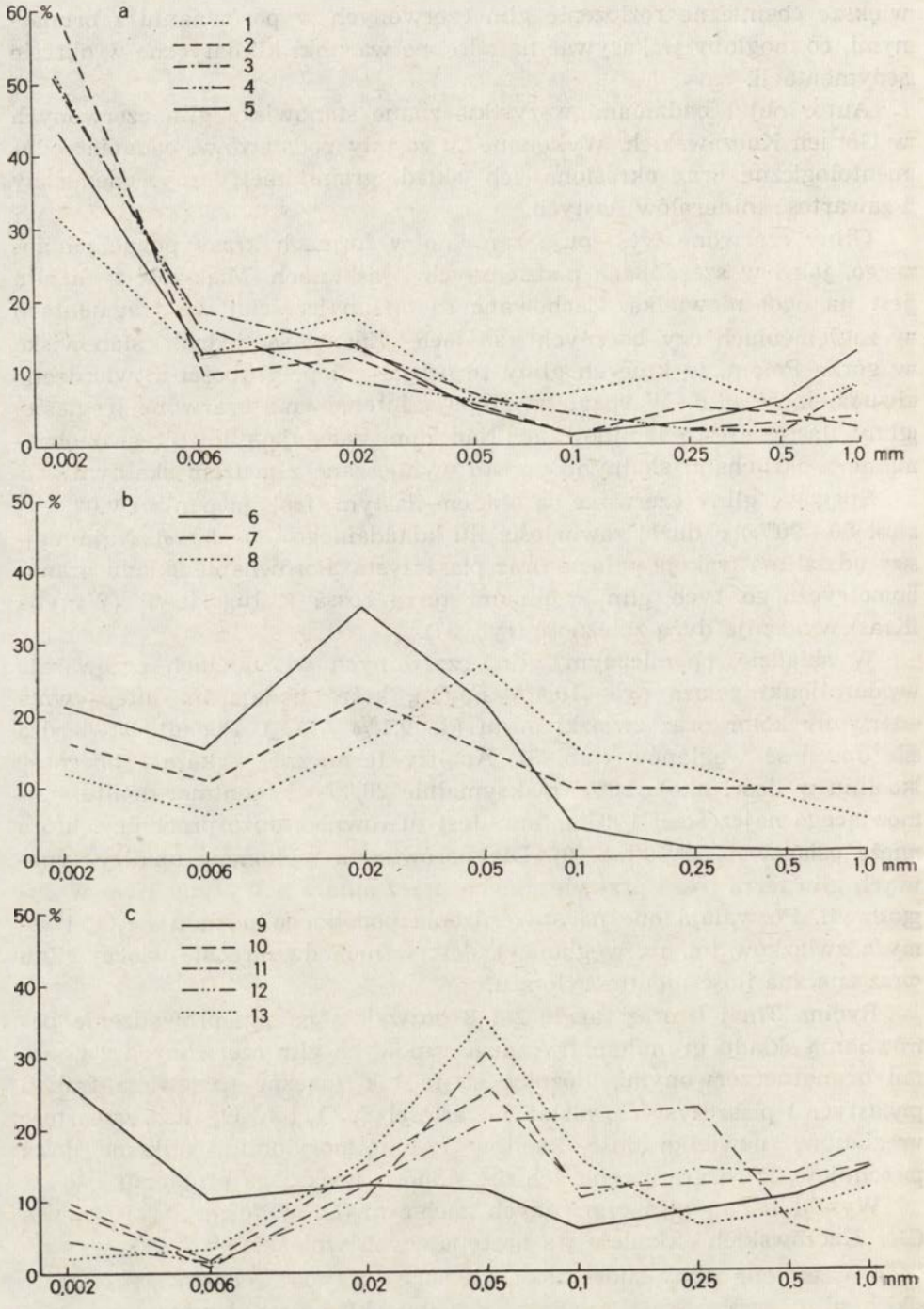
Rycina 37*a* i *b* oraz tabele 2 i 3 pozwalają na przeprowadzenie porównania składu granulometrycznego typowych glin czerwonych z glinami brunatnoczerwonymi. Różnice są tu tak znaczne (przewaga frakcji pylastych i piaszczystych, niskie zawartości Fe_2O_3 i Al_2O_3, duża zawartość węglanów, niewielka ilość kaolinu i montmorylonitu, znikome ilości próchnicy), iż rozgraniczenie ich nie stanowi większego problemu.

Wyniki badań glin czerwonych zachowanych w formach krasowych Gór Kaczawskich skłaniają do następujących wniosków:

1. Czerwone gliny sudeckie są zbliżone do typowych śródziemnomorskich glin terra rossa. Posiadają podobny skład granulometryczny oraz podobne cechy chemiczne. Zawierają znaczny procent wodorotlenków

http://rcin.org.pl

http://rcin.org.pl



żelaza oraz glinu, a duża zawartość kaolinu zbliża je do glin kaolinowych. Powstały z osadów rezydualnych po odprowadzonych węglanach oraz z syngenetycznych łupków łyszczykowych, chlorytowych i serycytowych. Osady te zostały poddane procesowi kaolinizacji w sprzyjających warunkach klimatycznych trzeciorzędu.

2. Wiek opisywanych glin czerwonych w Górach Kaczawskich określony został na pliocen. Starsze gliny czerwone nie są znane w krasie Sudetów.

3. Metodami analizy granulometrycznej oraz termicznej można odróżnić typowe trzeciorzędowe gliny czerwone od glin czerwonych czy czerwonobrunatnych zaliczanych do plejstocenu.

4. Czwartorzędowe gliny brunatnoczerwone powstały z przeobrażenia glin trzeciorzędowych oraz jako produkt wietrzenia chemicznego marmurów w okresach interglacjalnych i optimum postglacjalnym.

CZWARTORZĘDOWE PROCESY KRASOWE W SUDETACH

STRATYGRAFIA OSADÓW CZWARTORZĘDOWYCH

Najstarsze osady plejstoceńskie odkryto w jaskiniach najniższego poziomu skrasowania w Połomie i w lejkach krasowych występujących w sąsiedztwie. W Jaskini Nowej (ryc. 16) stwierdzono pokład żwirów fluwioglacjalnych zlodowacenia środkowopolskiego, na których spoczywały gliny brunatnoczerwone i nacieki kalcytowe, określone jako osad interglacjału eemskiego (tab. 6). Odpowiednikiem tych najstarszych osadów czwartorzędowych mogą być gliny brunatnoczerwone często przemieszane z gruzem skalnym, zalegające na trzeciorzędowych glinach typu terra rossa.

Przedwojenne wyniki badań archeologicznych wskazują, iż w okre-

---

Ryc. 37. Skład granulometryczny glin czerwonych typu terra rossa (*a*), brunatnoczerwonych (*b*) i brunatnych (*c*) w formach krasowych Sudetów

1 — Połom, lej nad Jaskinią Kominową (warstwa 7); *2* — Połom, lej „nr 1" (640 m npm.); *3* — Połom, Jaskinia Północna Duża (wykop w salce naciekowej); *4* — Stare Rochowice, kamieniołom; *5* — Wyżyna Kras Jugosławia, terra rossa; *6* — Połom, Jaskinia Nowa (warstwa 4); *7* — Połom, lejek „nr 3" (598 m npm.), warstwa 3; *8* — Połom, lej nad Jaskinią Kominową (warstwa 5); *9* — Połom Jaskinia Nowa (warstwa 3); *10* — Połom, lej nad Jaskinią Kominową (warstwa 4); *11* — dolina Kleśnicy, lejek nad kamieniołomem Kletno II; *12* — Miłek, lej krasowy 420 m npm. (warstwa 3); *13* — Połom, lej „b" 635 m npm., (warstwa 4)

Granulometric composition of terra rossa clays (*a*), of brown-red clays (*b*), and of brown clays (*c*) in Sudetic karst forms

1 — Połom dome, karst sink above Kominowa Cave (stratum 7); *2* — Połom dome, karst sink (640 m a.s.l.); *3* — Połom home, Północna Duża Cave (excavation in the drip crust small hall); *4* — quarry at Stare Rochowice: *5* — Karst Upland in Jugoslavija, terra rossa; *6* — Połom dome, Nowa Cave (stratum 4); *7* — Połom, karst sink (598 m a.s.l.), stratum 3; *8* — Połom dome, karst sink above Kominowa Cave (stratum 5); *9* — Połom home, Nowa Cave (stratum 3); *10* — Połom home, karst sink above Kominowa Cave (stratum 4); *11* — Kleśnica velley, karst sink obove Kletno II quarry; *12* — Miłek dome, karst sink 420 m a.s.l. (stratum 3); *13* — Połom home, karst sink „b", 635 m a.s.l. (stratum 4)

http://rcin.org.pl

Tabela 6. Osady czwartorzędowe w formach krasowych Sudetów Polskich
Quaternary deposits in karst landforms of the Sudetes

Piętro geologiczne	Jaskinie	Formy powierzchniowe
Interglacjał mazowiecki		gliny brunatnoczerwone
Zlodowacenie środkowopolskie	żwiry fluwioglacjalne (materiał eratyczny) bloki i gruz autochtoniczny korozyjnie zaokrąglony, gliny brunatne	jak w jaskiniach
Interglacjał eemski	nacieki kalcytowe gliny brunatnoczerwone, żwiry rzeczne	gliny brunatnoczerwone
Zlodowacenie bałtyckie	gruz autochtoniczny i gliny brunatne z bogatą fauną oraz strukturami mrozowymi (gleby poligonalne) i soliflukcyjnymi żwiry krystaliczne z okruchami nacieków kalcytowych (na wtórnym złożu)	utwory lessopodobne. — Bloki, gruz i gliny brunatne
Holocen	żwiry rzeczne stożki grawitacyjne gliny brunatne nacieki kalcytowe osady antropogeniczne	glinki pylaste (produkt spłukiwania) humus

sie ostatniego interglacjału w jaskiniach sudeckich zamieszkiwał człowiek. Znaleziska artefaktów nie są jednak określone stratygraficznie.

Najlepiej poznanymi osadami krasowymi czwartorzędu w Sudetach są utwory powstałe w okresie ostatniego zlodowacenia. Profile klasyczne tych osadów znajdują się w środkowym poziomie Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (ryc. 27) i w Jaskini Naciekowej w Połomie (tab. 4). Zostały one udokumentowane faunistycznie, a wiek określony za pomocą analiz fluoro-chloro-apatytowych.

W lejkach krasowych i w jaskiniach znane są najczęściej dwie pokrywy peryglacjalne ostatniego zlodowacenia. Dolną stanowi pokrywa bloków ostrokrawędzistych, tkwiących w glinie brunatnej. W lejkach najniższego poziomu skrasowania w Połomie, w warstwie tej występowały żwiry krystaliczne pochodzące z powierzchniowych płatów fluwioglacjalnych. Górna pokrywa peryglacjalna to gruz ostrokrawędzisty, często ze śladami segregacji mrozowej, tkwiący w glinie lessopodobnej.

Holocen jest reprezentowany przez typowe osady interglacjalne. Są to zarówno osady fluwialne współczesnych rzek podziemnych czy nacieki kalcytowe powstałe w czasie atlantyckiego optimum klimatycznego lub aktualnie w sprzyjających warunkach hydrogeologicznych. W ostatnim okresie zaznacza się również działalność człowieka, który wpływa na zmiany stosunków wodnych w krasie i powstawanie pokryw związanych z eksploatacją marmurów i dolomitów.

http://rcin.org.pl

PROCESY KRASOWE W PLEJSTOCENIE

W okresach peryglacjalnych najstarszego plejstocenu została usunięta część osadów trzeciorzędowych zalegających na powierzchni kopuł krasowych i w formach powierzchniowych. Na ich miejsce wkraczały osady stokowe (gruz, bloki, gliny brunatne, utwory eoliczne) oraz przeobrażone osady trzeciorzędowe lub osady zlodowacenia kontynentalnego. Usuwanie zwietrzelin trzeciorzędowych nie odbywało się równomiernie. W miejscach szczególnie predysponowanych zostały w całości usunięte osady starsze już przed zlodowaceniem środkowopolskim. W innych miejscach ekshumacja była jeszcze czynna w ostatnich fazach peryglacjalnych. Dlatego w każdej z form obserwować możemy różne profile osadów plejstoceńskich.

Usuwanie starych pokryw odbywało się na powierzchni stoku oraz szczelinami podziemnymi. Stwierdzono w wielu przypadkach, iż stare lejki krasowe zostały włączone w sieć rynien stokowych, którymi odbywał się transport fluwialny i soliflukcyjny. Równocześnie w niektórych jaskiniach zaczęły przepływać potoki.

Intensywne wietrzenie mechaniczne i transport stokowy na powierzchniach kopuł krasowych jest zjawiskiem powszechnym w krasie sudeckim. Obok wietrzenia mechanicznego istniało również wietrzenie chemiczne. Na podstawie analogii z aktualnymi obszarami krasu polarnego (J. Corbel 1957, 1963; M. Pulina 1974b) należy przypuszczać, iż denudacja chemiczna była najsilniejsza w okresach krótkiego polarnego lata szczególnie w fazach ustępowania zmarzliny. W krasie sudeckim znane są liczne mikroformy powstałe w warunkach peryglacjalnych.

Skutki intensywnych procesów denudacyjnych w okresie plejstocenu są widoczne w częściowym zniszczeniu powierzchniowych form krasowych na stokach kopuł krasowych, przemodelowaniu półek krasowych i wypełnieniu jaskiń osadami stokowymi i grawitacyjnymi. Powstawanie nowych form krasowych (nie licząc mikroform i drobnych mezoform) jest zjawiskiem obcym dla plejstocenu sudeckiego.

WSPÓŁCZESNE PROCESY KRASOWE

Obserwacje poczynione w obszarach krasowych Sudetów wskazują, iż proces powierzchniowej degradacji mechanicznej jest niewielkich rozmiarów. Stokowe procesy denudacyjne atakują przede wszystkim pokrywy plejstoceńskie i nie odsłoniły cokołu skalnego. Z tego względu makro- i mezoformy krasowe, powstałe w trzeciorzędzie i plejstocenie, są przemodelowane w minimalnym stopniu. Natomiast obserwacje poczynione w jaskiniach wykazały większe nasilenie tych procesów. Szczególnie silne procesy wietrzenia mechanicznego zaobserwowano w przyotworowych częściach jaskiń położonych w dynamicznej strefie mikroklimatycznej.

http://rcin.org.pl

W tej strefie panują warunki zbliżone do peryglacjalnych. Głównym czynnikiem denudacyjnym jest tu lód, zarówno naciekowy jak włóknisty, który przygotowuje materiał do transportu przez wody roztopowe przepływające przez jaskinie. Inny typ transportu badano w kopule krasowej Miłka w Górach Kaczawskich. Stwierdzono tu podziemny transport zwietrzeliny stokowej. Odbywał się on, poprzez niewielkie lejki i rowy krasowe, do szczelin krasowych i jaskiń. W formach krasu powierzchniowego przeważa luźny gruz skalny, brak natomiast drobnych frakcji, które są aktualnie przemieszczane w głąb masywu. Jest to zjawisko powszechne we wszystkich wzgórzach krasowych i półkach strukturalnych w Sudetach.

W jaskiniach horyzontalnych położonych na wysokości współczesnych den dolinnych obserwuje się transport rzeczny (dolne piętro Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie). Są tu przemieszczane żwiry i osady drobnofrakcyjne pochodzenia auto- i allochtonicznego.

Część materiału transportowanego drogą podziemną jest wynoszona na zewnątrz poprzez źródła krasowe. Jest to jednak niewielka masa w stosunku do tej, która jest transportowana pod ziemią. Większość bowiem źródeł krasowych jest zamknięta (przykryte przez osady stokowe i alluwialne). Należy się zatem spodziewać sukcesywnego zapełniania próżni podziemnych, czego dowody zaobserwowano zarówno w jaskiniach Gór Kaczawskich, jak i w masywie Śnieżnika.

Denudacja chemiczna w krasie sudeckim była badana w trzech obszarach: na wzgórzu krasowym Wapniki we wschodniej części Gór Kaczawskich, w dolinie Piotrówki odwadniającej Krowiarki oraz w dolinie Kleśnicy w masywie Śnieżnika. Wobec faktu, iż badania te wymagały dokładnych obserwacji hydrologicznych i hydrochemicznych przeprowadzono je w oparciu o specjalnie dobrane zlewnie hydrogeologiczne uruchomione w latach hydrologicznych 1962 i 1963. Badania te kontynuowano w latach 1965—1967. W dolinie Kleśnicy prowadzi się od 1969 r. szczegółowe studium hydrochemiczne (M. Pulina 1977).

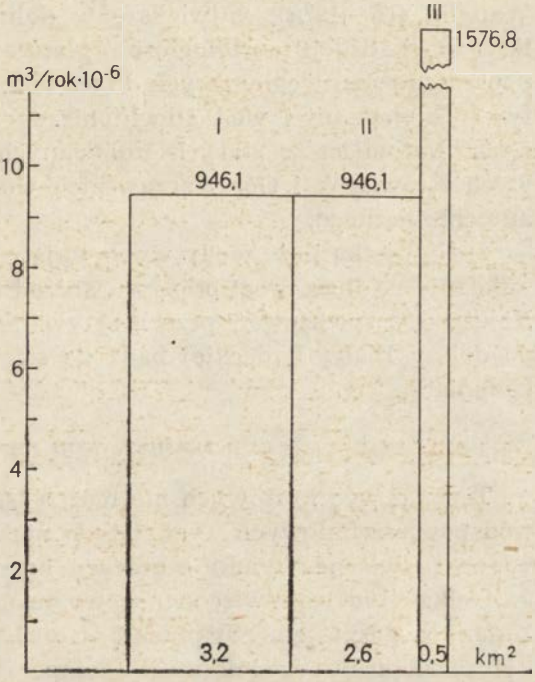
WYDAJNOŚĆ ŹRÓDEŁ KRASOWYCH

W trzech wyżej wymienionych obszarach występuje 28 większych źródeł krasowych. Większość z nich jest czynna okresowo. Do największych źródeł należą (tab. 7): Kletno I w masywie Śnieżnika (ponad 20 l/s) i źródło nr 1 w Żelaźnie w Krowiarkach (14 l/s). W czasie wysokich stanów wód źródła krasowe odwadniające Jaskinię Niedźwiedzią w Kletnie (źródła okresowe w dolince wywierzyskowej) osiągają ponad 80 l/s, a w dolinie Jastrowca we wschodniej części Gór Kaczawskich do 10 l/s.

Największa ilość wody odpływała z obszaru marmurów dolomitowych Krowiarek. Wydajność źródeł odwadniających poszczególne płaty tych skał, zajmujących powierzchnię 3,2 km², zamykała się w granicach 25 l/s. W przeliczeniu na rok stanowiło to 788,4 m³. Nie jest to jednak cała woda

http://rcin.org.pl

wypływająca z tego obszaru. Jest ona zmniejszona o ilość wody, jaka przenika z dna doliny do kanałów podziemnych, którą oceniono na około 5 l/s (157,7 tys. m³/rok). A zatem ilość wody wypływająca z tego obszaru wynosiła 946,1 tys. m³/rok (ryc. 38), co w przeliczeniu na powierzchnię skał węglanowych daje 292 tys. m³/km²/rok (9,3 l/s km²).



Ryc. 38. Wydajność źródeł krasowych w Sudetach (1962—1963)
I — dolina Piotrówka w Krowiarkach; *II* — Wzgórze Wapniki w Górach Kaczawskich, *III* — dolina Kleśnicy w masywie Śnieżnika Kłodzkiego

Yield of karst springs in the Sudetes (1962—1963)
I — Piotrówka valley in Krowiarki Mts.; *II* — Wapniki hills in Kaczawa Mts.; *III* — Kleśnica valley in Śnieżnik Kłodzki massif

Drugim co do wielkości badanym obszarem krasowym było wzgórze Wapniki w Górach Kaczawskich (2,6 km² skał węglanowych). Ogólna wydajność źródeł bijących u podnóża tego wzgórza wynosiła około 30 l/s — 946,1 tys. m³/rok — 371 tys. m³/km² rok — 11,8 l/s km². Ilość wód obcych dopływających strumieniem Jastrowiec do tego wzgórza oceniono na 5 l/s (157,7 tys. m³/rok).

Trzecim badanym obszarem krasowym była dolina Kleśnicy w masywie Śnieżnika (łączna powierzchnia skał węglanowych 0,5 km²). Badania przeprowadzone w górze Stromej (0,224 km²), w której znajduje się Jaskinia Niedźwiedzia, wykazały wydajność źródeł krasowych około 55 l/s — 1734,5 tys. m³/rok — 7743,2 tys. m³/km² rok — 246 l/s km²!

Na podstawie istniejących opracowań klimatycznych (A. Kosiba 1948; J. Paszyński 1955; A. Schmuck 1963a, b) określono szacunkowo ilość wody, którą otrzymują te obszary z opadów atmosferycznych (opad minus parowanie terenowe). Dla Krowiarek otrzymano około 350 tys. m³/rok, dla wzgórza Wapniki około 250 tys. m³/rok, a dla zlewni Kleśnicy około 670 tys. m³/rok.

http://rcin.org.pl

Pomimo tego, iż ilość wód atmosferycznych określono w sposób szacunkowy, wydaje się celowe wyciągnięcie kilku wstępnych wniosków z porównania danych klimatycznych z faktyczną ilością wód odpływających z badanych obszarów krasowych. Wnioski te można sformułować w następujący sposób:

1. Najmniejsze różnice stwierdzono w Krowiarkach i we wzgórzu Wapniki (16—49%), największe w dolinie Kleśnicy (350%). Przyczyna tkwi w lokalizacji morfologicznej płatów skał węglanowych. Usytuowanie poprzeczne skał węglanowych do osi doliny Kleśnicy powoduje przechwytywanie większości wód allochtonicznych powierzchniowych i podziemnych. Natomiast w starych izolowanych grzbietach i wzgórzach krasowych Krowiarek i Gór Kaczawskich wody są w większości pochodzenia autochtonicznego.

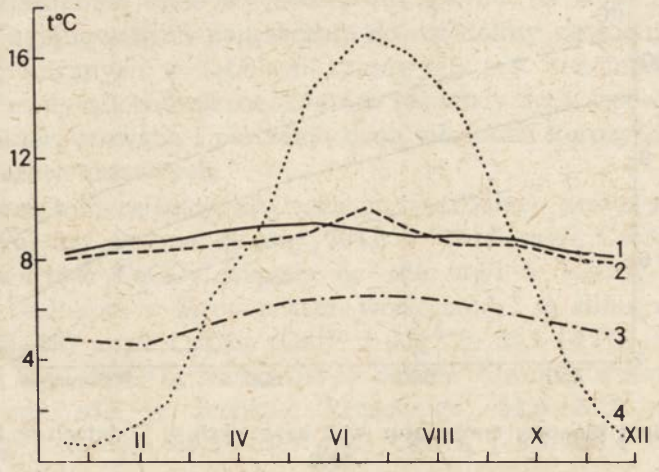
2. Niewielka ilość wody wypływająca z obszaru krasowego Krowiarek wskazuje na inne drogi odpływu aniżeli system wywierzyskowy Żelazna. Należy się spodziewać przechwytywania tych wód, bądź bezpośrednio do doliny Białej Lądeckiej bądź do sieci drenów, która nie była objęta badaniami.

TERMIKA WÓD KRASOWYCH

Termiki wód krasowych nie można badać bez znajomości temperatury wód powierzchniowych w obszarach niekrasowych. Dlatego też przedstawiono tu własne wyniki z obszaru krasowego Sudetów na tle studium J. Gołka (1961) poświęconemu termice wód powierzchniowych Polski. Z danych przytoczonych przez J. Gołka wynika, iż w dorzeczu Kaczawy i Nysy Kłodzkiej średnie roczne temperatury wody zamykają się w przedziale 7—11°C, w lecie między 11 a 15°C, a w zimie od 1 do 3°C. W okresie najzimniejszych miesięcy, stycznia i lutego, temperatura tych wód wynosi od 0 do 1°C. Natomiast w najcieplejszych miesiącach, lipcu i sierpniu, kształtuje się w granicach między 15 a 17°C. Średnie wieloletnie temperatury rzek górskich dla okresu zimowego (XI—III) wynoszą 1,8°C, a dla lata (IV—X) 12,6°C. Średnia roczna wieloletnia wynosi 8,1°C. Temperatura wód płynących jest zbliżona do średniej miesięcznej temperatury powietrza, jest to szczególnie widoczne w miesiącach letnich.

W odróżnieniu od wód powierzchniowych wody krasowe Sudetów charakteryzuje niewielka amplituda roczna temperatury wahająca się w granicach od 1 do 2°C, w przedziale 4,4—10,9°C. Maksimum obserwuje się w miesiącach letnich (VII—VIII), a minimum w zimie (I—II). A zatem wody krasowe posiadają ustabilizowaną termikę o niewielkich wahaniach sezonowych i rocznych (ryc. 39). Duże stałe źródła krasowe, które odprowadzają wody z dużych zbiorników podziemnych, reagują bardzo wolno na dopływ wód roztopowych. Natomiast źródła okresowe, odprowadzające wody z małych zbiorników retencyjnych, reagują energiczniej i są bliższe wodom powierzchniowym.

http://rcin.org.pl



Ryc. 39. Roczny przebieg temperatur wód krasowych w Sudetach w latach 1962—1963

1 — wywierzysko Żelazno w Krowiarkach — 340 m npm.; *2* — wywierzysko Przyłęcznicy w Górach Kaczawskich — 380 m npm.; *3* — wywierzysko Kletno I — 775 m npm.; *4* — termika wód niekrasowych wg J. Gołka

Annual course of temperatures of karst waters in the Sudetes, in the 1962—1963 period

1 — Żelazno karst spring in Krowiarki Mts. — 340 m a.s.l.; *2* — Przyłęcznica karst spring in Kaczawa Mts. — 380 m a.s.l.; *3*— Kletno I karst spring — 775 m a.s.l.; *4* — thermal conditions of non-karsted waters, after J. Gołek

Termika może być ważnym kryterium pozwalającym odróżnić wody krasowe od niekrasowych. Na rycinie 39 widoczne jest, iż krzywa temperatury wód krasowych przecina się z krzywą termiki wód powierzchniowych tylko w dwóch sezonach: na wiosnę i w jesieni. Natomiast w innych porach roku różnice są tak znaczne, iż mogą one być ważnym kryterium genetycznym.

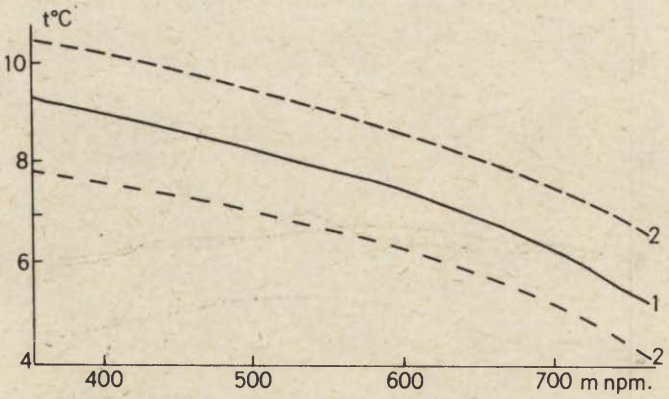
Badania termiki wód krasowych w Sudetach wykazały również zależność od wysokości. Na rycinie 40 przedstawiono wykres sporządzony na podstawie pomiarów 30 większych źródeł krasowych. Widzimy tu wyraźny spadek średniej rocznej temperatury tych wód wraz z wysokością, wynoszący około 1°C/100 m. Nieco odmiennie kształtują się gradienty maksymalny (0,9°C/100 m) i minimalny (1,1°C/100 m).

Wyniki badań nad termiką źródeł krasowych w Sudetach można sformułować w kilku wnioskach:

1. Źródła odwadniające soczewki skał węglanowych w Sudetach posiadają typowe cechy krasowe: ustabilizowaną temperaturę wyrażającą się niewielką amplitudą roczną (od jednego do kilku °C).

2. Pod względem termicznym możemy podzielić źródła krasowe na dwie grupy. Pierwsza — o ustabilizowanej termice (niewielka amplituda roczna i sezonowa), druga — o dużych wahaniach zbliżonych do wód

http://rcin.org.pl



Ryc. 40. Gradient pionowy temperatur wód krasowych w Sudetach w latach 1962—1963

1 — średnia; *2* — ekstremalne

Vertical temperature gradient of karst waters in the Sudetes, in the 1962—1963 period

1 — mean temperature; *2* — extreme temperature

powierzchniowych. Te dwa typy różnią się wielkością zbiorników retencyjnych oraz stosunkiem wód autochtonicznych do allochtoniczych, zasilających te źródła.

3. Termika wód krasowych kształtowana jest przez warunki klimatu lokalnego w sąsiedztwie źródła oraz wpływ czynników wewnętrznych, bliżej jeszcze niewyjaśnionych. Obserwuje się nieco wyższą termikę tych wód od średniej rocznej temperatury powietrza i nieco wyższy gradient wysokościowy.

4. Znaczne różnice w termice pomiędzy wodami powierzchniowymi a krasowymi pozwalają zastosować kryterium termiczne do wydzielenia tych dwóch typów wód.

CHEMIZM WÓD WYWIERZYSKOWYCH

Analizy chemiczne wód wykonywano w terenie przy pomocy własnego laboratorium polowego (M. Markowicz, M. Pulina 1970). Oznaczono:

Ca^{++}, Mg^{++}, Fe (jakościowo) HCO_3^- SO_4^{--}, Cl^-, pełną mineralizację $\sum_M$ (z przewodności właściwej) oraz wolny CO_2 i pH. W pierwszym okresie badań (1962—1963) wykonywano głównie analizy na węglany oraz pH.

W obszarach krasowych Sudetów przeważają wody stosunkowo silnie zmineralizowane, bliskie granicy nasycenia. Są to w większości wody pochodzenia autochtonicznego. Stwierdzono je w dwóch największych obszarach krasowych Sudetów: w obrębie wzgórza krasowego Wapniki we wschodniej części Gór Kaczawskich oraz w Krowiarkach w Kotlinie

http://rcin.org.pl

Kłodzkiej. Natomiast małe wychodnie marmurów na stokach Śnieżnika Kłodzkiego usytuowanych poprzecznie do osi doliny powodują, iż udział wód autochtonicznych w źródłach krasowych jest niewielki, natomiast przeważają wody allochtoniczne. Dlatego też wody tych źródeł krasowych są słabo zmineralizowane i posiadają duże własności korozyjne po opuszczeniu obszarów krasowych.

Największą mineralizację stwierdzono w źródłach krasowych wzgórza Wapniki. Wahała się ona między 204,5 a 324,5 mg/l $CaCO_3$ ($Ca^{++} + Mg^{++}$). Zawartość $CaCO_3$ osiągała do 160 mg/l a $MgCO_3$ od 36,0 do 142,5 mg/l. Podobnie w Krowiarkach wody źródeł są silnie zmineralizowane: 164,5—267 mg/l $CaCO_3$ ($Ca^{++} + Mg^{++}$), 85,1—177,5 mg/l $CaCO_3$ i 38,8—75,5 mg/l $MgCO_3$. Natomiast w dolinie Kleśnicy zanotowano najniższe stężenia soli w źródłach krasowych: 54,0—81,6 mg/l $CaCo_3$ ($Ca^{++} + Mg^{++}$ w tym 39,3—55,6 mg/l $CaCO_3$ i 6,7—22,4 mg/l $MgCO_3$ (tab. 7; ryc. 41*a*).

Wahanie stężenia soli w cyklu rocznym wykazuje pewne prawidłowości. Maksimum przypadało zawsze na okresy najsuchsze, minima przy wodach roztopowych i gwałtownych opadach. Największe wahania zanotowano w tych źródłach, które charakteryzują się dużą amplitudą temperatury i zmienną wydajnością. Najmniejsze w dużych wywierzyskach ustabilizowanych.

Interesującym faktem stwierdzonym w wodach krasowych w Sudetach jest zależność składu chemicznego wody od ługowanej skały węglanowej. Zjawisko to dobrze obrazuje stosunek $CaCO_3/MgCO_3$. W czystych marmurach wzgórza Wapniki stosunek ten zbliża się do 1, natomiast w marmurach dolomitowych i dolomitach Krowiarek i masywu Śnieżnika wykazuje wartości najniższe.

DENUDACJA CHEMICZNA W KRASIE SUDECKIM

Masywy skał węglanowych są atakowane przez dwa typy wód: a u t o c h t o n i c z n e i a l l o c h t o n i c z n e. Do pierwszego typu należą wody atmosferyczne spadające na powierzchnię tych skał oraz te wody, które powstają na skutek kondensacji w jaskiniach. Do drugiego typu zaliczamy wody powierzchniowe i podziemne pochodzące z sąsiednich obszarów, które na kontakcie ze skałami krasowymi dostają się pod ziemię i zasilają wody autochtoniczne.

Niszczenie powierzchni skał węglanowych, czyli proces *sensu stricto* denudacji krasowej (denudacja powierzchniowa), jest powodowane przez atmosferyczne wody autochtoniczne. Natomiast wody allochtoniczne są w głównej mierze odpowiedzialne za niszczenie wnętrza masywów (denudacja podziemna, np. drążenie ciągów jaskiń poziomych związanych z dnem doliny). Działalność chemiczna obydwu typów wód prowadzi do niszczenia obszarów krasowych zarówno od zewnątrz, jak i od wewnątrz. Efekty

http://rcin.org.pl

Tabela 7. Źródła krasowe i ponory w Sudetach polskich.
Charakterystyka hydrometryczna i hydrochemiczna

Karst springs and swallow-holes in the Polish Sudetes. Hydrometric and hydrochemical characteristics

Lp*	Nazwa	Wysokość npm.	Wydajność Chłonność l/s	Właściwości fizyczno-chemiczne t°C	$CaCO_3(Ca^{++}+Mg^{++})$ ppm	Ca^{++}	Mg^{++}	Okres pomiarów
	ŹRÓDŁA KRASOWE (wywierzyska)							
	Góry Kaczawskie — zlewnia Kaczawy							
1	Połom — spod Łomów Królewskich	500			156,5	2,71	0,43	23 VIII 1963
2	Skopiec — stok północny	440	2					
3	Miłek — stok północno-zachodni	360	< 5					
	Góry Kaczawskie — zlewnia Nysy Małej							
4	Przyłęcznica — Wzgórze Wapniki	370	3,5 (>10)**	9,0—9,7	215,5—304,0	1,75—3,19	2,36—3,15	1962, 1963
5	Dolina Jastrowca — Grudno	385	0,5 (4)	7,6 6,4—8,8	204—248			1965—1966
6	Dolina Jastrowca — Jastrowiec	350	4 (2—34)	7,5 5,2—9,8	222—323			1965—1966
	Krowiarki — zlewnia Białej Lądeckiej							
7	Żelazno	340	17 (50)	9,9	164,5—215,0	1,70—3,20	0,83—1,59	1962—1963
8	Rogóżka	580	1,5	7,2 6,8—8,4	83,5—144,0	1,48—1,81	0,19—0,27	1962—1963
	Masyw Śnieżnika Kłodzkiego — zlewnia Kleśnicy—Białej Lądeckiej							
9	Kletno I	745	26	6,4 6,0—6,8	61,5—73,2	0,86—1,09	0,32—0,41	1962—1963

http://rcin.org.pl

c. d. tab. 7

10	Okresowe z Jaskini Niedźwiedziej	750	19 (0 > 90)	5,2 4,6–5,8	61,0–80,7			1969–1971
11	Z Jaskini Wodnej	746		5,2 4,6–5,8	60,2–81,6	0,88–1,02	0,16–0,53	1962–1963
12	Kletno II	780	0–3	5,6 4,7–6,5	69,5–81,5	0,97–1,11	0,40–0,52	1962–1963
	Góra Krzyżnik – stok NW							
13	Poniżej Jaskini Kozłowskiego		1		170,5	2,92	0,49	19 XI 1962
	PONORY KRASOWE							
	Góry Kaczawskie – zlewnia Nysy Małej							
14	Dolina Jastrowca	400	7,5		232,5	3,28	1,37	6 XI 1963
	Krowiarki – zlewnia Romanowskiego Potoku–Białej Lądeckiej							
15	Romanowo	380	25		115,0–126,5	1,70–1,77	0,60–0,76	jesień, zima 1962/1963
	Masyw Śnieżnika Kłodzkiego – zlewnia Kleśnicy–Białej Lądeckiej							
16	Powyżej Jaskini Niedźwiedziej	840	< 20		18,0–38,5 (Σ_M30–43)			1969–1971

* Lokalizacja źródeł i ponorów na rycinach: 1, 2, 4, 25, 28, 29, 30.

** W nawiasach podano wydajność całego systemu wywierzyskowego lub przedział wydajności od min. do max.

http://rcin.org.pl

tych procesów będziemy określali za J. Corbelem (1957) również terminem ablacji krasowej, z tym że denudacja chemiczna pozostanie terminem nadrzędnym.

Miarą wielkości denudacji chemicznej i ablacji krasowej jest grubość usuniętej warstwy powierzchniowej określana najczęściej w mm/1000 lat lub objętość usuniętej skały w m^3/km^2rok. W stosunku do skał węglanowych, których ciężar właściwy jest zbliżony do 2,5 g/cm^3, obydwie jednostki są sobie równoznaczne (mm/1000 lat = m^3/km^2rok). Wielkość ablacji krasowej, a w szczególności efekty działalności wód allochtonicznych, jest wygodnie podawać w jednostce objętości w określonym czasie np. m^3/rok czy m^3/dobę (tzw. spływ jonowy).

Denudację chemiczną możemy określić przy znajomości następujących parametrów: ilości wody (Q w m^3/s) odpływającej z określonej powierzchni (P w km^2), zawartości soli w tych wodach (T w mg/l) oraz czasu, w którym trwa ten proces. Wymagana tu jest również znajomość faktycznej ilości soli, o jaką wzbogaciły się te wody na badanym obszarze wskutek procesów naturalnych. Okazuje się bowiem, iż stężenie soli w wodach jest zawyżone, np. przez dopływ już częściowo zmineralizowanych wód opadowych czy soli pochodzenia antropogenicznego. Stąd konieczność określania $\Delta T = T - T_a$, gdzie T_a — zawartość soli obcych w mg/l.

Znane są dwie metody określania denudacji chemicznej: klimatyczna i hydrometryczna.

Metoda klimatyczna, której autorem jest J. Corbel (1957, 1959), określa denudację chemiczną następującym wzorem:

$$X = \frac{4 \cdot E \cdot T}{100},$$

gdzie X — denudacja chemiczna w mm/1000 lat lub m^3/km^2rok, E — ilość wody określona z danych klimatycznych (opad minus parowanie) w dcm, T — zawartość $CaCO_3$ w mg/l.

Dla obszarów krasowych Sudetów denudacja chemiczna określona metodą klimatyczną J. Corbela wynosi:
wzgórze Wapniki w Górach Kaczawskich

$$X = \frac{4 \cdot 3{,}5.270}{100} = 37{,}8,$$

grzbiet Wapniarka—Słupiec w Krowiarkach

$$X = \frac{4 \cdot 3{,}5 \cdot 217}{100} = 30{,}4,$$

góra Stroma w masywie Śnieżnika

$$X = \frac{4 \cdot 6{,}7 \cdot 50}{100} = 13{,}4.$$

http://rcin.org.pl

Metoda hydrometryczna autora (M. Pulina 1964, 1974a) została po raz pierwszy opracowana na obszarach krasowych Sudetów w latach 1962 i 1963 i sprawdzona w 1965—1967. Metoda ta wymaga prowadzenia badań w basenach hydrogeologicznych przy znajomości podstawowych parametrów hydrologicznych i hydrochemicznych. A oto wzory na określenie denudacji chemicznej:

$$D_m = 12{,}6 \frac{\Delta T \cdot Q}{P},$$

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

gdzie D_m — denudacja chemiczna określona w jednostce objętości m^3/km^2rok, która odpowiada mm/1000 lat dla skał węglanowych, D_t — denudacja chemiczna określona w t/km^2rok.

Powyższe wzory można przekształcić, ponieważ

$$q = 1000 \frac{Q}{P},$$

gdzie q — spływ jednostkowy wody w $l/s\ km^2$,
stąd

$$D_m = 0{,}0126 \cdot \Delta T \cdot q,$$

$$D_t = 0{,}0315 \cdot \Delta T \cdot q.$$

Metoda hydrometryczna pozwala również określić ilość rozpuszczonej masy skalnej odprowadzonej w poszczególnych ciekach, źródłach czy ze stref wewnętrznych masywów (spływ jonowy: A_m — m^3/s)

$$A_t = t(s),$$

$$A_m = 12{,}6\ \Delta T \cdot q \text{ lub } A_m = 0{,}03456\ \Delta T \cdot Q \cdot t,$$

$$A_t = \Delta T \cdot q \text{ lub } A_t = 0{,}0864\ \Delta T \cdot Q \cdot t,$$

gdzie: t — ilość dni

Wielkość ablacji krasowej (suma działalności wód allochtonicznych i autochtonicznych) w Sudetach możemy określić metodą hydrometryczną w sposób następujący:
wzgórze Wapniki w Górach Kaczawskich

$$D_m = 0{,}0126\ \Delta T \cdot q = 0{,}0126 \cdot (270 - 5) \cdot 11{,}8 = 39{,}4\ (40{,}1)^7,$$

grzbiet Wapniarka—Słupiec w Krowiarkach

$$D_m = 0{,}0126 \cdot (217\text{-}5)9{,}3 = 24{,}8\ (25{,}4),$$

---

[7] W nawiasach podano wartości D_m w przeliczeniu na mineralizację źródeł krasowych (T) bez uwzględnienia soli pochodzenia atmosferycznego (T_a).

http://rcin.org.pl

góra Stroma w masywie Śnieżnika

$$D_m = 0{,}0126 \cdot (50 - 5) \cdot 246 = 139\ (155).$$

Natomiast denudację krasową powierzchniową wywołaną wodami autochtonicznymi określamy:
wzgórze Wapniki w Górach Kaczawskich

$$D_m = 12{,}6\ \frac{306 \cdot 0{,}0149}{2{,}8} = 20{,}5,$$

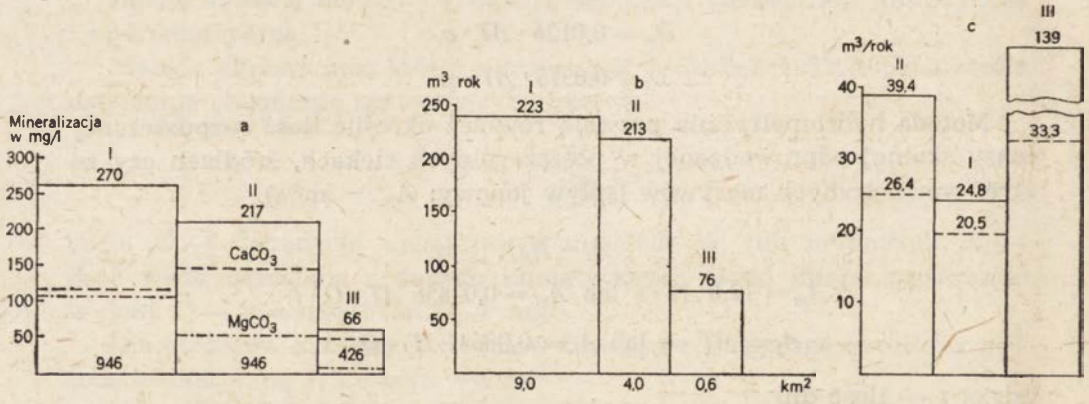
grzbiet Wapniarka—Słupiec w Krowiarkach

$$D_m = 12{,}6\ \frac{300 \cdot 0{,}0098}{1{,}4} = 26{,}4,$$

góra Stroma w masywie Śnieżnika

$$D_m = 12{,}6\ \frac{169 \cdot 0{,}0035}{0{,}224} = 33{,}3.$$

Wyniki obliczeń przeprowadzonych obydwoma metodami są zestawione w tabeli 8 i na rycinie 41b i c. Pozwalają one na wyciągnięcie następujących wniosków:



Ryc. 41. Zawartość węglanów w wodach krasowych (*a*), objętość rozpuszczonych skał węglanowych (*b*) i ablacja krasowa w Sudetach (*c*) w latach 1962—1963

I — wzgórze Wapniki w Górach Kaczawskich; *II* — grzbiet Wapniarka—Słupiec, *III* — Góra Stroma w masywie Śnieżnika Kłodzkiego

Carbonate content in karst waters (*a*), volume of dissolved carbonate rocks (*b*) and karst ablation in the Sudetes (*c*) in the 1962—1963 period

I — Wapniki hills in Kaczawa Mts.; *II* — Wapniarka-Słupiec crest.; *III* — Góra Stroma (Steep Peak) in Śnieżnik massif

1. Wyniki obliczone metodą J. Corbela są zbliżone do wartości denudacji powierzchniowej (wody autochtoniczne) uzyskanych metodą hydrometryczną. Najmniejsze różnice występują w obszarach starego krasu wyłączonego z obiegu wód allochtonicznych i dla tych obszarów obydwie metody dają podobne wyniki. Natomiast tam, gdzie aktualnie następuje

http://rcin.org.pl

Tabela 8. Denudacja chemiczna obszarów krasowych w Sudetach polskich
Chemical denudation in the karst of the Polish Sudetes

Obszar	*E* dcm	*T* $CaCO_3$ mg/l	Denudacja wg J. Corbela mm/1000 lat	*P* km²	Denudacja wg M. Puliny: Całkowita *q* l/s km²	*ΔT* $CaCO_3$	*D* m³/km² rok	Powierzchniowa *A* m³/rok	*Q* m³/s	*ΔT* $CaCO_3$	*D*	Podziemna *A*	*D*
Góry Kaczawskie	3,5	217	30,4	2,8	9,3	212	24,8 (25,4)*	69,4	0,0149	306	20,5	57,4	4,3
Krowiarki	3,5	270	37,8	1,4	11,8	265	39,4 (40,1)	55,2	0,0098	300	26,4 (27,0)	37,0	13,0
Masyw Śnieżnika Kłodzkiego	6,7	50	13,4	0,224	246	45	139 (155)	31,2	0,0035	169 (172)	33,3 (33,9)	7,4	106

* W nawiasach podano wartość denudacji określoną z mineralizacji wód krasowych (*T*) bez uwzględnienia soli pochodzenia atmosferycznego.

http://rcin.org.pl

przepływ wód allochtonicznych (masyw Śnieżnika) obliczanie denudacji chemicznej metodą klimatyczną nie zdaje egzaminu.

2. Wielkość powierzchniowej denudacji chemicznej w Sudetach waha się w granicach 20,5—33,3 mm/1000 lat. W Górach Kaczawskich stwierdzono wartości zbliżone do średniej denudacji w Sudetach (26,4 mm/1000 lat). Stwierdzono, iż natężenie denudacji chemicznej jest tu funkcją czynników klimatycznych, a przede wszystkim sumy opadów atmosferycznych.

3. Ablacja krasowa w Sudetach wynosi 24,8—139 m^3/km^2rok. Różnice pomiędzy ablacją krasową a denudacją powierzchniową wynikają z efektów działalności wód allochtonicznych. W obszarach aktywnie rozwijającego się krasu masywu Śnieżnika ablacja chemiczna jest dużych rozmiarów, bowiem przepływają tu duże ilości aktywnych wód niekrasowych. Przechwytywanie wód allochtonicznych jest spowodowane lokalizacją soczew marmurów poprzecznie do kierunku spływu wód powierzchniowych.

GENEZA PSEUDOGRANIAKÓW WAPIENNYCH

W zwietrzelinie stokowej zalegającej na powierzchni kopuł krasowych w Sudetach występuje gruz marmurowy kształtem zbliżony do graniaków wiatrowych. Pojedyncze okazy posiadają najczęściej formę wydłużoną (długość od kilku do kilkudziesięciu cm), w której stosunek osi dłuższej do średnicy wynosi 2 : 1. Najwięcej tych form znajdowano w warstwie humusowej zalegającej w lejkach i rowach krasowych na stokach Miłka w Górach Kaczawskich.

Pseudograniak wapienny posiada kilka płaszczyzn związanych najczęściej z trzema najwyraźniejszymi powierzchniami spękań przecinającymi się pod ostrymi kątami. Decydujące spękanie (najczęściej powierzchnia międzywarstwowa) wyznacza kierunek dłuższej osi formy i powoduje powstanie dwóch płaszczyzn. Poprzeczne spękania przecinają dłuższą oś formy, z których jedno pod bardzo ostrym kątem a drugie pod kątem zbliżonym do 45°. Na tych dwóch kierunkach założone są dalsze cztery płaszczyzny. W efekcie dobrze wykształcona forma ograniczona jest sześcioma płaszczyznami. Na kontakcie płaszczyzn powstaje krawędź — grań, która rzadko osiąga ostrą formę. Jest ona najczęściej łagodna i przechodzi z jednej płaszczyzny w drugą. W wielu przypadkach grań jest tak zniszczona, iż słabo zaznacza się na powierzchni graniaka lub nawet zanika kosztem jednej powierzchni wypukłej. W miejscu przecięcia płaszczyzny powstaje trójgraniasty wierzchołek, który upodabnia pseudograniaki wapienne do typowych graniaków wiatrowych.

Powierzchnia pseudograniaków wapiennych pokryta jest mikroformami korozyjnymi, które często są wydłużone naśladując główny kierunek spękań. Poszczególne powierzchnie są atakowane przez korozję w różnym

http://rcin.org.pl

stopniu, co powoduje, iż są silnie chemicznie zniszczone, inne zachowały pierwotną litą powierzchnię.

Porównanie typowych graniaków wiatrowych (J. Dylik 1952) tak licznych w osadach plejstoceńskich Sudetów z opisywanymi pseudograniakami rzuca światło na genezę tych form.

1. Lica graniaków wiatrowych są wygładzone i pokryte formami erozyjnymi (czółenka, żłobki). Podobnie płaszczyzny pseudograniaków wapiennych są również wygładzone, ale nie zawierają form korozyjnych, najwyżej ostrokrawędziste wżery korozyjne.

2. Granie i lica graniaków wiatrowych nie zawsze nawiązują do systemów spękań, podczas gdy w pseudograniakach są od nich bezpośrednio zależne.

3. Pseudograniaki są często podziurawione oraz posiadają wyraźne mikroformy korozyjne, czego nie stwierdzono w graniakach wiatrowych.

4. Występowanie pseudograniaków wapiennych jest związane wyłącznie ze współczesną warstwą humusową w miejscach skoncentrowanego spływu wody (np. w rowach krasowych i czynnych lejkach) lub w takim środowisku, gdzie istniały warunki do selektywnego wietrzenia chemicznego. Nie spotyka się ich wśród luźnych osadów plejstoceńskich.

Na zachodnich stokach Połomu w Górach Kaczawskich oraz na północnych stokach Krzyżnika w masywie Śnieżnika spotykano formy podobne do opisywanych. Różniły się one jednak silniejszym skrasowaniem, zanikiem typowych płaszczyzn oraz różnorodnym kształtem. Znajdowano je w warstwie gliniastej w sąsiedztwie skały litej. Bliższe obserwacje wykazały, iż są to zniszczone fragmenty mikroform powierzchniowych (żłobki, meandryczne zagłębienia i in.).

Na podstawie obserwacji w krasie Sudetów dochodzimy do wniosku, iż marmurowe głazy kształtem zbliżone do graniaków wiatrowych są związane z procesami selektywnego wietrzenia chemicznego. Część spotykanych form powstała w plejstocenie i być może nawet w trzeciorzędzie. Formy typowe są związane z procesami współczesnymi. Wietrzenie chemiczne atakuje gruz wapieni krystalicznych wzdłuż płaszczyzn najmniej odpornych i niszczy ostre krawędzie. W ten sposób następuje wypreparowanie płaszczyzn zgodnych ze spękaniami i kształtuje się pseudograniak wapienny.

DENUDACJA KRASOWA SUDETÓW NA TLE INNYCH OBSZARÓW KRASOWYCH

W krasie sudeckim stwierdzono proces denudacji chemicznej wywołany zarówno przez wody infiltracji pionowej (autochtoniczne), jak również wody infiltracji poziomej (allochtoniczne). Pierwszy z nich jest głównym czynnikiem niszczącym powierzchnię morfologiczną makroform kra-

http://rcin.org.pl

sowych, drugi drąży poziome ciągi jaskiń położone na wysokości dna doliny. Wielkość pierwszego typu denudacji jest, obok struktury, funkcją czynników klimatycznych, głównie opadów i temperatury (M. Pulina 1972). Natomiast drugi typ denudacji zależny jest od czynników lokalnych, przede wszystkim od lokalizacji wychodni skał węglanowych w stosunku do cieków powierzchniowych. Z tego powodu wydaje się celowe porównanie oparte o pierwszy typ denudacji, który decyduje o rozwoju reliefu krasowego.

Wielkość denudacji chemicznej w Sudetach (21—33 mm/1000 lat), wywołana wodami infiltracji pionowej, mieści się w rzędzie słabo degradowanych obszarów krasowych Europy i Azji (tab. 9; M. Pulina 1972, 1974a).

Tabela 9. Denudacja krasowa w Sudetach na tle innych obszarów krasowych
Karst denudation in the Sudetes, in comparison with other karst areas

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		6—17 Spitsbergen Sofiekammen
—				13 Alpy Tunkińskie
20 —	słaba faint	23 Dobrudza		
		24 Jura Polska—N	22 Chamar-Daban	
		26 Wyżyna Śląska	20—33 SUDETY	
—			38 Vračanska Planina	
40 —				40—49 Tatry Zachodnie
				47 Piryn
—			56 Kaukaz	51—67 Alpy Julijskie
60 —	średnia mean		44—98 Vercors	
—				
80 —		80—136 Wyżyna Kras		
—				
100 —				114—139 Kaukaz
120 —	silna strong			
—				
140 —				

Na terenie Polski jest ona zbliżona do obszarów krasowych Jury Krakowsko-Częstochowskiej (24 mm/1000 lat) i Wyżyny Śląskiej (26 mm/1000 lat), natomiast jest blisko dwukrotnie niższa niż w Tatrach Zachodnich (40—49 mm/1000 lat). Denudacja chemiczna w krasie Sudetów jest reprezentowana dla krasu średniogórskiego umiarkowanych szerokości geograficznych.

W obszarach krasu „wyspowego" Sudetów istnieje możliwość wielokrotnego zwiększenia denudacji chemicznej poprzez lokalne czynniki morfologiczne i hydrologiczne. Dotyczy to również aktualnych zmian wywołanych działalnością człowieka, zarówno przy eksploatacji marmurów

http://rcin.org.pl

w kamieniołomach, jak i zmian sieci rzecznej przy budowie dróg czy ujęć wodnych. W sprzyjających warunkach przyrodniczych globalna denudacja chemiczna w małych soczewkach marmurów Sudetów może osiągać tak duże rozmiary, iż można ją porównywać z obszarami najsilniej degradowanymi. Widomym przykładem jest soczewka marmurów góry Stromej w masywie Śnieżnika, w której globalna denudacja chemiczna została oceniona na 139 m^3/km^2rok ! Są to najwyższe wartości denudacji stwierdzone w Europie i zbliżone do obszarów wysokogórskich Kaukazu (114—139 mm/1000 lat) czy Wyżyny Kras w Jugosławii (80—136 mm/1000 lat). W dużych zwartych masywach krasowych nie obserwuje się tak wielkich zmian w wielkości denudacji wywołanej czynnikami lokalnymi. Jest to zatem specyfika obszarów krasu wyspowego, klasycznie wykształconego w Sudetach.

UWAGI O DENUDACJI KRASOWEJ W SUDETACH W TRZECIORZĘDZIE I PLEJSTOCENIE

Wielkość denudacji chemicznej (infiltracji pionowej) w obszarach krasowych jest funkcja czynników klimatycznych. A zatem znajomość klimatu w trzeciorzędzie i czwartorzędzie pozwala na określenie wielkości denudacji. Przedstawiona tu próba rekonstrukcji nasilenia denudacji chemicznej w krasie sudeckim w trzeciorzędzie i czwartorzędze oparta jest o przestrzenny model statystyczny opublikowany przez autora w 1974 r. (M. Pulina 1974a). Wobec niedostatecznej znajomości klimatu tych okresów wyniki mogą być tylko podane w wartościach szacunkowych.

Klimat paleogenu w Europie Środkowej był na ogół gorący wilgotny. W eocenie średnia roczna temperatura wynosiła około 21°C, a opady 1200—1800 mm/rok (M. Schwarzbach 1950; W. Szafer 1952, 1954, 1961; M. Tyczyńska 1957; P. Woldstet 1954). Porównuje się go do klimatu, jaki panuje obecnie na Wyżynie Meksykańskiej.

W oligocenie i miocenie panował na ogół klimat gorący suchy (wyjątek środkowa część miocenu o opadach do 1000 mm/rok), a w pliocenie klimat przejściowy pomiędzy miocenem i plejstocenem. Temperatury w pliocenie wynosiły od 10 do 18°C. Opady maksymalnie osiągały 2000 mm/rok w środkowej części pliocenu. Na początku i na końcu tego okresu wystąpiły minima opadowe.

Najsilniejsza denudacja chemiczna miała miejsce w paleogenie i w środkowej części miocenu i pliocenu. Szczególnie w długim okresie paleogenu istniały wybitnie sprzyjające warunki do rozwoju zjawisk krasowych. Można szacunkowo określić, iż wielkość denudacji mogła przekraczać 100 mm/1000 lat. Mogły więc powstać wtedy dwie powierzchnie zrównania stwierdzone w Górach Kaczawskich i istniały dobre warunki do wypreparowania okazałych kopuł krasowych o względnej wysokości przekraczającej 100 m.

http://rcin.org.pl

W środkowej części miocenu i pliocenu denudacja chemiczna była o połowę niższa aniżeli w paleogenie i blisko dwukrotnie wyższa niż współcześnie w Sudetach. Można by przyjąć szacunkowo, iż wynosiła ona około 50 mm/1000 lat, czyli mniej więcej tyle ile współcześnie na wyżynach północnej Wenezueli. A zatem i w tych okresach mogły się dobrze rozwijać formy krasowe w Sudetach, szczególnie w miocenie z chwilą powstania brzeżnego uskoku sudeckiego. Nastąpiło wtedy dalsze wypreparowanie wychodni marmurów, a kopuły krasowe pod koniec pliocenu osiągały do 250 m wysokości względnej.

Najsłabsze warunki do rozwoju procesów krasowych w trzeciorzędzie przypadały w suchych okresach oligocenu, jak również częściowo w miocenie i pliocenie. Można przyjąć dla oligocenu denudację chemiczną mniejszą niż 10 mm/1000 lat. Długi jednak okres czasu (11 mln lat) powoduje, iż w oligocenie mogła zostać zdarta warstwa powierzchniowa licząca 110 m miąższości. Mamy tu zatem częściową odpowiedź na pytanie, dlaczego w młodszym paleogenie powstała w Sudetach tak obszerna powierzchnia zrównania?

W suchych okresach miocenu i pliocenu denudacja chemiczna była nieco wyższa niż w oligocenie, ale prawdopodobnie nie osiągała stanu współczesnego. Można by ją określić szacunkowo na 20 mm/1000 lat.

Wielkość denudacji chemicznej w krasie sudeckim w okresie plejstocenu była zapewne zbliżona do wartości zaproponowanych przez M. Markowicz dla Jury Częstochowskiej (1969). Należy się spodziewać największych wartości w okresach interglacjalnych. W interglacjale wielkim denudacja chemiczna była większa od współczesnej, natomiast w okresach glacjalnych najniższa i osiągać mogła poniżej 10 mm/1000 lat. Wyjątkiem były krótkie okresy kataglacjalne, w których zwiększała się ilość wody skutkiem ustępowania wieloletniej zmarzliny, topienia wiecznych śniegów i lodu lodowcowego. W takich okresach denudacja była bardzo znaczna, na co zwracają uwagę badania prowadzone w krasie polarnym. Denudacja chemiczna wywołana tymi wodami mogła osiągać rozmiary przewyższające najwyższe wartości w krasie tropikalnym wilgotnym.

Średnia wartość denudacji chemicznej dla całego plejstocenu była zatem nieco niższa od współczesnej i można by ją ocenić na około 20 mm/1000 lat. Przeliczając tę wartość na wiek bezwzględny plejstocenu otrzymamy zaledwie od kilkunastu do dwudziestu kilku metrów zdartej powierzchni. Jest to wartość o dwa rzędy wielkości niższa od tej, jaka przypadała w długim okresie trzeciorzędu. Nie mogą nas więc dziwić niewielkie efekty plejstocenu w niszczeniu trzeciorzędowych makroform krasowych w Sudetach. Powstawanie mikro- i mezoform krasowych w plejstocenie zachodziło w miejscu skoncentrowanej działalności wody, w wielu przypadkach pochodzącej z tajania zmarzliny i lodu oraz z wód śnieżnych.

http://rcin.org.pl

ZESTAWIENIE WYNIKÓW

Podłożem rozwoju zjawisk krasowych w Sudetach są marmury, dolomity i wapienie występujące w formie niewielkich soczew tkwiących w skałach nierozpuszczalnych, najczęściej w łupkach krystalicznych. Taka sytuacja geologiczna powoduje, iż każda z soczew jest izolowana od innych wychodni skał węglanowych. Wyodrębnienie skał węglanowych w postaci wzgórz, grzbietów górskich, półek stokowych z kulminacjami nadaje krasowi sudeckiemu specyficzny charakter, różny od krasu typowego rozwijającego się na wielkich obszarach w całości zbudowanych ze skał rozpuszczalnych. Dlatego też zaproponowano tu nazwę „krasu wyspowego" czy „izolowanego", który w Sudetach rozwinięty jest w formie klasycznej i może być porównywany z innymi obszarami posiadającymi podobną budowę geologiczną.

Wychodnie skał węglanowych w Sudetach zajmują niewielką powierzchnię osiągającą zaledwie 15 km². Jednakże pod powierzchnią morfologiczną tkwią duże pokłady skał węglanowch, co powoduje, iż kras — a w szczególności hydrografia krasowa — są zjawiskiem popularnym na obszarze Sudetów.

Każda z soczew krasowych posiada swoje indywidualne cechy spowodowane: stosunkami strukturalnymi i tektonicznymi skały rozpuszczalnej (skład chemiczny, spękania i in.) i skał otaczających (wspólne zaangażowanie tektoniczne, odporność na procesy denudacyjne itp.), wielkością wychodni skał węglanowych oraz pozycją morfologiczną i stosunkami hydrograficznymi (na stoku, w dnie doliny, na grzbiecie, wysokość względna i bezwzględna, stosunek do powierzchni zrównań). Wielką rolę odegrał okres czasu, w którym skały węglanowe były wystawione na działalność procesów denudacyjnych i zmienne czynniki klimatyczne wpływające na intensywność procesów niszczących.

W efekcie działania tych złożonych czynników genetycznych poszczególne wychodnie skał węglanowych różnią się między sobą zarówno morfometrycznie (wielkość makroform, wykształcenie i ilość mezoform krasu powierzchniowego i kanałów podziemnych), jak i intensywnością współczesnych procesów denudacyjnych atakujących te izolowane makroformy krasowe.

Mimo istotnych różnic dzielących poszczególne obszary krasowe Sudetów jest wiele cech wspólnych, charakterystycznych dla tego krasu wyspowego. Oto one:

1. Kształtowanie się makroform krasowych jest uzależnione od rozwoju rzeźby Sudetów w ramach poszczególnych etapów morfologicznych.

2. Względna odporność skał węglanowych na procesy denudacyjne jest przyczyną pozytywnej morfologii obszarów krasowych.

3. Wspólny inwentarz makroform (wzgórza krasowe typu „mornes" czy „mogotes", półki krasowe z kulminacjami mezoform powierzchnio-

http://rcin.org.pl

wych, leje, kotły, rowy, dolinki wywierzyskowe formy towarzyszące hydrografii krasowej, ponory, wywierzyska i in.) oraz mikroform (żłobki, zagłębienia bezodpływowe, meandryczne rynny itp.). Typowo wykształcony kras podziemny ze wszystkimi możliwymi formami erozyjnymi i akumulacyjnymi.

4. Dwa hydrograficzne stadia rozwoju krasu podziemnego: „phreatic" i „vadose" uzależnione położeniem bazy denudacyjnej. Strefa wód gruntowych w większych płatach skał węglanowych. Brak takiej strefy w soczewkach małych rozmiarów.

5. W kształtowaniu się kopuł krasowych przewaga dodatniego bilansu denudacyjnego w sensie sprecyzowanym przez A. Jahna (1954).

Formy krasowe Sudetów są poligeniczne. Początki rozwoju krasu sięgają okresu górnej kredy. Formowanie się krajobrazu krasowego następowało w zmiennych warunkach klimatycznych trzeciorzędu i czwartorzędu. Wyróżniono tu następujące etapy rozwoju krasu związane z kształtowaniem się rzeźby Sudetów:

1. Górna kreda—starszy paleogen — kształtowanie się kopuł krasowych i jaskiń horyzontalnych w Górach Kaczawskich na wysokości około 650 m npm. („morfologia I" wg A. Jahna 1953).

2. Środkowy trzeciorzęd — dalszy rozwój kopuł krasowych i powstanie nowych makroform (jaskinie horyzontalne w Górach Kaczawskich na wysokości poniżej 600 m npm. — („morfologia II").

3. Młodszy trzeciorzęd — dalszy rozwój kopuł krasowych. Powstanie jaskiń horyzontalnych w Górach Kaczawskich na wysokości około 400 m npm. („morfologia III").

4. Plejstocen — przemodelowanie form starszych. Częściowe usunięcie osadów trzeciorzędowych i wypełnienie mezoform krasowych pokrywami plejstoceńskimi. Powstawanie nowych mezo- i makroform krasowych (lejki, kotły, rowy i mikroformy). W okresach interglacjalnych i kataglacjalnych wzmożone procesy denudacji chemicznej i mechanicznej.

5. Holocen — usuwanie pokryw plejstoceńskich zalegających na stokach krasowych. Powstawanie nowych jaskiń horyzontalnych związanych z obecnym dnem doliny.

Poszczególne etapy kształtowania się rzeźby krasowej w trzeciorzędzie przedzielone były okresami wzmożonej działalności tektonicznej i obniżeniem bazy denudacyjnej. Doprowadzało to do usuwania części osadów sedymentowanych w starszych etapach oraz było przyczyną powstawania dużych ciągów jaskiń pionowych. Stwierdzono, iż największe nasilenie denudacji chemicznej przypadało na paleogen oraz środkową część miocenu i pliocenu. Określa się ją na ponad 100 mm/1000 lat. Natomiast najsłabsza denudacja miała miejsce w suchych okresach oligocenu, miocenu i pliocenu. Szacuje się ją poniżej 10 mm/1000 lat. Współcześnie denudacja chemiczna w krasie sudeckim, określana jako efekt działania wód infil-

http://rcin.org.pl

Tabela 10. Formy krasu powierzchniowego w Sudetach polskich. Charakterystyka morfometryczna*

Forms of surface karst in the Polish Sudetes Morphometric characteristic

Lp.	Nazwa	Wysokość npm.	Wysokość względna	Powierzchnia** km²	Głębokość m	Nr ryciny
	Makroformy					
	KOPUŁY KRASOWE					
1	Połom	667	300	1,2		1, 2, 3
2	Miłek	594	230	1,1		1, 2, 3
3	Osełka	581	140	0,5		1, 2
4	Wapniki	506	150	2,5		1, 2, 17
5	Wapienna	465	100			1, 28
6	Krzyżnik	710	190			1
	PÓŁKI KRASOWE					
7	Wapienna w Mysłowie	600	120			1, 2, 17
8	Silesia w Podgórkach	560	180			1, 2, 4,
9	Ołdrzychowice	440				1, 28
10	Żelazne	520				1, 28
11	Czarna Kopa (Kletno II)	820	50	0,01		1, 25
	Mezoformy					
	LEJKI KRASOWE			Średnica m		
12	Nad Jaskinią Kominową w Połomie	587		6	8	1, 2, 12
13	Połom nr 1	640		3	4,9	1, 2, 6
14	Połom nr 2	635		2	2	1, 2, 6
15	Połom nr 3	598		4	3	1, 2, 6
16	Połom nr 3a	573		4	5	1, 2
17	Silesa	520	140	4	4	1, 2, 4
18	Miłek nr 4	420	60	6	9	1, 2
19	Miłek nr 5	540	180	4	4	1, 2
20	Wapiena, stok zachodni	570	210	4	3	1, 28
	ROWY KRASOWE			Długość m		
21	Miłek, stok zachodni	550—590		20	1, 5	1, 2, 8
22	Rogóżka, ponad jaskinią	640—700		15	1,5	1
23	Krzyżnik, stok południowy	620—640		10	1,5	1, 22
24	Kletno II, III	800—820		10	2,0	1, 25
	DOLINKI WYWIERZYSKOWE					
25	Wapniki, Przyłęcznica	360—370		50	5	1, 2
26	Stroma, spod Jaskini Niedźwiedziej	750—770		40	4	1, 25
	Mikroformy					
	ŻŁOBKI I ZAGŁĘBIENIA BEZODPŁYWOWE					
27	Połom, stok zachodni	580—620		2,5	0,5	1, 2
28	Miłek, stok zachodni	550—590		2,5	0,7	1
29	Rogóżka, nad jaskinią	640—700		2,5	0,7	1
30	Krzyżnik, stok południowy	640		4,5	1,0	1, 22, 23
31	Kletno II	820		4,0	1,0	1, 21, 25

* Tabela zawiera wybrane formy krasowe.

** Powierzchnia, średnica lub długość.

http://rcin.org.pl

Tabela 11. Jaskinie w Sudetach Polskich.
Charakterystyka morfometryczna[1]

Caves in the Polish Sudetes, their morphometric characteristic

Lp[2]	Nazwa[3]	Wysokość otworu		Rozmiary w m		Ryc. nr[6]	Literatura[7]
		npm.[4]	bezwzględna m,	długość[5]	głębokość		
	JASKINIE KRASOWE						
	Góry Kaczawskie (ryc. 1, 2)						
1	[Obok Wschodniej]	620	260				L. F. Zotz (1939)
2	[Wschodnia — Hellmichhöhle]	620	260	14,5		33	K. Rode (1928) L. F. Zotz (1937b)
3	[Naciekowa]	623	263	26	—	15	M. Pulina (1957)
4	(Głęboka)	592	230	29	38	10	M. Pulina (1959a)
5	Północna Duża — Witschelhöhle	572		72	31	34	M. Hellmich (1924a)
6	Północna Mała	574		29	9	35	M. Pulina (1959a)
7	(Kominowa)	578		33	15	12	M. Puiina (1959a)
8	(Południowa — Kitzelloch)	580		20	—	11	G. A. Volkmann (L. F. Zotz 1939)
9	Wysoka	575		25	2	14	M. Pulina (1959a)
10	Nowa	443	80	40 (100)	3	16	K. Kowalski (1954)
11	(Silesia)	520		27	6	5	M. Pulina (1960)
12	W Podgórkach Matzenloch	530	140	14	—	33	G. Dittrich (1939)
13	(W Bielcu)	410	60	(20)			A. Hornig (1953)
14	[Dolna w Miłku]	400	40	31			Milch (L. F. Zotz, 1939)
15	(Górna w Miłku)	430	70	(15)	10		M. Pulina (1959b)
16	Schronisko Miłek 1 — Eibenloch 1	560	200	5			L. F. Zotz (1939)
17	Schronisko Miłek 2 — Eibenloch 2	580	220	3			L. F. Zotz (1939)
	Pogórze Kaczawskie (ryc. 1, 2)						
18	Lisia	260	30	70		20	G. Dittrich (1933) K. Kowalski (1954)
19	Czerwona — Görisseifener Höhlen — labyrinth	260	30	51		20	G. Dittrich (1933) K. Kowalski (1954)
	Góry Złote (ryc. 1)						
20	Radochowska — Rayersdorfer Tropfsteinhöhle	460	10—15	265		33	A. Ostrowicz (K. Kowalski 1954) W. Walczak (1956)

[1] Pominięto w spisie jaskinie niekrasowe i niektóre mniejsze jaskinie krasowe.
[2] Numeracja zgodna z rycinami 1, 2, 25, 28.
[3] Stan zachowania jaskiń: w nawiasach kwadratowych [ ] jaskinie zniszczone, w nawiasach okrągłych ( ) częściowo zniszczone, bez nawiasów jaskinie istniejące do V. 1975 r.

http://rcin.org.pl

c.d. tab. 11

Krowiarki i masyw Śnieżnika Kłodzkiego (ryc. 1, 25, 28)						
21 W Wapniarce	400	60	6		33	M. Pulina (1964)
22 (Romanowska Studnia)			11	9	28	M. Pulina (1974)
23 [W Rogóżce — Wolmsdorfer Höhle]	630	20	350		33	W. Tenzer (W. Arndt 1923) K. Kowalski (1954)
24 (Kozłowskiego w Krzyżniku)	670	130	22		24	S. Kozłowski (1952) K. Kowalski (1954)
25 Biała Marianna w Krzyżniku			50		1	M. Pulina (1970)
26 [Odstrzelona w Krzyżniku]			60		1	M. Pulina (1974)
27 [W Kletnie 1]	750	7	30		33	F. Pax, K. Maschke (1935)
28 Kontaktowa			105		1	
29 Niedźwiedzia w Kletnie	800	16	2 km	50	26	M. Pulina (1968, 1977)
30 Nad autobusem w Kletnie	810	20	20		25 26	M. Pulina (1968)
31 Sondejowa Szczelina	830	10	40	30	25	M. Pulina (1977)
Góry Bystrzyckie (ryc. 1)						
32 Solna jama w Gniewoszowie — Salzlöcher	600	10	40		33	F. Zimmermann (K. Kowalski 1954) J. Stach (1939)
33 W Różance	580		40		33	M. Pulina (1964)
Góry Orlickie (ryc. 1)						
34 [w Granicznej]	750	150	12		33	W. Schneider (G. Dittrich 1939) K. Kowalski (1954) W. Walczak (1958)
JASKINIE NIEKRASOWE						
Karkonosze — (ryc. 1)						
35 Dziurawy Kamień w Chojniku	530		20		1	G. Dittrich (1939) K. Kowalski (1954)
Pogórze Kaczawskie (ryc. 1)						
36 Wilcza Jama	220		7		1	W. Arndt (1923) K. Kowalski (1954)
37 Niedźwiedzia Jama	230		3			W. Arndt (1923) K. Kowalski (1954)
Góry Stołowe — (ryc. 1)						
38 Pod schroniskiem na Szczelińcu			40		1	M. Pulina (1970)
Góry Orlickie — (ryc. 1)						
39 Złote Sztolnie					1	

[4] W przypadku kilku otworów podano wysokość najniższego.
[5] Długość w rzucie poziomym.
[6] Nr ryciny z planem jaskini.
[7] Nazwiska odkrywców jaskini oraz tych, którzy po raz pierwszy publikowali wiadomość o jaskini (pełne tytuły prac w spisie literatury).

http://rcin.org.pl

tracji pionowej, wynosi od 20,5 mm/1000 lat w Górach Kaczawskich do 33,3 mm/1000 lat w masywie Śnieżnika. W Krowiarkach stwierdzono wartości pośrednie 26,4 mm/1000 lat, które są bliskie średniej degradacji chemicznej w krasie sudeckim. Kilkadziesiąt wywierzysk odwadniających płaty węglanowe o łącznej powierzchni 15 km² odprowadza w ciągu roku około 500 m³ rozpuszczonej skały. Jest to miara wielkości współczesnych procesów denudacyjnych w krasie sudeckim.

Wiek osadów zalegających w mezo- i mikroformach krasowych Sudetów był określany paleontologicznie i archeologicznie, metodami fluoro-chloro-apatytowymi, petrograficznymi, składem chemicznym oraz metodami sedymentologicznymi. Tymi metodami wyróżniono następujące osady trzeciorzędowe: skaolinizowane brekcje i zlepieńce, kalcyt naciekowy i trawertyny, gliny czerwone typu terra rossa. Natomiast z osadów czwartorzędowych stwierdzono: gruz i gliny soliflukcyjne, dwie pokrywy żwirów fluwioglacjalnych zlodowacenia środkowopolskiego, gliny brunatne i brunatnoczerwone, kalcyt naciekowy i trawertyny.

http://rcin.org.pl

LITERATURA

Arndt W., 1923, *Speläobiologische Untersuchungen in Schlesien*, Speläol. Jahrbuch, 4, Wien.

Barczyk W., 1956, *Pizolity jaskiniowe w jednej z grot w Wojcieszowie*, Acta Geol. Pol., VI, 2.

Bieroński J., 1977, *Zastosowanie metody elektrooporowej do badań krasowych na wybranych przykładach z masywu Śnieżnika Kłodzkiego*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. II, Acta Univ. Wratisl. (w druku).

Bretz J. H., 1941, *Phreatic and vadose futures in limestone caverns*, Jour. of Geol., 49, 4.

Ciężkowski M., 1977, *Wstępne pomiary stężenia niektórych gazów i radioaktywność Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. II, Acta Univ. Wratisl. (w druku).

Corbel J., 1957, *Les karsts du nord-ouest de l'Europe*, Lyon.

— 1959, *Erosion en terrain calcaire*, Annal., de Geogr., LXVIII, 366, III/IV, Paris.

— 1963, *Etudes sur l'erosion actuelle*, Rev. Geogr. de l'Est, III, 4. Nancy.

Cvijič J., 1918, *Hydrographie souterraine et evolution morphologique du karst*, Trav. Inst. de Geogr. Alpine, Grenoble.

Czajka M., Hajduk Z., 1977, *Pajęczaki (Arachnida) Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie i jej najbliższego otoczenia* [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. II, Acta Univ. Wratisl. (w druku).

Davis W. M., 1930, *Origin of limestone caverns*, Bull. Geol. Soc. of America, 41, 3, Baltimore.

Dittrich G., 1933, *Neue Tropsteinhöhle in Schlesien*, Naturschutz, 15, 1.

— 1939, *Verzeichnis der Sudetenhöhlen*. Mitt. ü. Höhlen u. Karstforsch., 1, Gravenhage.

Dumanowski B., 1967, *Zależność rozwoju stoku od budowy geologicznej*, Acta Univ. Wratisl., 61.

Dylik J., 1952, *Głazy rzeźbione przez wiatr i utwory podobne do lessu w środkowej Polsce*, [w:] *Z badań czwartorzędu w Polsce*, t. III.

Fabiszewski J. 1970, *Wstępna charakterystyka geobotaniczna otoczenia Jaskini Niedźwiedziej w masywie Śnieżnika Kłodzkiego*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. I, Acta Univ. Wratisl., 127.

Finckh L., Meister E., Fischer G., Bederke E., 1942, *Geologische Karte des Deutschen Reiches 1 : 25 000*, Erleuterung zu den Blättern Glatz Konigshain, Reichenstein und Landeck, Berlin.

Frenzel J., 1936, *Knochenfunde in der Reyersdorfer Tropfsteinhöhle*. Beiträge zur Biologie des Glatzer Schneeberges, 2, Breslau.

Galewski K., Głazek J., 1973, *An unusual occurrence of the »Dytiscidae (Coleoptera)« in the siliceous flowstone of the Upper Miocene cave at Przeworno, Lower Silesia, Poland*, Acta Geol. Pol., 23.

http://rcin.org.pl

Genieser K., 1936, *Studien zur Diluvialgeschichte des Bober-Katzbach-Gebirges und seiner Flüsee*, Lignitz.

Gerstenhauer A., 1960, *Der tropische Kegelkarst in Tabasco (Mexico). Internationale Beiträge zur Karstmorphologie*, Zeitschrift f. Geomorph., Sup. 2, Berlin.

Głazek J., Oberc J., Sulimski A., 1971, *Miocene vertebrate faunes from Przeworno (Lower Silesia) and their geological setting*, Acta Geol. Pol., 21.

— 1972, *Discovery of the Miocene vertebrate faunas at Przeworno, Lower Silesia*, Prz. Geol., 20.

Gołek J., 1961, *Termika rzek polskich*, Pr. PIHM, 62.

Gunia T., 1967, *»Cambrotrypa (Tabulata)« z metamorfiku Sudetów Zachodnich*, Rocz. PTGeol. XXXVII, 3.

Gürich G., 1885, *Quartärfauna von Schlesien*, Schles. Ges. f. Vaterl. Kultur, 62.

Hajduk Z., Ogorzałek A., 1970, *Wyniki badań faunistycznych Jaskini Niedźwiedziej*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. I, Acta Univ. Wratisl., 127.

— 1977, *»Niphargellus arndti« (Schellenberg 1933) z Jaskini Kontaktowej koło Kletna*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. II, Acta Univ. Wratisl. (w druku).

Hajduk Z., Wiszniowska T., 1968, *Z dalszych badań fauny Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie*, Prz. Zool., XII, 2.

Heller F., 1937, *Revision einer fossilen Fauna aus der Kitzelhöhle bei Kauffung*, Zbl. f. Miner. Geol. u. Pal., B, Stuttgart.

Hellmich M., 1924a, *Die am 18. Juni 1924 entdeckte Tropfsteinhöhle im Bober-Katzbach-Gebirge bei Oberkauffung an der Katzbach*, Ostdeutscher Naturwart, 3, Liegnitz.

— 1924b, *Eine Höhlenfart im Bober-Katzbach-Gebirge*, Schles. Monatshefte.

Hornig A., 1953, *Nieznana jaskinia w Wojcieszowie*, Wierchy, 22.

— 1954, *Jaskinie w Górach Kaczawskich*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, X, 3/4.

Jahn A., 1953, *Morfologiczna problematyka Sudetów Zachodnich*, Prz. Geogr., XXV, 3.

— 1954, *Denudacyjny bilans stoku*, Czas. Geogr., XXV, 1—2.

Jahn A. (red.), 1970, *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. I, Acta Univ. Wratisl., 127.

Jahn A., (red.) 1977, *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. II, Acta Univ. Wratisl.,

Jahn W., 1930, *Die ersten Reste des Eiszeitmenschen aus Niederschlesien*. Forschungen u. Fortschritte, VI, 7, Berlin.

Kasza L., 1964, *Budowa geologiczna górnego dorzecza Białej Lądeckiej*. Geol. Sudetica, I.

Klimaszewski M., 1949, *Osobliwości skalne w Sudetach II*. Chrońmy Przyrodę Ojczystą, V, 1.

— 1958, *Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej*, Prz. Geogr., XXX, 3.

Kodym O., Svoboda J., 1948, *Kaledonska prikrova stavba Krkonoš a Jizerskych Hor*, Sb. Stat. Geol. Ustavu Československ. Rep. XV, Praha.

Komar T., 1977, *Wstępna charakterystyka hydrograficzna zlewni Kleśnicy*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. II, Acta Univ. Wratisl. (w druku).

Kosiba A., 1948, *Klimat Ziem Śląskich*, Instytut Śląski, Wrocław.

Kowalski K., 1954, *Jaskinie Polski*, t. III, Państw. Muzeum Archeol., Warszawa.

Kowalski K., Zapfe H., 1974, *»Pliopithecus antiquus« (Blainville 1839, Primates, Mammalia) from the Miocene of Przeworno in Silesia (Poland)*, Acta Zool. Cracov., 19.

Kozłowski S., 1952, *Grota naciekowa w Stroniu Śląskim*. Chrońmy Przyrodę Ojczystą, VIII, 6.

http://rcin.org.pl

Kozłowski S., Moroz-Kopczyńska M., 1957, *Dokumentacja geologiczna złóż marmuru w Rogóźce*, IGSS Kraków.

Kral V., 1958, *Kras a jeskyně vychodnich Sudet*, Acta Univ. Carolinae, Geologica, 2, Praha.

Kubiak H., 1975, »*Gomphotherium angustidens*« *(Cuvier 1806, Proboscidea, Mammalia) from the Miocene of Przeworno (Silesia, Poland)*, Acta Zool. Cracov., 20.

Kunsky J., 1956, *Zjawiska krasowe*, PWN, Warszawa.

Kuźniar J., 1960, *O warunkach występowania marmurów w północno-zachodniej części Krowiarek*, Kwart. Geol., 4, 1.

Langenhan A., 1904, *Über fossile Funde am Kitzelberg*, Ztschrift d. Deut. Geol. Gesell., 56, Berlin.

Magiera W., 1973, *Projekt górniczy udostępnienia Jaskini Niedźwiedziej dla turystyki*, Cuprum, Wrocław (maszynopis).

Malinowska M., 1957, *Paleolityczni łowcy niedźwiedzi w Górach Kaczawskich*, Wierchy, 26.

Markowicz M., 1969, *Próba oceny intensywności korozji krasowej w czwartorzędzie na obszarze Jury Częstochowskiej*, Speleologia, IV, 1.

Markowicz M., Pulina M, 1970, *Instrukcja wykonania analiz chemicznych wód dla celów geomorfologicznych*, Inst. Geogr. Uniw. Wrocł.

Milewicz J., 1958, *Wapienie cechsztyńskie w powiecie lwóweckim (Dolny Śląsk)*, Prz. Geol., 6.

Moszyński A., 1939, *Fauna Dolnego Śląska ze szczególnym uwzględnieniem jaskiń*, Wszechświat, 2, Wilno.

Mycielska E., Nowakowska T., 1956, *Z morfologii Gór Izerskich*, Czas. Geogr., XXVII.

Oberc J., 1957a, *Region Bardzki*, [w:] *Regionalna Geologia Polski*, t. III, Sudety, cz. 1, Kraków.

— 1957b, *Zagadnienia geologii metamorfiku zachodniej części Gór Bialskich i obniżenia Stronia Śląskiego*, [w:] *Przewodnik do XXX Zjazdu PTGeol. w Ziemi Kłodzkiej*, Wrocław.

Ostromęcki A., 1967, *Nowa jaskinia w masywie Śnieżnika Kłodzkiego*, Prz. Geol., 7.

Paluch R., 1970, *Ślady pobytu człowieka w Jaskini Niedźwiedziej*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. I, Acta Univ. Wratisl., 127.

Panoš V., 1961, *Zu den karsthydrographischen Problemen der kleinen Kalksteingebiete in Nord-Mähren und Schlesien*, Mitt. d. Österr. Geogr. Gesell., 103, 2, Wien.

Paszyński J., 1955, *Opady atmosferyczne dorzecza Odry*, Prace Geogr. PAN, nr 4, Warszawa.

Pax F., 1936a, *Die Reyersdorfer Tropfsteinhöhle und ihre Tierbevölkerung*. Mitt. ü. Höhlen u. Karstforsch., 3, Gravenhage.

— 1936b, *Die Tierwelt der Quellen*, Beiträge zur Biologie des Glatzer Schneeberges, 2, Breslau.

— 1936c, *Zoologische Ergebnisse neuer Höhlenforschung*, Forschungen, u. Fortschritte, 12, 9, Berlin.

Pax F., Maschke K., 1935, *Die rezente Metazoenfauna. Die Höhlenfauna des Glatzer Schneeberges*, Beiträge zur Biologie des Glatzer Schneeberges, 1, Breslau.

Pentlakowa Z., Wojno T. J., *O niektórych marmurach dolnośląskich*, Inst. Geol., Biul. 80, Warszawa.

http://rcin.org.pl

Piasecki H., 1964, *Rozwój morfologiczny Pogórza Kaczawskiego*, (praca doktorska wykonana w Uniwersytecie Wrocławskim — maszynopis).

Plewako W., 1969, *Udostępnienie Jaskini Niedźwiedziej dla turystyki. Projekt* (praca dyplomowa w Wyższej Szkole Sztuk Plastycznych, Warszawa).

Prinz W., 1908, *Les cristalisations des grottes de Belgique*, Nouv. Mem. Soc. Belge de Geol., Bruxelles.

Pulina M., 1957, *Jaskinia Naciekowa w Wojcieszowie*, Chrońmy Przyrodę Ojczystą, XII, 4.

— 1959a, *Jaskinia Kominowa, Wysoka, Północna Mała i Głęboka w Wojcieszowie*, Speleologia, I, 1/2.

— 1959b, *Kras okolic Wojcieszowa* (praca magisterska wykonana w Instytucie Geograficznym Uniwersytetu Wrocławskiego — maszynopis).

— 1960, *Jaskinia Silesia*, Speleologia, II, 2—4.

— 1964, *Zjawiska krasowe w Sudetach* (Instytut Geografii PAN Warszawa — maszynopis).

— 1968, *Jaskinia Niedźwiedzia (najdłuższa jaskinia Sudetów). Odkrycie i wstępne wyniki badań*, Speleologia, III, 2.

— 1969a *Karst and Caves in Poland*, Natl. Speleol. Soc. Bull. v. 31, No. 1, USA.

— 1969b, *Nowe odkrycia w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie*, Speleologia, IV, 1.

— 1970, *Wstępne wyniki badań nad środowiskiem geograficznym Jaskini Niedźwiedziej*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. I, Acta Univ. Wratisl., 127.

— 1972, *A comment on present-day Chemical denudation in Poland*, Geogr. Polon., 23.

— 1973a, *Jaskinia Niedźwiedzia w masywie Śnieżnika Kłodzkiego*, [w:] *Kalendarz Wrocławski.*

— 1973b, *The Bear Cave in Kletno (Śnieżnik Kłodzki Massif)*, Int. Speleology. Abstracts Papers, Olomouc.

— 1974a, *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*, Prace Geogr. PAN, nr 105.

— 1974b, *Preliminary studies on denudation in SW Spitsbergen*, Bull. Acad. Pol. Sci., Ser. Sci. de la Terre, XII, 2.

— 1977, *Badania geomorfologiczne w dolinie Kleśnicy w masywie Śnieżnika Kłodzkiego*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. II, Acta Univ. Wratisl (w druku).

Pulina M., Hajduk Z., Ogorzałek A., 1968, *Jaskinia Niedźwiedzia w Sudetach*, Wszechświat, 4.

Pulina M., Zwoliński S., 1958, *Sygnatura do kartowania morfologicznego w jaskiniach tatrzańskich* (manuskrypt).

Pulinowa M. Z., Pulina M., 1970, *Analiza spękań Jaskini Niedźwiedziej*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. I, Acta Univ. Wratisl. 127.

Rabajczyk R., 1958, *Złoża wapieni na Górze Połom w Wojcieszowie*, Dokumentacja PGSS, Kraków.

Rode K., 1928, *Zur Kenntnis von Höhlensedimenten.* Geol. Rundschau, XIX, 1. Berlin.

Roth Z., 1948, *Některe formy sintrove výzdoby v jeskyni Domici a jejich vznik*, Sb. Stat. Geol. Ustavu Československ. Rep., XV, Praha.

Schmuck A., 1963a, *Warunki termiczne i opadowe w Sudetach w latach 1885—1930.* Kom. Zagosp. Ziem Górskich, PAN, nr 5, Kraków.

— 1936b, *Klimat Sudetów, Ibidem.*

Schwarzbach M., 1950, *Das Klima der Vorzeit*, Stuttgart.

Smulikowski K., 1957, *Formacja krystaliczna grupy górskiej Śnieżnika Kłodzkiego*, [w:] *Przewodnik do XXX Zjazdu PTGeol. w Ziemi Kłodzkiej*, Wrocław.

http://rcin.org.pl

Stach J., 1939, *Die Collembolenfauna der Salzlöcher bei Seitendorf*, Beiträge zur Biologie des Glatzer Schneeberges, 5, Breslau.

— 1947, *Onychiurus schoetti (Lie Petterson), a relic form in the cave Radochów (Silesia) and its relation to the group of Onychiurus groenlandicus (Tullb) and related species.* Pr. Muzeum Przyr., 7, 20. Kraków.

— 1951, *Owady bezskrzydłe*, [w:] *Fauna słodkowodna Polski*, 18, 126, Warszawa.

Sunartadirdja M. A., Lehmann H., 1960, *Der tropische Karst von Maros und Nord-Bone in SW-Celebes (Sulawesi). Internationale Beiträge zur Karstmorphologie*, Zeitschrift f. Geomorph., Sup. 2, Berlin.

Swinnerton A. C., 1932, *Origin of limestone caverns*, Bull. Geol. Soc. America, 43, Baltimore.

Szafer W., 1952, *Schyłek plejstocenu w Polsce*, Państw. Inst. Geol., Biul. Warszawa.

— 1954, *Plioceńska flora okolic Czorsztyna*, Inst. Geol., Pr. IX, Warszawa.

— 1961, *Mioceńska flora ze Starych Gliwic na Śląsku, Ibidem*, XXIII, Warszawa.

Szczepankiewicz S., 1954, *Morfologia Sudetów Wałbrzyskich*, Pr. Wrocł. Tow. Nauk., Wrocław.

Teisseyre H., 1957a, *Budowa geologiczna Sudetów*, [w:] *Regionalna geologia Polski*, t. III, Sudety, cz. 1, Kraków.

— 1957b, *Rozwój budowy geologicznej w regionie Lądka i Śnieżnika Kłodzkiego*, [w:] *Przewodnik do XXX Zjazdu PTGeol. w Ziemi Kłodzkiej*, Wrocław.

— 1960, *Rozwój budowy geologicznej Sudetów od prekambru po trzeciorzęd*, [w:] *Regionalna geologia Polski*, t. III, Sudety, cz. 2, Kraków.

— 1964, *Siodło Bolków—Wojcieszów jako charakterystyczny przykład struktury kaledońskiej w Sudetach Zachodnich*, Inst. Geol., Pr. 33, Warszawa.

Teisseyre J., 1959, *Skały wapienno-krzemianowe masywu Śnieżnika*, Arch. Miner. XVIII.

Tokarski Z., 1953, *Analiza termiczna*, Rocz. Gleb.

Trombe F., 1952, *Traité de spéléologie*. Payot, Paris.

Tyczyńska M., 1957, *Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym.*, Czas. Geogr., XXVIII, 2.

Utescher K., 1939, *Die Entstehung schlesischer Höhlenlehme nach ihrer chemischen Untersuchung. Die Altsteinzeit in Niederschlesien*. L. Zotz., Leipzig.

Walczak W., 1956, *Największa jaskinia Sudetów*, Wszechświat, 6.

— 1958, *Krasowe jaskinie Sudetów Kłodzkich*, Czas. Geogr., XXIX.

Winde R., 1925, *Das Bober-Katzbach-Gebirge*. Beiträge zur schlesischen Landeskunde, Breslau.

Wiszniowska T., 1967, *Nowe znalezisko paleontologiczne w Sudetach*, Prz. Zool., XI, 2.

— 1970, *Wstępne wyniki badań fauny kopalnej w Jaskini Niedźwiedziej*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. I, Acta Univ. Wratisl. 127 (w druku).

— 1976, *Populacja niedźwiedzia jaskiniowego w jaskini w Kletnie i innych jaskiniach polskich*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. III, Acta Univ. Wratisl.,

— 1977, *»Panthera spelaea« (Goldfuss) Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie*, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. II, Acta Univ. Wratisl. (w druku).

Woldstedt P., 1954, *Die Klimakurve des Tertiärs und Quartärs in Mitteleuropa*, Eiszeitalter u. Gegenwart., Band 4/5.

Wójcik Zb., 1959, *Nowe jaskinie na terenie Gór Kaczawskich*, Kronika. Wierchy, XVII.

Zięba S., 1977, *Zdjęcie morfologiczne sal pałacowych Jaskini Niedźwiedziej*

http://rcin.org.pl

w Kletnie, [w:] *Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie*, t. II, Acta Univ. Wratisl. (w druku).

Zimmermann E., 1937, *Erläuterungen zur Geologischen Karte. Blatt Hirschberg*, Berlin.

Zimmermann E., Berg G., 1941, *Geologische Karte des Deutschen Reiches*, Erläuterungen zur Blatt Kauffung. Berlin.

Zimmermann E., Haack W., Dalgrün F., 1935, *Erläuterungen zur Geologischen Karte. Blatt Bolkenhain*, Berlin.

Zotz L. F., 1937a, *Altsteinzeitlicher Bärenkult in den Sudeten*, Altschles. Blätter, 12, 1/2, Breslau.

— 1937b, *Die Hellmichhöhle*, Altschles. Blätter, 12,3/4, Breslau.

— 1939, *Die Altsteinzeit in Niederschlesien*, Leipzig.

— 1951, *Altsteinzeitkunde Mitteleuropas.*, Stuttgart.

http://rcin.org.pl

КАРСТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ В ПОЛЬСКИХ СУДЕТАХ

Резюме

Карстовые явления в Судетах развились в мраморе и доломитах докембрийского и старопалеозойского периода, а также немногочисленных младших известняках. Общая площадь карбонатных пород в польских Судетах достигает всего лишь 15 км². Эти породы наблюдаются в виде небольших линз и включений, „плавающих" в нерастворимой массе кристаллических пород.

Наибольшие мраморные включения наблюдаются в Качавских горах, где слагают карстовые кульминации и уступы на восточных склонах главного хребта, а также изолированные взгорья и хребты в восточной части этих гор (рис. 1, 2). Кроме того, сплошь эти породы наблюдаются в Кровяркских горах (горный хребет известняка Слупец, рис. 28), а также в массиве Клодского Снежника (рис. 25).

Карбонатные породы в Судетах — это необыкновенно пригинальный элемент в судетском ландшафте, главным образом благодаря своей положительной морфологии. Даже небольшое мраморное включение, пересекающее некарстовый склон выделяется в виде выравненной поверхности — картовые уступы (напр. Силезия, рис. 4). Более крупными выходами этих пород сложены хребты, а также изолированные взгорья, относительная высота которых доходит до 300 м (напр. карстовый купол Полом на рис. 3). Недра этих уступов и взгорий были обнаружены в многочисленных каменоломнях. Они таят в себе ископаемые формы поверхностного карста (таб. 10; рис. 6, 7, 8, 9, 12, 17, 21, 22), а также лабиринт коридоров и пещер (таб. 11; рис. 5, 10, 11, 14, 15, 16, 20, 24, 26, 33, 34, 35).

Многочисленные судетские пещеры, исключительно интересное явление природы, были темой научных обсуждений уже в XVIII веке. Эти исследования получили развитие в XIX и в начале XX вв. Они являются прочным достижением мировой спелеологии. В Судетах было известных 34 больших пещер общей длины 3,6 км (таб. 11). Вследствие эксплуатации в каменоломнях, почти половина этих пещер была целиком разрушена. В отличие от пещер, судетская карстовая морфология была совсем неизвестна. Также и карстовой гидрографии было посвящено мало внимания. Когда в половине пятидесятых годов мы приступали к разработке судетского карста, наше внимание сосредоточилось, прежде всего, на этих двух пренебрегаемых, до сих пор, проблемах — морфологии и карстовой гидрографии. Проблема требовала также, чтобы была сделана инвентаризация пещер. В этой работе мы стремились провести типологию форм поверхностного карста и пещер, а также определить генезис и возраст судетского карста. Кроме того, мы попутно занимались также современными карстовыми процессами, с особым учетом химической денудации. Материал к настоящей работе собирался в 1954—1964 гг., а затем был пополнен результатами исследований в последнее десятилетие.

Геологическое положение изолированных линз карбонатных пород в Судетах, а также их сложный генезис и возраст, являются причиной того, что судетский карст отличается от типичных карстовых районов. Это „изолированный" карст или т. н. „островной", который в Судетах развит в классической форме и его можно сравнивать с карстовыми районами, у которых такая же геологическая структура.

http://rcin.org.pl

У каждой из карстовых линз в Судетах свои индивидуальные характерные черты. Они отличаются друг от друга и морфометрически (величина макроформ, сформирование, количество поверхностных мезо- и микроформ) и интенсивностью современных денудационных процессов. Несмотря на существенные различия между отдельными карстовыми районами и формами в Судетах имеется, однако, много общих признаков, характерных для островного карста. Вот они:

1. Формирование карстовых макроформ зависит от развития судетского рельефа в пределах отдельных морфологических этапов.

2. Относительная сопротивляемость карбонатных пород по отношению к денудационным процессам является причиной положительной морфологии карстовых районов.

3. Общая опись макроформ (картовые взгорья типа „морнес" или „моготес", картовые уступы с кульминациями) и поверхностных мезоформ (воронки, котловины, овраги, воклюзные долинки, формы карстовой гидрографии, поноры, воклюзные источники и др.), а также микроформ (ложбинки, бессточные впадины, меандровые ложбины и т. п.). Типично сформированный карст со всеми возможными эрозионными и аккумулятивными формами.

4. Два гидрографических этапа развития подземного карста: „phreatic" и „vadose" зависят от положения денудационной базы. Зона подпочвенных вод в более крупных покровах карбонатных пород. Отсутствие такой зоны в линзах малых размеров.

5. В формировании карстовых куполов преобладание положительного денудационного баланса в том смысле как определил А. Ян (1954).

Карстовые формы Судетов полигеничны. Фазвитие карста наступило в верхнемеловой период. Формирование карстового ландшафта происходило в переменчивых климатических условиях третичного и четвертичного периода. Здесь выделены следующие этапы карстового развития, связанные с формированием судетского ландшафта:

1. Верхнемеловой период — древний палеоген. Формирование карстовых куполов и горизонтальных пещер в Качавских горах (рис. 3) на высоте ок. 650 м в.у.м. („морфология I" по А. Яну 1953).

2. Средний третичный период — дальнейшее развитие карстовых куполов и образование новых макроформ (горизонтальные пещеры в Качавских горах на высоте менее чем 600 м в.у.м. — „морфология II").

3. Младший третичный период — дальнейшее развитие карстовых куполов. Образование горизональных пещер в Качавских горах на высоте ок. 400 м („морфология III").

4. Плейстоцен — моделирование более древних форм. Частичное удаление третичных отложений и заполнение мезоформ плейстоценовыми отложениями. Образование новых карстовых мезо- и микроформ (воронки, котловины, овраги и микроформы). В интергляциальные и катагляциальные периоды интенсивные процессы химической и механической денудации.

5. Голоцен — удаление плейстоценовых покровов, залегающих на карстовых склонах. Образование новых горизонтальных пещер, связанных с современным дном долины.

Отдельные этапы формирования карстового рельефа в третичный период разделялись периодами интенсивной тектонической деятельности и понижением денудационной базы. Это привело к удалению части отложений образовавшихся в более древних этапах, а также стало причиной возникновения больших протяжений вертикальных пещер. Установлено, что наибольшая интенсивность химической денудации приходилась на палеоген, а также среднюю часть миоцена и плиоцена. Она определяется на свыше 100 мм/1000 лет. Самая слабая денудация имела место в сухие периоды олигоцена, миоцена и плиоцена. Считается, что она была менее 10 мм/1000 лет. Современная химическая денудация в судетском карсте, считаемая эффектом вертикального просачивания вод, составляет от 20,5 мм/1000 лет в Качавских горах до 33,3 мм/1000 лет в массиве Снежника. В Кровярках установлены промежуточные величины 26,4 мм/1000 лет, которые близки к средней химической деградации в судетском карсте (таб. 8; рис. 41). Несколько десятков воклюзных источников, отводящих воду с карбонатных пород (таб. 7; рис. 38) с общей площадью 15 км², в течение года отводит

http://rcin.org.pl

около 500 м^3 растворенной породы. Это является мерой современных денудационных процессов в судетском карсте.

Возраст отложений, залегающих в карстовых мезо- и микроформах Судетов, был определен палеонтологически и археологически фторо-хлоро-апатитными методами, химическим составом, а также седиментологическими методами. При помощи этих методов были выделены следующие третичные отложения: каолинизированные брекчией и конгломерат, натечный кальцит и травертин, красный суглинок terra rossa (таб. 5). Из четвертичных отложений установлены: солифлюкционный щебень и суглинок среднепольского оледенения, бурый и бурокрасный суглинок, натечный кальцит и травертин (таб. 6).

Перевел Вогдан Миховски

http://rcin.org.pl

KARST PHENOMENA IN THE POLISH SUDETES

Summary

In the Sudetes, karsting processes have developed in the marbles and dolomites of pre-Cambrian and old-Palaeozoic age, as well as in a few cases of occurrence of younger limestones. The total surface of carbonate rocks in the Polish Sudetes is a bare 15 sq km. These rocks occur in the shape of minor-size lenses, and in intercalations „swimming" in an insoluble mass of various crystalline rocks.

The marble inserts are greatest in the Kaczawa Mts. where they form karst peaks and ledges in the eastern slopes of the main ridge, as well as isolated mounds and ridges in the eastern part of these mountains (figs. 1 and 2). Moreover, compact exposures of these rocks are known from Góry Krowiarskie (the Wapniaka—Słupiec mountain ridge, fig. 28) and from the Śnieżnik Kłodzki massif (fig. 25).

The carbonate rocks of the Sudetes are an unusually interesting element in the Sudetes landscape, mainly due to their conspicuous morphology. Even small marble inserts dissecting a slope of non-karsted rocks can be discerned a clearly noticeable flattenings — called karst ledges (such as the Silesia ledge, fig. 4). Larger outcrops of these rocks appear as ridges or as solitary mounds with relative heights of as much as 300 m (for instance, the Połom karst dome shown in fig. 3). The interiors of these ledges and mounds have been explored in numerous quarries. They contain fossil forms of surface karst (tab. 10; figs. 6, 7, 8, 9, 12, 17, 21, 22) and a labyrinth of cave tunnels (tab. 11; figs. 5, 10, 11, 14, 15, 16, 20, 24, 26, 33, 34, 35).

The numerous Sudetic caves, of exceptional attractiveness in their natural entourage, have been the topic of scientific reports published as early as in the 18th century. Since then, this research has been continued during the 19th and the early 20th centuries. They constitute an enduring accomplishment in world speleology. Known in the Sudetes are 34 larger caves of a joint length of 3.6 km (tab. 11). In consequence of their exploitation by quarrying, nearly half of these caves have been completely destroyed. In contrast to these caves, nothing was known at those times about the Sudetic karst morphology, nor was much attention paid to karst hydrography. In the 1950s, when detailed investigations of the Sudetic karst were initiated, the interest of scientists was for the most part concentrated upon two problems so far neglected: karst morphology and karst hydrography. This research trend also demanded taking stock of existing caves. In this work, ambition was mainly centered upon preparing a typology of the forms in which surface karst had developed and of the caves, and upon determining the origin and the age of the Sudetic karst. Investigated as a side line were also contemporaneous karsting processes, with particular attention paid to chemical denudation. The material for the present reports has been collected in the 1954—1964 period and supplemented by new results obtained during the recent decade.

The geological position of the isolated lenses of carbonate rocks seen in the

http://rcin.org.pl

Sudetes, as well as their complicated origin and their age, are the reason why the Sudetic karst differs from typical regions. This here is an "isolated", an "island" karst which, in the Sudetes, has developed in a classical manner and which can only be correlated with karst regions of a similar geological structure.

Each one of the Sudetic karst lenses reveal separate features of their own. They differ both by their morphology (size of macroforms, development and number of surface meso- and microforms, and of caves) and by the intensity of contemporaneous denuding processes. Yet, for all the differences seen in the Sudetes in particular areas and in the karst forms, there are also many features they have in common and which are characteristic of this island karst. These are:

1. The formation of karst macroforms is contingent upon the relief evolution of the Sudetes within their particular morphological stages.

2. The "relative resistance of carbonate rocks" to denuding processes is the cause of the formation of the conspicuous morphology of karst regions.

3. The summary comprises, as macroforms (karst mounds of the "mornes" or "mogotes" type, karst ledges with peaks), as well as surface macroforms like sinks (kettles, troughs, small karst-spring valleys, landforms of karst hydrography, swallow-holes, artesion wells, etc.) and microforms like small (troughs, undrained depressions, meandering channel dales etc). Moreover, the summary takes in a typically developed underground karst, including all varieties of landforms due to erosion and accumulation.

4. Two hydrographic stages of the development of underground karst must be distinguished: a "phreatic" and a "vadose" stage, depending upon the level of the denudation base; also important is the horizon of the zone of underground waters in the largest blocks of carbonate rocks, because there is no such zone in the smaller-size lenses.

5. Predominant in the formation of karst domes is a positive denudation balance, in the meaning defined by A. Jahn (1954).

The landforms observed in the Sudetes are polygenetic; karst development goes back to the Upper Cretaceous period. During the Tertiary and Quaternary the formation of a karst landscape took place under varying climatic conditions. Here the following stages of karst development linked with relief formation in the Sudetes have been demarcated:

1. Upper Cretaceous—Older Palaeogene—formation of karst domes and horizontal caves in the Kaczawa Mts. (fig. 3) at altitudes of about 650 m a.s.l. ("morphology I", after A. Jahn 1953).

2. Mid-Tertiary — further evolution of karst domes and formation of new macroforms, including horizontal caves in the Kaczawa Mts. at altitudes less than 600 m a.s.l. ("morphology II").

3. Younger Tertiary — production of karst domes continues. Formation of horizontal caves in the Kaczawa Mts. at altitudes of about 400 m a.s.l. ("morphology III").

4. Pleistocene — remodeling of older landforms. Partial displacement of Tertiary sediments and filling of mesoforms with Pleistocene deposits. Formation of new karst meso- and microforms (sinks, kettles, troughs and other microforms). During interglacial and cataglacial periods, intensified processes of chemical and mechanical denudation.

5. Holocene — displacement of Pleistocene covers previously laid down on the karst slopes. Formation of many new horizontal caves connected with seasonal altitude levels of valley floors.

The successive stages discerned in the development of the karst relief during the Tertiary were separated by periods of intensified tectonic actions and of a lowering of the denudation base. In consequence, part of the sedimentary deposits

http://rcin.org.pl

from older periods were removed, leading to the formation of long chains of vertical caves. It was found that chemical denudation was in operation most intensively in the Palaeogene, in the middle of the Miocene and in the Pliocene. This intensity is believed to have been reflected in a denudation of more than 100 mm per 1000 years, whereas least forceful was denudation during the dry seasons of the Oligocene, Miocene and Pliocene, estimated at less than 10 mm per 1000 years. The contemporaneous chemical denudation of the Sudetic karst is ascribed to the action of vertical water infiltration; its effect is estimated at a loss of 20.5 mm per 1000 years in the Kaczawa Mts. and of up to 33 mm per 1000 years in the Śnieżnik massif. An intermediate value, 26.4 mm per 1000 years, has been determined for the Krowianki range — a figure close to that of the mean chemical degradation in the whole Sudetic karst (Tab. 8; fig. 41). About half a hundred karst springs drain the carbonate rocks (tab. 7; fig. 38), covering a total area of 15 sq km; annually this outflow carries off some 500 cu m dissolved rock. This illustrates the scale at which denuding processes act today upon the karst in the Sudetes.

The age of the deposits laid down in the various karst meso- and microforms of the Sudetes has been determined in many ways: by palaeontological and archaeological studies, by fluoro-apatite methods, from analyses of their chemical composition, and by sedimentological investigations. By these means the following Tertiary sediments were identified: kaolinized breccias and conglomerates, crusted calcite and travertines, and terra rosa clays (tab. 5); among Quaternary deposits: solifluction debris and clays of the Middle Polish Glaciation, brown and brown-red clays, calcite crusts and travertines (tab. 6).

Translated by Karol Jurasz

http://rcin.org.pl

INDEKS ZJAWISK KRASOWYCH W SUDETACH POLSKICH

FORMY KRASU POWIERZCHNIOWEGO

Makroformy

Kopuły krasowe
— Krzyżnik — 52, 73, 75, 101
— Miłek — 17, 18, 22, 75, 101
— Osełka — 17, 75, 101
— Połom — 11, **16**, **17**, 18, 22, 75, 101
— Wapienna — 17, 101
— Wapniki — 17, 73, 75, 101

Półki krasowe
— Czarna Kopa — 101
— Ołdrzychowice — 101
— Silesia w Podgórkach — **20—22**, 101
— Wapienna — **43**, 101
— Żelazna — 101

Mezoformy

Lejki Krasowe
— Miłek 4 — 24, 35, 36, 101
— Miłek 5 — 25, 35, 36, 101, fot. 4
— Nad Jaskinią Kominową — 24, 35, 36, 101, rys. 12
— Połom 1 — 23, 36, 16, 101
— Połom 2 — 16, 23, 101
— Połom 3 — 16, 23, 101
— Połom 3a — 16, 101
— Silesia — 20, 101
— Wapienna — **43**, 101

Rowy krasowe
— Kletno — 101
— Krzyżnik — 101
— Miłek — 22, **25**, 26, 101
— Rogóżka — 101

Dolinki wywierzyskowe
— Stroma (spod Jaskini Niedźwiedziej) — 59, 83, 101
— Wapniki — **43**, 83, 101

Mikroformy

Żłobki i zagłębienia bezodpływowe
— Kletno II — 49, 101
— Krzyżnik — 49, 50, 101
— Miłek — 22, 101
— Połom — 26, 101
— Rogóżka — 50, 51, 101

HYDROGRAFIA KRASOWA

Źródła krasowe
— Dolina Jastrowca — Gródno — 44, 45, 82, 88
— Jastrowiec — 44, 45, 82, 88
— Kletno I — 60, 82, 85, 88
— Kletno II — 60, 89
— Miłek — 31, 88
— Okresowe z Jaskini Niedźwiedziej — 82, 89
— Połom — 88
— Poniżej Jaskini Kozłowskiego — 29
— Przyłęcznica — 45, 46, 85, 88
— Rogóżka — 62, 88
— Skopiec — 88
— Z Jaskini Wodnej — 69, 89
— Żelazno — **58**, 82, 85, 88, fot. 14

Ponory krasowe
— Dolina Jastrowca — 43, 44, 45, 89
— Powyżej Jaskini Niedźwiedziej — 59, 89
— Romanowo — 57, 89, fot. 17

http://rcin.org.pl

JASKINIE

Krasowe
- — Biała Marianna — 52, 103
- — Czerwona — 47, 102
- — Dolna w Miłku — 102
- — Głęboka — 28, 29, 30, 67, 69, 102
- — Górna w Miłku — **31**, 102
- — Kominowa — 24, 30, 32, 102, fot. 8, rys. 12
- — Kontaktowa — 53, 103
- — Kozłowskiego — 51, 52, 53, 103, fot. 12
- — Lisia — 47, 102
- — Nad autobusem — 103
- — Naciekowa — 26, 32, **37—39**, 72, 80, 102, fot. 3, 6, rys. 15
- — Niedźwiedzia — 10, **53—56**, 59, 60, 61, 62, 67, 69, 76, 80, **82**, 103, fot. 16, 18, rys. 27, 26
- — Nowa — 30, 32, **39—41**, 67, 69, 76, 79, 102
- — Obok Wschodniej — 8, 9, 16, 26, 102
- — Odstrzelona w Krzyżniku — 103
- — Południowa — 8, 29, 32, 33, 34, 35, 36, 72, 102, fot. 10
- — Północna Duża — 8, 9, 16, 29, 32, 34, 67, 102, fot. 7
- — Północna Mała — 29, 16, 34, 66, 67, 102
- — Radochowska — 8, 9, 15, 36, 62, 65, 67, 76, 102
- — Romanowska Studnia — 65, 103
- — Schronisko Miłek 1 — 102
- — Schronisko Miłek 2 — 102
- — Silesia — 20, **21**, 102
- — Solna Jama — 8, 65, 103
- — Sondejowa Jama — 103
- — W Bielcu — 102
- — W Granicznej — 65, 103
- — W Kletnie — 65, 103
- — W Podgórkach — 22, 65, 102
- — W Rogóźce — 8, 15, 36, 65, 67, 76, 103, fot. 15
- — W Różance — 65, 103
- — W Wapniarce — 65, 103
- — Wschodnia — 9, 26, 65, 102
- — Wysoka — 29, 34, 38, 102

Jaskinie niekrasowe
- — Dziurawy Kamień — 103
- — Niedźwiedzia Jama — 103
- — Pod schroniskiem na Szczelińcu — 103
- — Wilcza Jama — 103
- — Złote Sztolnie — 103

ZNALEZISKA ARCHEOLOGICZNE I PALEONTOLOGICZNE

Fauna mioceńska
- — jeleniowate — 62, 63
- — konczyle — 62, 63
- — kotowate — 62, 63
- — łasicowate — 62, 63
- — małpa człekokształtna — 62, 63
- — mamut — 62, 63
- — nosorożec świniowaty — 62, 63
- — niedźwiedź jaskiniowy — 8, 9
- — Panthera spelaea — 55
- — ślady człowieka paleolitycznego — 9
- — Ursus spelaeus — 39, 55

http://rcin.org.pl

WYDAWNICTWA IG i PZ PAN

VARIA

B. OLSZEWICZ — **Dorobek polskiej historii geografii i kartografii w latach 1945—1969**, 1973, s. 172, zł 48,—

J. MISZALSKI — **Współczesne procesy eoliczne na Pobrzeżu Słowińskim. Studium fotointerpretacyjne**, 1973, s. 150 + nlb., zł. 30,—

Z. CIĘTAK, S. PIETKIEWICZ — **Słownik geograficzny angielsko-polski**, 1974, s. 422, zł. 120,—

CENTRALNY KATALOG ZBIORÓW KARTOGRAFICZNYCH W POLSCE.

Zeszyt 1. **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800**, 1961, s. 247, zł 72,—

Zeszyt 2 (uzupełniający). **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1482—1800**, 1963, s. 112, zł 28,—

Zeszyt 3. **Katalog atlasów 1801—1919**, 1965, s. 342, zł 76

Zeszyt 4. **Katalog atlasów i dzieł geograficznych 1528—1945**, 1968, s. 160, zł 48,—

Zeszyt 5. **Wieloarkuszowe mapy topograficzne Polski 1576—1870** (w przygotowaniu)

Katalog dawnych map Rzeczypospolitej Polskiej w kolekcji Emeryka Hutten-Czapskiego i w innych zbiorach. Oprac. W. Kret (w druku)

http://rcin.org.pl

Cena zł 48.—

WYKAZ ZESZYTÓW DOKUMENTACJI GEOGRAFICZNEJ

za ostatnie lata

1974

1 I. BURLIKOWSKA — **Zaopatrzenie w wodę wsi województwa lubelskiego**, s. 99, zł 24,—
2 PRACA ZBIOROWA — **Studia nad strukturą lokalnej sieci osadniczej wybranych obszarów w Polsce**, s. 188, zł 24,—
3 M. GRZEŚ — **Badania nad termiką i zlodzeniem jeziora Gopło**, s. 56 + nlb., zł 21,—
4 A. RACHOCKI — **Przebieg i natężenie współczesnych procesów rzecznych w korycie Raduni**, s. 121 + nlb., zł 27,—
5 K. WIT-JÓŹWIK — **Hydrografia Tatr Wysokich, Objaśnienia do mapy hydrograficznej „Tatry Wysokie" 1:50 000**, s. 118 + nlb., zł 30.—
6 PRACA ZBIOROWA — **Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1973**, s. 172, zł 24,—

1975

1-2 M. DRZAŁ — **Parki w Polsce**, s. 306, + nlb., zł 48,—
3-4 PRACA ZBIOROWA — **Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej**, s. 113, zł 48,—
5-6 PRACA ZBIOROWA — **Wpływ działalności gospodarczej na stosunki wodne Kotliny Sandomierskiej** (w druku)

1976

1 PRACA ZBIOROWA — **Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1974**, s. 126, zł 24,—
2 E. GIL — **Spłukiwanie gleby na stokach fliszowych w rejonie Szymbarku**, s. 65 + nlb., zł 24,—
3 PRACA ZBIOROWA — **Charakterystyka użytkowania ziemi w Polsce w 1970 roku**, s. 107, zł 24,—
4-5 J. SZYRMER — **Przemiany w strukturze przestrzennej produktywności i specjalizacji w rolnictwie indywidualnym w Polsce w latach 1960—1970** (w druku)
6 L. KOUTANIEMI, A. RACHOCKI — **Dolina rzeki Oulanki (NE Finlandia)** (w druku)

1977

1 PRACA ZBIOROWA — **Streszczenia prac habilitacyjnych i doktorskich — 1975** (w druku)
2-3 M. PULINA — **Zjawiska krasowe w Sudetach polskich**, s. 118 + nlb., zł 48,—
4 PRACA ZBIOROWA — **Problemy bioklimatologii uzdrowiskowej cz. II** (w druku)
5 L. MAZURKIEWICZ — **Zastosowanie metody symulacji w badaniu zmian przestrzennej struktury miasta (na przykładzie Wałbrzycha)** (w druku)
6 R. SOJA, K. WIT-JÓŹWIK, A. WELC — **Opady atmosferyczne i deflacja w okolicach Szymbarku** (w druku)

http://rcin.org.pl