ROCZNIK POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO
ANNALES DE LA SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE DE POLOGNE
Tom (Volume) XXXII — 1962 Zeszyt (Fascicule) 4 Kraków 1962

RYSZARD GRADZIŃSKI

ROZWÓJ PODZIEMNYCH FORM KRASOWYCH W POŁUDNIOWEJ CZĘŚCI WYŻYNY KRAKOWSKIEJ

(Tabl. XLI — XLV i 19 fig.)

Origin and development of subterranean Karst in the Southern part of the Cracow Upland

(Pl. XLI — XLV and 19 fig.)

T r e ś ć. Autor zajmuje się zachowanymi fragmentami dawnych systemów podziemnej cyrkulacji krasowej. W pracy opisane są kopalne formy krasowe, całkowicie wypełnione osadami. Charakter osadów i cechy morfologiczne kanałów krasowych pozwalają wyciągać wnioski odnośnie do wieku i warunków, w jakich zachodził rozwój i wypełnianie podziemnych kanałów. Zdaniem autora większość kopalnych kanałów powstała w okresie usuwania z powierzchni wapieni pokrywy osadów senonu (w dolnym trzeciorzędzie, ewentualnie z początkiem miocenu). Większość dostępnych dziś jaskiń związana jest z drugim, późniejszym okresem intensywnego rozwoju sieci podziemnej cyrkulacji krasowej (z końcem miocenu i w pliocenie). Cechy morfologiczne jaskiń wskazują, że rozwój jaskiń związany jest z rozcinaniem kompleksu wapiennego przez głębokie doliny. Spękania ciosowe, które predysponowały rozwój kanałów krasowych, musiały już istnieć w wapieniach przy końcu okresu jurajskiego.

WSTĘP

Pasmo Krakowsko-Częstochowskie, w którego budowie dominującą rolę odgrywa kompleks wapieni górnej jury, jest największym w Polsce obszarem o podłożu zbudowanym ze skał ulegających krasowieniu. Śladami procesów krasowych, jakie zachodziły tutaj w ubiegłych epokach geologicznych, są licznie występujące na tym obszarze jaskinie, kopalne studnie i jamy krasowe odsłaniane w kamieniołomach, poszerzone krasowo szczeliny, formy skalne o typie mogotów, złoża martwic wapiennych itd. Współczesne zjawiska krasowe są słabiej reprezentowane i ograniczają się głównie do istnienia bezodpływowych zagłębień oraz wywierzysk.

Wapienie jurajskie pasma Krakowsko-Częstochowskiego są w większości pokryte osadami czwartorzędowymi, w związku z czym wychodnie litej skały stanowią nikły procent całej powierzchni obszaru o podłożu wapiennym. Naturalne odsłonięcia wapieni ograniczone są przeważnie do zboczy głębokich dolin rozcinających południową część Wyżyny Krakowskiej, progów uskokowych oraz skalnych „ostańców". W takich warunkach większość form powstałych w wyniku procesów krasowych, które stanowić mogą klucz do rozwiązania zagadnienia rozwoju i wieku krasu,

jest obecnie pogrzebana pod pokrywą czwartorzędu. Jednocześnie te ślady procesów krasowych, jakie zachowały się i są dostępne dla obserwacji, zostały często w poważnym stopniu zniekształcone wskutek specyficznych warunków związanych z okresem zlodowaceń plejstoceńskich.

W literaturze światowej ostatnich lat ukazał się szereg publikacji, które w poważnym stopniu rozszerzyły dotychczasowy stan wiedzy o krasie. Jakkolwiek ciągle jeszcze istnieją znaczne rozbieżności w poglądach na zasadnicze nieraz tematy, a przebieg procesów krasowych w rozmaitych warunkach geologicznych i klimatycznych nie jest jeszcze całkowicie wyjaśniony, to jednak wiele problemów zostało już — jak się wydaje — ostatecznie rozwiązanych, a odnośnie do kwestii spornych istnieje bogata literatura i obszerny materiał opisowy, co stwarza możliwość krytycznego interpretowania obserwowanych faktów.

Równocześnie w ciągu ostatnich kilkudziesięciu lat badania geologiczne prowadzone na obszarze antyklinorium śląsko-krakowskiego przyczyniły się do wyjaśnienia szeregu zagadnień z dziedziny stratygrafii, a przede wszystkim tektoniki tego regionu. Pozwala to na wyciągnięcie wniosków w odniesieniu do czynników, które w ubiegłych epokach geologicznych warunkowały przebieg procesów krasowych w wapieniach górnej jury pasma Krakowsko-Częstochowskiego. Ponadto badania geologiczne, geomorfologiczne, a także i archeologiczne dostarczyły szeregu nowych danych, odnoszących się bezpośrednio do problemu rozwoju krasu w południowej części Wyżyny Krakowskiej.

Sytuacja tego rodzaju stwarza obecnie możliwości dla podjęcia próby odtworzenia kolejnych etapów rozwoju procesów krasowych, jakie zachodziły na tym obszarze w ubiegłych epokach geologicznych.

Wyniki badań przedstawione w niniejszej pracy dotyczą wyłącznie problemów genezy, stadiów rozwojowych i wieku podziemnych form cyrkulacji krasowej, które zostały utworzone w obrębie kompleksu wapieni górnej jury; ponadto poruszone są zagadnienia ich związku z historią geologiczną regionu krakowskiego. Powierzchniowe zjawiska krasowe potraktowane są tylko marginesowo.

Obszar objęty badaniami autora (fig. 19) sięga ku północy mniej więcej po równoleżnik Olkusza, obejmując południową część Wyżyny Krakowskiej łącznie z Grzbietem Tenczyńsko-Krakowskim i jurajskimi wzgórzami położonymi na prawym brzegu Wisły w okolicach Tyńca i Krakowa.

Na zakończenie tych wstępnych uwag moim miłym obowiązkiem jest podziękować p. prof. drowi Marianowi Książkiewiczowi za wskazanie tematu i zachętę do jego podjęcia, jak również za życzliwą pomoc okazywaną mi podczas pracy.

Dziękuję również drowi Stanisławowi Gerochowi za wykonanie oznaczeń mikrofauny, drowi Stefanowi Alexandrowiczowi za udostępnienie próbek materiałów „szczelinowych" i przedyskutowanie szeregu zagadnień, doc. drowi Andrzejowi Michalikowi za udzielenie szeregu danych z wierceń, doc. drowi Stanisławowi Dżułyńskiemu za wskazanie niektórych odsłonięć, a mgrowi Jerzemu Pokornemu za zapoznanie mnie z opracowywanym przez niego problemem występowania na obszarze Wyżyny skalnych form o typie mogotów i innych śladów krasu tropikalnego. Muszę również podziękować towarzyszom wycieczek i wypraw jaskiniowych, w czasie których mogłem dokonać szeregu obserwacji wykorzystanych w niniejszej pracy.

STOSOWANA TERMINOLOGIA

Polska terminologia dotycząca problematyki krasowej, która stosowana jest w tym opracowaniu, oparta jest w zasadzie na podręczniku „Geologia dynamiczna" M. Książkiewicza (2. wyd. z r. 1959) i skrypcie „Kurs hydrogeologii" R. Rosłońskiego (1948), w pewnym zakresie także na polskim wydaniu książki J. Kunskiego „Zjawiska krasowe" (1956), a ponadto na publikacjach M. Klimaszewskiego (1958 b), J. Rudnickiego (1958) i Z. Wójcika (1960).

Termin „zjawiska krasowe" używany jest ogólnikowo i obejmuje zarówno procesy krasowe, jak i formy będące ich wynikiem. Do pierwszych zaliczany jest szereg rozmaitych procesów o charakterze zarówno niszczącym, jak i sedymentacyjnym, które przebiegają na obszarze o podłożu wapiennym i związane są bezpośrednio lub pośrednio z rozpuszczaniem skały przez wodę.

Podziemny przepływ wody, charakterystyczny dla obszarów krasowych, nazywany jest cyrkulacją krasową lub krasowym krążeniem wody. Drogi podziemnego przepływu wymyte przez wodę w kompleksie wapiennym określane są zazwyczaj jako system kanałów cyrkulacji krasowej. W tym przypadku za kanały uważane są wszelkiego rodzaju poszerzone w drodze rozmycia szczeliny, fugi międzyławicowe itd., mające charakter superkapilarny. Ściany kanałów pokryte są rozmaitego rodzaju formami, które wymyte zostały na drodze korozyjnego (chemicznego) lub także i erozyjnego działania wody. Inne formy rozmycia krasowego spotykane są na skalnej powierzchni terenu wapiennego; do nich należy m. in. lapiez — zespół kopuł, żeber, żłobków krasowych i poszerzonych krasowo szczelin.

Nazwa jaskini używana jest raczej w znaczeniu potocznym dla określenia tych fragmentów systemów kanałów cyrkulacji krasowej, które są obecnie dostępne dla człowieka. Nazwą tą obejmowane są również tzw. schroniska podskalne, wyróżniane przez K. Kowalskiego (1951). Niekiedy termin „jaskinia" stosowany jest przy omawianiu stadiów rozwojowych systemu kanałów i wówczas rozumiane są pod nim większe, dobrze rozwinięte kanały znajdujące się już w strefie aeracji.

Warunki, w jakich znajduje się woda w strefie saturacji, określane są jako freatyczne (odpowiadają im „warunki cyrkulacji hydrodynamicznej" J. Rudnickiego, 1959), w odróżnieniu od warunków wadycznych („cyrkulacji grawitacyjnej", op. cit.), w jakich woda krąży w strefie aeracji, gdzie podziemne potoki zajmują jedynie dno korytarzy i mają swobodne zwierciadło, a tylko wyjątkowo tworzą odcinki syfonalne. W odniesieniu do sposobu przepływu wody używane są również niekiedy terminy: freatyczny i wadyczny.

Skoncentrowany przepływ wody w obrębie strefy saturacji (subwater-table stream Bretza, 1942) określany jest jako podziemny nurt wody (w odróżnieniu od wadycznych, podziemnych strumieni).

W procesie wypełniania wymytych w skale kanałów krasowych wyróżnia się akumulację mechaniczną (składanie osadów przez płynącą wodę, obrywy ze stropu itd.) oraz akumulację chemiczną, związaną z wytrącaniem się substancji wapiennej. Produkty akumulacji mechanicznej i chemicznej nazywane bywają niekiedy łącznie osadami jaskiniowymi. W niektórych przypadkach, jeżeli w osadach tego rodzaju większą rolę odgrywa materiał ilasty lub mułowy, używana jest tradycyjna, choć niezbyt trafna nazwa namuliska.

PROBLEM ROZWOJU SYSTEMÓW KANAŁÓW PODZIEMNEGO KRĄŻENIA KRASOWEGO I WARUNKI KONTROLUJĄCE ROZWÓJ KRASU

Pierwsze syntetyczne ujęcia problematyki krasowej, których autorami byli J. Cvijić (1898) i A. Grund (1903), zaważyły w poważnym stopniu na kierunkach późniejszych badań nad krasem, a w szczególności nad zagadnieniami genezy i rozwoju kanałów podziemnego odwodnienia i związanymi z tym problemami hydrogeologii krasu.

Rozważania A. Grunda opierały się na założeniu, że wody krasowe zachowują się analogicznie jak wody gruntowe w skałach przepuszczalnych, tworząc normalne zwierciadło obniżające się jednostajnie w stronę miejsca wypływu na powierzchnię. Teoria Grunda bardzo szybko spotkała się z licznymi zarzutami. Wystąpili przeciw niej F. Katzer (1909), E. A. Martel (1919, 1921), J. Cvijić (1918) i inni.

W roku 1932 ukazuje się obszerna rozprawa O. Lehmanna przynosząca nowe ujęcie zagadnień hydrografii krasu w nawiązaniu do koncepcji F. Katzera.

Według Lehmanna woda przepływa w obrębie skał ulegających krasowieniu rozgałęzionymi drzewiasto systemami kanałów. Można to porównywać z przepływem wody w skomplikowanych systemach rur o rozmaitych kształtach i przekrojach. Przepływ ten podlega zasadom hydrauliki. Z tego powodu na obszarach krasowych nie może istnieć zwierciadło wody gruntowej o takim charakterze jak na obszarach zbudowanych ze skał przepuszczalnych. W zależności od lokalnych warunków przepływu w każdym z kanałów należących do tego systemu cyrkulacji krasowej woda może wznosić się na inną wysokość, tworząc w nim własne, lokalne zwierciadło. W takiej sytuacji można więc jedynie przyjmować w krasie pewien średni poziom wód gruntowych, wyznaczony na podstawie różnych, oddzielnych poziomów wody w poszczególnych kanałach.

Od roku 1930 ośrodkiem żywego zainteresowania problemami genezy i rozwoju podziemnej sieci cyrkulacji krasowej stają się Stany Zjednoczone. Początek dała mu praca W. M. Davisa (1930), w której autor ten wprowadził pojęcie dwu cyklów w rozwoju jaskini; pierwszy z nich przebiegać ma w obrębie strefy saturacji, przeważnie na znacznych głębokościach poniżej poziomu wody gruntowej [1]. Drugi cykl rozwoju jaskini zachodzi w obrębie strefy aeracji i związany jest z przepływem wadycznych podziemnych potoków o swobodnym zwierciadle.

Odmienne poglądy na ten temat wypowiedział A. C. Swinnerton (1932). Uważał on, że tylko początkowy okres rozwoju jaskini przebiega w strefie saturacji i to jedynie w jej najwyższej części, a właściwy okres rozwojowy związany jest z poziomym mniej więcej przepływem odbywającym się na granicy strefy saturacji i strefy aeracji.

Jeszcze bardziej krańcowego zdania na temat genezy i rozwoju jaskiń byli C. A. Malott (1937) i J. H. Gardner (1935). Powstanie większych jaskiń wiązali oni jedynie z cyrkulacją wody w strefie aeracji,

---

[1] Autorowie amerykańscy przyjmują powszechnie istnienie w krasie poziomu wody w takim mniej więcej ujęciu, jak to postulował poprzednio A. Grund (1903). Przy bardziej ogólnych rozważaniach nie wpływa to ujemnie na wiarygodność wyciąganych wniosków, natomiast w konkretnych przypadkach nieuwzględnianie tez Lehmanna (1932) może doprowadzić do poważnych błędów.

a więc z warunkami wadycznymi. Pośrednie stanowisko zajęli natomiast R. Rhoades i M. N. Sinacori (1941). Na podstawie teoretycznych przesłanek doszli oni do wniosku, że z biegiem czasu z sieci kanałów krasowych rozwiniętych w strefie saturacji wykształca się obszerny, prawie poziomy korytarz, który koncentruje cały przepływ wody prowadząc ją do miejsca wypływu na powierzchnię. Powstanie takiego korytarza (master conduit) powoduje obniżenie się do jego poziomu zwierciadła wody gruntowej, wskutek czego znajduje się on na granicy stref saturacji i aeracji.

Teoria Davisa (1930), w myśl której rozwój jaskiń zachodzi głównie w strefie saturacji, została następnie rozwinięta przez J. H. Bretza (1942). Autor ten wyróżnił w jaskiniach szereg rozmaitych form rozmycia skały, z których część mogła zostać wytworzona jedynie przy całkowitym wypełnieniu wodą kanałów krasowych w strefie saturacji, tj. w warunkach freatycznych (phreatic), część zaś mogła powstać jedynie w warunkach wadycznych (vadose) dzięki modelowaniu przez podziemne potoki przepływające przez strefę aeracji. W myśl poglądów Bretza, wyrażonych w szeregu publikacji (1938, 1942, 1949, 1950, 1953, 1955, 1960), wiele jaskiń powstało w warunkach freatycznych w okresie, w którym morfologia otaczającego je obszaru była zupełnie odmienna od dzisiejszej.

Badania autorów amerykańskich prowadzone w ciągu ostatnich lat przyniosły szereg nowych danych odnośnie do związku jaskiń z poziomami morfologicznymi występującymi na powierzchni (W. E. Davies 1957 b, 1960, W. R. Halliday 1957), a także warunków i głębokości krążenia wód w strefie saturacji (R. H. Jordan 1950, R. O. Vernon 1951, M. C. Schroeder, H. Klein & N. D. Hoy 1958, J. Vineyard 1958 oraz szereg prac przedstawionych na sympozjum poświęconemu powstawaniu jaskiń, które odbyło się w Chicago w r. 1959 [1]). Większość autorów uważa, że freatyczne stadium rozwoju systemów kanałów krasowych związane jest z płytką górną częścią strefy saturacji, a wyjątek stanowią jedynie obszary o warunkach artezyjskich. Na uwagę zasługuje jednak fakt, podnoszony m. in. przez R. H. Jordana (1950), że warunki o typie artezyjskim panują współcześnie na Florydzie w takich rejonach, gdzie kompleksy wapienne pozbawione są nieprzepuszczalnego nadkładu.

Ostatnie lata przynoszą w Europie znaczny wzrost zainteresowań problematyką krasową. W przeciwieństwie do kierunku reprezentowanego przez autorów amerykańskich, zainteresowania koncentrują się głównie wokół form powierzchniowych i dotyczą przede wszystkim pomijanego do tej pory wpływu warunków klimatycznych na przebieg procesów krasowych. Ten kierunek badań reprezentowany jest głównie przez geomorfologów związanych z Komisją Zjawisk Krasowych Międzynarodowej Unii Geograficznej [2]. Przedmiotem zainteresowania są obszary krasowe

---

[1] Prace te opublikowane są w Bulletin of the National Speleological Society, v. 22, fasc. 1, 1960.

[2] Szereg artykułów opublikowanych zostało w Erdkunde (1954, fasc. 2), Report of the Commission on Karst Phenomena (N. York 1956) oraz w Zeitschrift für Geomorphologie (suppl. 2, 1960). W polskiej literaturze przegląd nowszych poglądów na temat rozwoju rzeźby krasowej w zależności od warunków klimatycznych podaje M. Klimaszewski (1958 b).

w klimacie tropikalnym i subtropikalnym, w klimacie zimnym oraz w warunkach wysokogórskich.

Z bogatej literatury dotyczącej problematyki krasowej wynika, że rozwój krasu uzależniony jest od wielu warunków zarówno regionalnych, jak i lokalnych, często ma przebieg bardzo skomplikowany i trudny jest do ujęcia w jedną ogólną regułę.

Warunki wpływające bezpośrednio, bądź też pośrednio, na rozwój procesów krasowych dają się ogólnie ująć w trzy grupy:

1) litologiczne i petrograficzne cechy skały,
2) warunki klimatyczne,
3) sytuacja przestrzenna kompleksu wapiennego.

Cechy litologiczne i petrograficzne skały decydują o jej podatności na proces krasowienia. Wszyscy badacze zgodni są co do tego, że główną rolę odgrywa tutaj struktura i tekstura skały, grubość ławic, obecność spękań ciosowych i szczelin tektonicznych, a wreszcie ilość i rodzaj zanieczyszczeń.

Porowatość i przepuszczalność skały są cechami niepożądanymi. W skale bardziej przepuszczalnej skoncentrowanie przepływu wody wzdłuż nielicznych, uprzywilejowanych dróg jest utrudnione, a właśnie tego rodzaju koncentracja jest podstawowym warunkiem rozwoju sieci kanałów krasowych, co podnosi G. T. Warwick (1953, str. 19). Widać z tego, jak duże znaczenie odgrywa obecność w skale wyraźnych spękań ciosowych a także fug międzyławicowych.

Zagadnienie wpływu szczelin uskokowych i związanych z nimi stref brekcji tektonicznych nie jest w świetle dotychczasowej literatury całkowicie jasne. Wydaje się jednak, że strefy uskoków raczej nie sprzyjają rozwojowi większych kanałów krasowych (p. str. 467).

Nie ulega wątpliwości, że wapienie pozbawione nierozpuszczalnych zanieczyszczeń stanowią lepsze podłoże dla rozwoju krasu niż wapienie z domieszką materiału detrytycznego, minerałów iłowych itd.

Drugą grupą warunków decydujących o przebiegu procesów krasowych są warunki klimatyczne. Zasadnicze znaczenie ma tutaj nie tylko ilość wody opadowej, ale także jej temperatura, związany z klimatem sposób wietrzenia skały, obecność szaty roślinnej itd. Warunki te wpływają na zawartość CO_2, a więc odgrywają ważną rolę w kształtowaniu się chemizmu wód krasowych, a tym samym decydują o sile ich korozyjnej działalności.

Ogromne znaczenie ma sytuacja przestrzenna kompleksu wapiennego, jego miąższość, granice z warstwami nieprzepuszczalnymi, a wreszcie stosunek do powierzchni morfologicznej terenu. Rzeźba terenu wpływa w bardzo poważny sposób na kształtowanie się systemu podziemnej cyrkulacji krasowej. Decydujące znaczenie ma tutaj rozwój powierzchniowej sieci dolinnej i położenie lokalnej bazy erozyjnej, z którą bezpośrednio związane są wypływy podziemnych wód krasowych.

BUDOWA GEOLOGICZNA OBSZARU KRAKOWSKIEGO

Wapienie górnej jury

W obszarze krakowskim osady górnej jury wykształcone są w postaci grubego kompleksu wapieni podścielonego cienką serią marglisto-wapienną.

Seria marglisto-wapienna liczy zwykle kilka metrów miąższości i wiekowo reprezetuje dywez i newiz [1]. Ku górze przechodzi ona stopniowo w serię wapieni. Pierwsze wkładki wapienne pojawiają się już w wyższej części newizu.

Kompleks wapieni górnej jury, w obrębie którego rozwijały się zjawiska krasowe będące głównym tematem niniejszej rozprawy, zaliczany jest do argowu, rauraku a częściowo do astartu.

W okolicach Krakowa brak dolnego kimerydu; górny kimeryd wykształcony jest w postaci niebieskawych i oliwkowych margli, które znalezione zostały w Sudole przez S. Bukowego (1957).

Wapienie jurajskie w ciągu kredy i trzeciorzędu były kilkakrotnie wynurzane i erodowane. Z tego powodu leżą na nich niezgodnie osady różnego wieku, należące do albu, cenomanu, turonu, senonu, trzeciorzędu a wreszcie czwartorzędu. Większość osadów kredowych i trzeciorzędowych zachowana jest tylko w postaci drobnych płatów, a większe rozprzestrzenienie mają jedynie margle senonu i iły górnego opolu.

Zachodnia granica zasięgu wapieni górnej jury jest granicą erozyjną; ku wschodowi chowają się one pod płaszczem osadów kredowych wypełniających nieckę nidziańską. Z tego powodu miąższość serii wapiennej wzrasta stopniowo z zachodu ku wschodowi, dochodząc na linii Kraków—Ojców do około 200 m. W okolicy Słomnik, już w obrębie zachodniego skłonu niecki, miąższość wapieni wynosi 385 m. W związku z tym także posuwając się ku wschodowi napotyka się, ogólnie rzecz biorąc, coraz młodsze ogniwa stratygraficzne kompleksu wapiennego. Szerokość pasa wychodni wapieni wynosi na równoleżniku Krakowa około 30 km, a na równoleżniku Ojcowa 20 km.

Wapienie górnej jury wykształcone są w kilku różnych typach litologicznych, spośród których trzy odgrywają najważniejszą rolę. Są to wapienie płytowe, wapienie skaliste i wapienie ławicowe.

Problematyką wapieni jurajskich okolic Krakowa zajmowało się wielu autorów i na ten temat istnieje bogata literatura geologiczna [2]. Zagadnieniem sedymentacji wapieni skalistych i ich stosunku do wapieni płytowych zajmował się ostatnio S. Dżułyński (1951). Wykazał on, że w niższej części omawianego kompleksu (w poz. z *Peltoceras transversarium)* wapienie skaliste tworzą biohermy w obrębie wapieni płytowych, a więc oba te typy są jedynie odmianami facjalnymi. Ku górze wapienie skaliste zaczynają tworzyć coraz większe skupienia, które bocznie przechodzą w wapienie ławicowe. Przejścia tego rodzaju opisują również S. Bukowy (1956) i S. Alexandrowicz (1955, 1960). Obie facje zazębiają się nieregularnie. W górnej części omawianego kompleksu przeważają już zdecydowanie wapienie ławicowe.

Wapienie płytowe

Są to skały dobrze uławicone. Ławice zwykle są cienkie [3], mierzą zwykle około 20 cm, a pod wpływem wietrzenia rozpadają się na cieńsze

---

[1] Podział stratygraficzny niższej części górnej jury podany jest za S. Z. Różyckim (1953).

[2] Wykaz starszej literatury i zestawienie poglądów dawniejszych autorów podane są w pracach S. Dżułyńskiego (1951) i S. Bukowego (1956).

[3] Wykres grubości ławic w poszczególnych typach wapieni podany jest na tabeli 2.

płyty. Barwa skały jest jasna, przełam nierówny, często ziemisty. Jak można wnosić na podstawie analizy z Liguniowej Góry (tabela 1), wapienie płytowe zawierają niewielki procent substancji iłowych. Porowatość waha się w granicach 7—9%. Spękania ciosowe są dość liczne [1].

Wapienie skaliste

Wapienie tego typu cechuje albo zupełny brak uławicenia, albo też uławicenie grube i niewyraźne. Barwa skały jest jasna, niekiedy szarawa. Wapienie skaliste pozbawione są buł krzemiennych. Posiadają niewielką porowatość (około 1%) i prawie zupełnie są nieprzepuszczalne. Spękania ciosowe zaznaczają się w skale wyraźnie, ale są rzadko rozmieszczone. Struktura skały jest albo masywna, albo też gruzełkowa, okruchowa lub zrostkowa.

W morfologii wapienie skaliste zaznaczają się bardzo wyraźnie, tworząc formy skałkowe na zboczach dolin. Na wierzchowinie Wyżyny, pomiędzy Bębłem a Przeginią, rozwinięte są z nich formy skalne, uznane przez M. Klimaszewskiego (1958 b) za dawne mogoty.

Tabela (Table) 1

Skład chemiczny wapieni górnej jury w południowej części Wyżyny Krakowskiej
Chemical composition of Upper Jurassic limestones in the southern part of the Cracow Upland

	Wapień płytowy platy limestone Liguniowa Góra	Wapień skalisty rocky limestone Nawojowa Góra	Wapień skalisty rocky limestone Czajowice	Wapień ławicowy bedded limestone Nawojowa Góra	Wapień ławicowy bedded limestone Kapelanka	Wapień ławicowy bedded limestone Podgórze
SiO_2	2,42	0,68	4,20	0,89	3,11	0,58
Al_2O_3	2,14	0,45	0,68	0,59	1,08	0,29
Fe_2O_3	0,85	0,20	0,22	0,40	0,23	0,37
CaO	51,19	54,82	53,05	54,11	53,18	54,62
MgO	0,98	0,42	0,45	0,58	0,38	0,45
SO_3		0,21		ślady		
strata prażenia (loss by heeting)	41,96	43,10	41,56	43,37	42,58	43,10

Analizy:
Nawojowa Góra — dokumentacja Przeds. Geol. Sur. Skalnych.
Liguniowa Góra i Czajowice — T. Wójcikiewicz.
Kapelanka — Krakowskie Zakłady Sodowe.
Podgórze — L. Kowalski.

Wapienie ławicowe

Wapienie tego typu są grubo lub średnio uławicone; ławice ich mierzą zwykle 0,5 — 1,5 m, a bardzo rzadko przekraczają 2 m. Wapienie te posiadają zwykle barwę jasnoszarą, często z lekkim odcieniem żółtawym. Z reguły zawierają mniej lub bardziej liczne konkrecje krzemionkowe,

[1] Wykres zagęszczenia spękań ciosowych przedstawiony jest na tabeli 3.

ale spotyka się też wapienie ławicowe pozbawione konkrecji. Wapienie ławicowe cechuje niewysoki procent porowatości (średnio ok. 1%) i duża nieprzepuszczalność. W przeciwieństwie do wapieni skalistych spękania ciosowe [1] są w nich liczne i stosunkowo równomiernie rozmieszczone. Wyraźnie również zaznaczone są fugi międzyławicowe.

Tabela (Table) 2

Grubość ławic poszczególnych typów wapieni górnej jury w południ. części wyżyny krakowskiej

Thickness of beds of various types of Upper Jurassic limestones in the southern part of the Cracow Upland

Miejscowość Locality	Typ wapienia Type of limestone	Ilość ławic o grubości Number and thickness of beds				
		0 — 0,5	0,5 — 1	1 — 2	2 — 3	3 — 5 m
Jerzmanowice	skalisty rocky					
Ojców	skalisty rocky					3
Wierzchowie	skalisty rocky				5	
Wierzchowie	ławicowy bedded		28	2		
Kapelanka	ławicowy bedded	6	32	4		
Pychowice	ławicowy bedded	2	6	19		
Podgórze	ławicowy bedded	4	30	5		
Młynka	płytowy platy	108				
Liguniowa Góra	płytowy platy	88				

W każdej miejscowości ilość ławic obliczono w profilu lub kilku profilach pionowych o łącznej wysokości 25 m.
The number and thickness of beds vere computed in each locality in either a single or a composite profile covering 25 m.

W południowej części obszaru wapienie ławicowe budują większość zrębowych wzgórz i wzdłuż linii uskoków tworzą strome progi, ale nie odsłaniają się w postaci skałek. Natomiast w sąsiedztwie wapieni skalistych, szczególnie na zboczach dolin, w miejscach, gdzie występują wapienie ławicowe, tworzą się depresje i żleby.

W okolicach Korzkwi występują cienkopłytowe, pelityczne wapienie, które pod wieloma względami podobne są do wapieni ławicowych. Wapienie tego rodzaju zaliczone zostały przez S. Bukowego (1956) do astartu.

[1] W wapieniach skalistych i ławicowych obserwuje się zależność zagęszczenia spękań ciosowych od grubości ławic; przy niewielkiej grubości ławic spękania ciosu są liczne, w wapieniach gruboławicowych rzadsze.

Tabela (Table) 3

Zagęszczenie spękań ciosowych w poszczególnych typach wapieni górnej jury
Frequency of joints in various types of Upper Jurassic limestones

Miejscowość Locality	Typ wapienia Type of limestone	Obserwowane odległości pomiędzy spękaniami Distances between joints					
		0—0,5	0,5—1	1—2	2—3	3—4	powyżej 5 m
Ojców	skalisty rocky				8	12	7
Jerzmanowice	skalisty rocky		4	7	20	10	3
Wierzchowie	skalisty rocky			12	18	10	2
Wierzchowie	ławicowy bedded	10	26	36	8	2	
Kapelanka	ławicowy bedded	85	64	26	5		
Pychowice	ławicowy bedded	186	28	5			
Podgórze	ławicowy bedded	74	62	10	1		
Młynka	płytowy platy	12	42	26	10		
Liguniowa Góra	płytowy platy	28	67	18	4		

W każdej miejscowości pomiarów dokonano na 100-metrowym odcinku odsłonięcia. Pomiary z Młynki wykonane na odcinku 50 m zostały w tabeli dwukrotnie pomnożone dla uzyskania porównywalności wyników.
Measurements were made in each locality on a section of the outcrop 100 m long. At Młynka the section was only 50 m long, and the results of the observations were doubled in the table.

Tektonika i paleomorfologia w świetle dotychczasowych badań

Zagadnieniem szczególnie ważnym dla rozważań na temat rozwoju krasu w południowej części Wyżyny Krakowskiej jest problem morfologii tego obszaru w czasie kredy i trzeciorzędu, a przede wszystkim kwestia wieku głębokich dolin rozcinających kompleks wapieni jurajskich. Problemy te są jednocześnie związane z zagadnieniem charakteru i wieku trzeciorzędowych zaburzeń tektonicznych.

Trzeciorzędowa tektonika obszaru krakowskiego ma charakter uskokowy. Obraz struktur uskokowych południowej części Wyżyny Krakowskiej przedstawiony przez S. Dżułyńskiego (1953) nie budzi wątpliwości i został potwierdzony we wszystkich późniejszych publikacjach dotyczących geologii tego terenu.

Pewne zastrzeżenie wyrażano jedynie w odniesieniu do tego, czy uskoki mają charakter wyłącznie tensjonalny, tak jak to przyjmuje S. Dżułyński. Zdaniem S. Bukowego (1956) istnieją tutaj dwa stadia nieciągłych deformacji tektonicznych, nałożonych na siebie, przy

czym starsze z nich związane jest z kompresją, a drugie, młodsze i łatwiej dostrzegalne, ma charakter grawitacyjny.

W odniesieniu do wieku trzeciorzędowej tektoniki uskokowej S. Dżułyński (1953) doszedł do wniosku, że „ruchy tektoniczne, w których wyniku utworzyły się główne pasma zrębowe i zapadliska Wyżyny Krakowskiej, zachodziły w trzeciorzędzie i jeszcze przed wkroczeniem morza tortońskiego" (str. 398). Dowodami, na których autor ten opierał swoje wnioski, były:

1) silne urzeźbienie powierzchni podłoża miocenu,
2) kontakt sedymentacyjny litoralnych osadów mioceńskich na zboczach zrębowych wzgórz jurajskich,
3) okruchowy i zlepieńcowy charakter osadów słodkowodnych.

Poglądy S. Dżułyńskiego o przedtortońskim wieku tektoniki uskokowej zostały powszechnie przyjęte w nowszej literaturze geomorfologicznej (M. Klimaszewski 1958a, 1958b, M. Tyczyńska 1959).

Trzeba jednak dodać, że S. Dżułyński nie wykluczał całkowicie możliwości istnienia późniejszych, śródtortońskich lub nawet potortońskich ruchów uskokowych, choć podkreślał, że „brak bezspornych dowodów istnienia wielkich dyslokacji, które by zaburzały leżące na przedmurzu warstwy miocenu" (str. 397).

Kluczem do rozwiązania zagadnienia wieku trzeciorzędowej tektoniki uskokowej obszaru krakowskiego są osady mioceńskie. Stratygrafia miocenu przedpola Karpat ustalona została przez J. Nowaka (1938, 1948) w oparciu o badania szeregu autorów, głównie W. Friedberga. Podstawę podziału stratygraficznego stanowiły oznaczenia makrofauny. Stosowanie ustalonej stratygrafii w serii ilastych osadów miocenu napotykało jednak trudności spowodowane rzadkim występowaniem w nich makrofauny. Niezależnie od tego podział stratygraficzny miocenu był w dalszym ciągu przedmiotem ożywionej polemiki; między innymi dyskutowane było zagadnienie, czy w rejonie krakowskim istnieje tylko jeden czy też więcej poziomów gipsowych. W tej sytuacji S. Dżułyński traktował serię ilastych osadów miocenu jako całość i określał ją jako „osady tortońskie" lub „iły mioceńskie", wobec czego stwierdzenie istnienia ewentualnych uskoków zaburzających osady miocenu było praktycznie niemożliwe.

W ciągu ostatnich lat ukazał się cały szereg prac dotyczących stratygrafii miocenu w oparciu o zespoły mikrofauny. Stratygrafią miocenu obszaru śląsko-krakowskiego zajmował się szczególnie S. Alexandrowicz (1956, 1957 a, 1957 b, 1958, 1958 b). Według tego autora tzw. wapienie słodkowodne występujące w okolicach Krakowa, podobnie jak i piaski heterosteginowe, należą do dolnego opolu, seria iłów z poziomem gipsowym w stropie reprezentuje górny opol, a nad poziomem gipsowym spoczywają osady należące do grabowu. Podział ten odpowiada mniej więcej podziałowi Nowaka, jednak w obrębie poszczególnych pięter wyróżnione zostały poziomy charakteryzujące się zespołami mikrofauny. Wspomniane publikacje stawiają w nowym oświetleniu szereg problemów dotyczących geologii obszaru krakowskiego, a między innymi zagadnienie wieku tektoniki uskokowej.

Z oddanej ostatnio do druku rozprawy doktorskiej S. Alexandrowicza pt. „Stratygrafia i tektonika miocenu Zagłębia Górnośląskiego" wynika, że ogromna większość uskoków na Śląsku ma charakter synsedymentacyjny w stosunku do osadów dolnego tortonu. Zaburzenia tektoniczne zaznaczyły się tam w niektórych miejscach już w czasie dolnego

opolu, ale główne ich nasilenie przypada na górny opol. Jak wynika z cytowanej pracy, obszar największego nasilenia ruchów uskokowych przesuwał się w ciągu tortonu od południa ku północy.

W obszarze krakowskim pierwszych danych pozwalających wnosić o istnieniu uskoków synsedymentacyjnych w stosunku do osadów górnego opolu dostarczyła praca K. Bogacza (1959). Przez analogię z obszarem Zagłębia należy przypuszczać, że i na tym obszarze w miarę prowadzenia nowych robót wiertniczych i opracowywania pochodzących z nich materiałów zostaną znalezione dalsze dowody na obecność tego rodzaju uskoków.

Pomijając na razie wnioski nasuwające się w wyniku badań nad krasem południowej części Wyżyny Krakowskiej, trzeba stwierdzić, że w obecnej chwili cały szereg danych wydaje się przemawiać przeciwko wysuniętej przez S. Dżułyńskiego (1953) tezie o przedtortońskim wieku tektoniki uskokowej.

Duże nierówności powierzchni podłoża miocenu wcale nie muszą być związane z tektoniką przedtortońską, tak jak to postuluje Dżułyński, ale mogą być też wywołane późniejszymi ruchami tektonicznymi. Za drugą z tych możliwości zdaje się świadczyć fakt, że na kontaktach iłów górnego opolu z podłożem nie obserwowano nigdzie większego nagromadzenia otoczaków i bloków, czego należałoby się spodziewać w przypadku wkraczania morza na obszar o zróżnicowanej morfologii, świeżo dotknięty dyslokacjami o dużej amplitudzie.

Obecność niewielkich płatów mioceńskich wapieni ostrygowych na zboczach zrębowych wzgórz jurajskich nie może przesądzać o wcześniejszym wieku uskoków. Wapienie ostrygowe występują zawsze w niewielkich płatach, a nie pokrywają całego zbocza. W przypadku wzgórza bodzowskiego, na które powołuje się S. Dżułyński (str. 395), wapienie ostrygowe leżą najprawdopodobniej w obrębie jednego ze stopni systemu uskoków schodowych, na co wskazują przeprowadzone tam ostatnio przez autora szczegółowe obserwacje. Zapewne w podobnej sytuacji znajdują się inne płaty wapieni ostrygowych. Trzeba też dodać, że w znanym odsłonięciu pod klasztorem Norbertanek wapienie ostrygowe są przecięte wyraźnym, aczkolwiek niewielkim uskokiem.

Okruchowy i zlepieńcowy charakter tzw. wapieni słodkowodnych, nie może być traktowany jako poważny dowód świadczący o przedtortońskim wieku tektoniki uskokowej. Jest rzeczą nadzwyczaj charakterystyczną, że miąższość tych osadów wynosi zwykle około 2 m, niezależnie od tego, czy znajdują się one w dnie zapadliska, czy też w górnej części zrębowego wzgórza. Gdyby utwory te były związane z intensywnym niszczeniem krawędzi tektonicznych, należałoby się spodziewać dużego zróżnicowania w ich miąższości, czego nigdzie się nie obserwuje.

W ciągu ostatnich lat w okolicach Krakowa zostały znalezione liczne nowe punkty występowania wapieni słodkowodnych. Jakkolwiek warunki sedymentacji tych wapieni nie są jeszcze zupełnie jasne, to jednak ich jednolite cechy litologiczne i jednakowa prawie wszędzie miąższość wskazuje, że musiały się one tworzyć wszędzie w takich samych warunkach, a więc prawdopodobnie na dość wyrównanej powierzchni, choć niewątpliwie posiadającej pewne deniwelacje. Można więc przypuszczać, że główne zaburzenia uskokowe musiały mieć miejsce już po osadzeniu się wapieni słodkowodnych.

Dowodami potwierdzającymi tego rodzaju przypuszczenie są: rozmaita wysokość bezwzględna poziomu gipsowego, obserwowana w Prusach i Lu-

boczy [1] oraz deformacje iłów górnego opolu zawierających wkładki piaskowca i tufitu, które opisane zostały z głębokiego wykopu w Pychowicach (R. Gradziński 1955).

Wszystkie przytoczone wyżej dane zdają się wskazywać, że w obszarze krakowskim, podobnie jak na Śląsku, główne zaburzenia uskokowe miały miejsce w ciągu górnego opolu lub później.

Drugim ważnym zagadnieniem dla rozważań nad rozwojem krasu jest kwestia trzeciorzędowej morfologii okolic Krakowa, a przede wszystkim problem wieku głębokich dolin rozcinających południową część Wyżyny.

Wielu autorów zwracało uwagę na silne urzeźbienie powierzchni podłoża miocenu (E. Tietze 1887, S. Zaręczny 1894, T. Wiśniowski 1900, W. Łoziński 1912, W. Friedberg 1907, J. Lewiński 1913, K. Beres 1938, S. Sokołowski 1948), przypisując je jednak przede wszystkim silnej erozji, która miała miejsce przed transgresją miocenu. Powszechnie panował pogląd, że krajobraz obszaru krakowskiego niewiele zmienił się od początków miocenu, a jedynie osady mioceńskie i czwartorzędowe zapełniły większe obniżenia terenu, zacierając do pewnego stopnia istniejące już w owym czasie wybitne nierówności.

S. Dżułyński (1953) w pracy o tektonice południowej części Wyżyny Krakowskiej zajął podobne stanowisko odnośnie do wieku rzeźby podłoża tortonu, główną jednak przyczynę istniejących deniwelacji widział nie w intensywnej erozji, lecz przypisywał ją przedtortońskiej tektonice uskokowej. Wyjątkiem miały być tylko głębokie, erozyjne doliny rzeczne skierowane, ogólnie rzecz biorąc, ku południowi, które autor ten uznał za starsze od tektoniki uskokowej, a więc wczesnomioceńskie lub paleogeńskie. Jednocześnie S. Dżułyński wysunął przypuszczenie, że doliny te są młodsze od wcześniejszej, bliżej nie określonej „fazy" tektoniki uskokowej, w czasie której utworzyły się uskoki w rejonie Zalasa i Frywałdu (str. 388, 389), nie zaznaczające się w morfologii. Doliny te stanowić miały pewną analogię do głębokich kanionów na Śląsku, opisywanych przez szereg autorów.

Pogląd o istnieniu starych, przedtortońskich dolin rzecznych był w ostatnich latach wyrażany również i przez innych autorów, m. in. M. Drzał (1954), J. Małeckiego (1958), S. Alexandrowicza (1955, 1960), M. Klimaszewskiego (1958 a, 1958 b), M. Tyczyńską (1959), Z. Alexandrowiczową (1960) [2], M. Klimaszewski przypisał tym dolinom wiek oligoceński.

Badania geologiczne prowadzone w okolicach Krakowa w ostatnich latach przez autora, a także wyniki badań z obszaru Zagłębia Górnośląskiego (T. Kuciński i F. Mitura 1958, S. Alexandrowicz i S. Siedlecki 1960 i S. Alexandrowicz [3]) podważają jednak w poważnym stopniu hipotezę o przedtortońskim wieku dolin.

Do tej pory nie znaleziono żadnych przekonujących dowodów, które by świadczyły o wypełnianiu przez osady górnego opolu niewątpliwie

---

[1] Różnica wysokości pomiędzy gipsami w odsłonięciu w Prusach a odległym o 2,5 km wierceniu w Luboczy wynosi 250 m.

[2] Taki sam pogląd przyjmował również autor w „Przewodniku Geologicznym" po okolicach Krakowa (Wyd. Geologiczne, Warszawa, 1960).

[3] Rozprawa doktorska pt. „Stratygrafia i tektonika miocenu Zagłębia Górnośląskiego".

erozyjnych form podłoża, a w dodatku takich form, które by były rozpoznawalnymi fragmentami jakiejś starej sieci dolinnej.

Głównymi argumentami S. Dżułyńskiego miało być występowanie iłów tortońskich w dolinie Rudawy pod Skałą Kmity (str. 423), w dolinie Brzoskwini (str. 425 i 428) i w dolinie Aleksandrowickiej, a także analogie z przedtortońskimi dolinami na Śląsku. Trzy wiercenia pod Skałą Kmity nie wykazały jednak obecności miocenu (Z. Alexandrowicz 1960), a jedynie osady czwartorzędowe spoczywające bezpośrednio na wapieniu jurajskim. Bliższa analiza sytuacji osadów mioceńskich w Brzoskwini pozwala stwierdzić, że znajdują się one w obrębie zagłębienia, które wedle wszelkiego prawdopodobieństwa jest zapadliskiem tektonicznym. Jak wynika z nowych, wymienionych poprzednio publikacji dotyczących obszaru Zagłębia Górnośląskiego, prawie każde z głębokich zagłębień, uważanych za kaniony przez J. Lewińskiego (1913), A. Stahla (1932) i innych autorów, po dokładnym zbadaniu okazuje się młodym zapadliskiem tektonicznym. W wielu przypadkach zapadliska te są wieku górnoopolskiego, a nie jest wykluczone, że mogą być także młodsze.

W świetle wspomnianej wyżej pracy S. Alexandrowicza problematyczny staje się też kierunek spływu wód ku południowi w okresie poprzedzającym transgresję górnego opolu. Autor ten stwierdza mianowicie, że w dolnym opolu na obszarze Zagłębia Górnośląskiego i najprawdopodobniej także na obszarze krakowskim panowały stosunki hipsometryczne wręcz odmienne niż obecnie. Osady morskie dolnego opolu, m. in. piaski heterosteginowe z Wielkiej Wsi, Korzkwi i Piotrowic występują w pasie zajmującym najbardziej północne położenie, gdy natomiast w części środkowej mamy słodkowodne osady dolnego opolu, a w rejonie południowym osadów tych zupełnie brak.

Dopiero w ciągu górnego opolu tworzy się obniżenie na przedpolu Karpat, wypełniane piaszczysto-ilastymi osadami osiągającymi znaczne miąższości, podczas gdy dalej na północy składane są osady ilasto-margliste o stosunkowo mniejszej miąższości. Na tej podstawie można wnioskować, że spływ wód w okresie poprzedzającym transgresję górnego opolu (a więc transgresję określaną przez St. Dżułyńskiego jako „mioceńską" lub „tortońską") był skierowany raczej ku północy, a nie ku południowi.

Przeciw hipotezie o przedtortońskim wieku dolin mogą świadczyć wyniki wierceń przeprowadzonych w rejonie Woli Filipowskiej, w strefie północnego obrzeżenia rowu krzeszowickiego. Nie stwierdzono tam, by na przedłużeniu dolin uchodzących do rowu zaznaczały się jakieś wyraźniejsze zagłębienia w podłożu osadów tortonu.

DOTYCHCZASOWE POGLĄDY NA ROZWÓJ KRASU PŁD. CZĘŚCI WYŻYNY KRAKOWSKIEJ

Pierwsze dane na temat rozwoju krasu na omawianym obszarze związane są z badaniami archeologicznymi, które prowadzone były w jaskiniach w drugiej połowie XIX i pierwszych latach XX w.[1] Z końcem

[1] Zestawienie literatury dotyczącej tych badań oraz krótką charakterystykę ich wyników podaje K. Kowalski (1951).

ubiegłego stulecia zjawiskami krasowymi zaczynają się interesować geologowie i geografowie .

W roku 1913 J. Lewiński wyraża pogląd, że zanik procesów zachodzących w wapieniach jurajskich spowodowany został wytworzeniem się — już pod pokrywą lessu — warstwy czerwonej gliny rezydualnej.

W. Kuźniar i W. Żelechowski (1927) opisują m. in. z okolic Krakowa szereg wypełnionych kominów i lejów krasowych, którym przypisują wiek przedmioceński, a niektórym plioceński. Autorowie ci twierdzą, że w wielu kominach widoczne są ślady późniejszych, czwartorzędowych zaburzeń tektonicznych.

W roku 1935 ukazuje się praca Z. Ciętaka, która oprócz opisu i planów kilkunastu jaskiń zawiera krótką charakterystykę zjawisk krasowych okolic Krakowa. Jednak zdaniem tego autora „powierzchniowe spostrzeżenia geologiczne poczynione na tym obszarze nie dają absolutnie podstawy do dokładnego oznaczenia czasu powstania jaskiń i określenia ich faz rozwojowych" (str. 196).

K. Kowalski (1951) wyraża pogląd, że „zjawiska krasowe tworzyły się niewątpliwie za każdym razem, kiedy skały wapienne wynurzały się na czas dłuższy ponad powierzchnię morza" (str. 5). Autor ten wspomina o krasowych rozmyciach powierzchni wapieni jurajskich w Mydlnikach, przykrytych następnie osadami kredy. Jego zdaniem jaskinie powstały w trzeciorzędzie, a wypełniające je osady tego wieku zostały następnie zniszczone przez wody pochodzenia lodowcowego. Poglądy K. Kowalskiego podziela również M. Drzał (1954).

S. Dżułyński (1953) na marginesie swej pracy o tektonice obszaru krakowskiego, porusza również zagadnienie rozwoju jaskiń. Jego zdaniem jaskinie utworzyły się powyżej strefy saturacji, w taki sposób jak to podaje A. C. Swinnerton (1932). S. Dżułyński podkreśla fakt istnienia jaskiń dolnotrzeciorzędowych, uważa jednak, że „z początkiem czwartorzędu, gdy erozja odsłoniła zręby wapienne, nastąpił drugi okres tworzenia się jaskiń. Stare jaskinie dolnotrzeciorzędowe zostały przy tej sposobności w znacznym stopniu oczyszczone z wypełnień i rozszerzone" (str. 432).

Spostrzeżenia na temat krasu przedmioceńskiego przynoszą prace S. Alexandrowicza (1956), S. Bukowego (1956) i M. Tyczyńskiej (1958).

Interesujące materiały w sprawie wypełnień lejów krasowych na dziedzińcu wawelskim przynosi praca L. Sawickiego (1955). Zdaniem tego autora glina i piasek znajdowane w lejach pochodzą ze zwietrzeliny osadów kredowych, a dostały się do lejów wraz z wyrobami paleolitycznymi.

Ostatnio M. Klimaszewski (1958 b) wysunął koncepcję, w myśl której obszar Wyżyny Krakowskiej podlegał w ciągu paleogenu szczególnie intensywnemu krasowieniu w warunkach tropikalnych, dzięki czemu powstały wówczas formy skalne o typie mogotów. Prawdopodobnie wytworzona wówczas powierzchnia zrównania krasowego została następnie rozcięta (zapewne w oligocenie) dolinami rzecznymi, skierowanymi ku południowi. Wcinaniu się dolin nie towarzyszyło jednak tworzenie się jaskiń, gdyż „uszczelinienie Wyżyny było wówczas słabe i warunki wsiąkania małe" (str. 431). Duża ilość szczelin utworzyła się dopiero w okresie mioceńskich ruchów tektonicznych, dzięki czemu rozpoczął się proces formowania jaskiń. Zdaniem M. Klimaszewskiego rozwój jaskiń przypada głównie na środkowy pliocen, a częściowo i plejstocen.

Do podobnych wniosków na temat genezy i wieku krasu dochodzi S. Gilewska (1960) opisując fragmenty jaskiń rozwiniętych w dolomicie kruszconośnym w okolicy Ząbkowic na Górnym Śląsku, a więc w niedalekim sąsiedztwie regionu krakowskiego.

Dodatkowych, aczkolwiek pośrednich przesłanek odnośnie wieku zjawisk krasowych dostarczają dane, świadczące o warunkach paleoklimatycznych. Próbę rekonstrukcji klimatu, jaki panował na ziemiach polskich w trzeciorzędzie i czwartorzędzie przeprowadziła ostatnio M. Tyczyńska (1957)[1] na podstawie wielu pozycji literatury i w oparciu o rozmaite kryteria. Ogromna większość autorów jest zdania, że w ciągu całego paleogenu panował na ziemiach Polski klimat ciepły i naogół wilgotny, przy czym eocen był okresem klimatu tropikalnego. Neogen był okresem klimatu również ciepłego, aczkolwiek w porównaniu z paleogenem nieco chłodniejszego; klimat wykazywał wówczas szereg zmian, objawiających się głównie w wahaniach ilości opadów. Szczegóły wahań klimatycznych i ich chronologia są jednak trudne do odtworzenia i wśród wypowiedzi na ten temat zaznaczają się poważne różnice.

Niewątpliwie jednak można sądzić, że w ciągu całego trzeciorzędu, z wyjątkiem krótkich zapewne okresów klimatu suchego, istniały warunki korzystne dla rozwoju zjawisk krasowych. Rozwojowi form powierzchniowych sprzyjały szczególnie warunki klimatu tropikalnego czy subtropikalnego, jaki panował w eocenie.

W czwartorzędzie zmieniające się na przemian okresy klimatu zimnego i umiarkowanego umożliwiały również rozwój procesów krasowych, choć niewątpliwie nasilenie tych procesów i ich przebieg musiały być różne niż w trzeciorzędzie.

Innych danych, na podstawie których sądzić można o wieku i rozwoju krasu w wapieniach górnej jury w południowej części Wyżyny Krakowskiej, dostarczają obserwacje z północnej części pasma Krakowsko-Częstochowskiego. W okolicach Częstochowy znalezione zostały kopalne fauny, występujące w osadach, które wypełniają formy krasowe (J. Samsonowicz, 1936, Z. Mossoczy, 1959 a). Fauny z Wężów i Podlesic wskazują wiekowo na przejście między środkowym a górnym pliocenem, a sytuacja w jakiej zostały znalezione świadczy o tym, że na tym obszarze istniały już wówczas jaskinie o znacznych — jak w przypadku Podlesic (p. K. Kowalski, 1951) deniwelacjach (K. Kowalski, 1961 b).

Wnioski i hipotezy na temat rozwoju krasu na obszarze częstochowskim zawierają także publikacje Z. Mossoczego (1959 b) i S. Z. Różyckiego (1960 a, 1960 b). Różycki wskazuje na bardzo intensywny rozwój krasu w ciągu starszego trzeciorzędu i z okresem tym wiąże powstanie form o typie mogotów, jak też i kotłów wypełnionych czerwonymi piaskami. Mossoczy (1959 b) podjął próbę odtworzenia wieku jaskiń na podstawie wypełniających je osadów. Jego zdaniem jaskinie zachowane w szczytowych partiach Wyżyny pochodzą najprawdopodobniej z tortonu, a osady typu terra rossa tworzyły się w pliocenie. Trzeba jednak podkreślić, że koncepcje tego autora wymagają w wielu punktach uzasadnienia, a podany przez niego schemat rozwoju krasu oparty jest w wielu miejscach jedynie na przypuszczeniach.

---

[1] W pracy M. Tyczyńskiej cytowana jest obszerna lista publikacji geologicznych, geomorfologicznych, botanicznych i zoologicznych, na podstawie których wnioskować można o warunkach paleoklimatycznych. Nowszych danych w tym zakresie dostarczają prace A. Środonia (1960) i K. Kowalskiego (1961a).

KANAŁY PODZIEMNEJ CYRKULACJI KRASOWEJ ROZWINIĘTE W WAPIENIACH GÓRNEJ JURY

Kanały podziemnej cyrkulacji wody, które wytworzone zostały w ubiegłych epokach geologicznych w kompleksie wapieni jurajskich, zachowane są do dzisiaj bądź jako jaskinie, bądź też w postaci rozmaitych studni, jam, kanałów i szczelin, zazwyczaj wypełnionych osadami albo też niedostępnych dla człowieka ze względu na swe zbyt małe wymiary.

Spośród tych form jedynie jaskinie i niektóre drobne kanały mogą być obserwowane w odsłonięciach naturalnych. Pozostałe widoczne są jedynie w odsłonięciach sztucznych, głównie w kamieniołomach [1]. Prawie zawsze są one wypełnione utworami akumulacji krasowej, a niekiedy także innego rodzaju materiałem skalnym (np. brekcją tektoniczną).

Przy omawianiu podziemnych form cyrkulacji krasowej wyróżnione zostały osobno jaskinie, a oddzielnie kopalne formy krasowe. Do tych ostatnich zaliczone zostały także i takie, nieliczne zresztą kanały drobnych rozmiarów, które odsłaniają się w kamieniołomach, a tylko częściowo zapełnione są osadami. Podział tego rodzaju, jakkolwiek z genetycznego punktu widzenia dość dowolny, wydaje się jednak celowy ze względu na uzyskaną dzięki niemu większą przejrzystość w przedstawieniu wyników przeprowadzonych badań.

Kopalne formy cyrkulacji krasowej

Studnie krasowe i związane z nimi kanały

Na obszarze objętym badaniami, głównie w jego południowej części, szczególnie wyróżniają się obszerne studnie krasowe wypełnione z reguły materiałem piaszczystym i ilastym.

Zazwyczaj studnie mierzą kilka metrów średnicy. Głębokość ich jest znacznie większa, z reguły jednak jest trudna do oznaczenia z powodu niedostatecznego odsłonięcia. Przeważnie głębokość kominów wynosi kilkanaście metrów [2]. Studnie są najczęściej prawie pionowe, zdarza się jednak, że przebiegają nieco ukośnie. Ściany ich noszą wyraźne ślady rozmycia krasowego; powierzchnia ich jest wygładzona i pokryta mniejszymi i większymi zagłębieniami i wybrzuszeniami.

Na ogół dość trudno jest stwierdzić, jakie kształty mają studnie w przekroju poprzecznym (poziomym). Wydaje się, że niekiedy są one okrągłe, częściej jednak nieregularne lub wyraźnie wydłużone w jednym kierunku, zgodnie z przebiegiem szczeliny ciosowej, na której są rozwinięte. Przykładem tego rodzaju predyspozycji tektonicznej mogą być studnie w obu kamieniołomach w Podgórzu i w kamieniołomie Krakowskich Zakładów Sodowych na Kapelance.

W niektórych przypadkach nie udało się zaobserwować wyraźnego związku studni ze spękaniami ciosowymi, być może jednak jest to wynikiem niezbyt dogodnego odsłonięcia. W kamieniołomach w Gwoździcu niektóre ściany studni są silnie potrzaskane i sprawiają wrażenie brekcji

[1] Badaniami autora objętych zostało 31 większych i 86 małych kamieniołomów.

[2] Kuźniar i Żelechowski (1927) opisali analogiczne studnie z nieczynnego obecnie kamieniołomu „miejskiego" w Płaszowie, które miały 30 m głębokości.

tektonicznej, zapewne jednak jest to zjawisko późniejsze od powstania studni.

W nielicznych miejscach, gdzie odsłonięte zostało dno studni (w kamieniołomie w Pychowicach i w dawnym kamieniołomie Libana w Podgórzu) można było stwierdzić, że w dole łączą się one z poziomymi rozmyciami, rozwiniętymi wzdłuż płaszczyzn międzyławicowych (fig. 1).

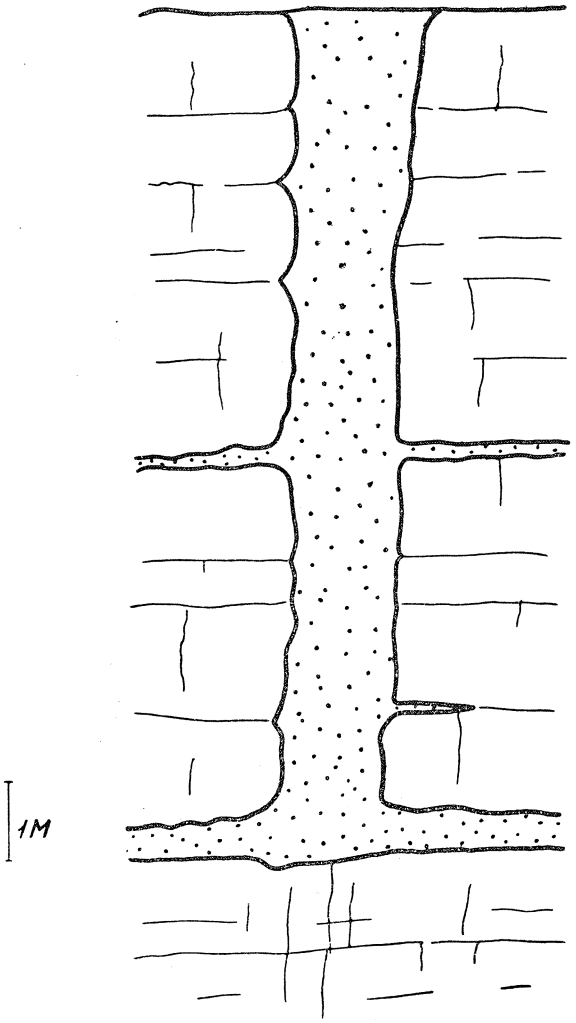


Fig. 1. Pionowa studnia krasowa i związane z nią szeroko rozprzestrzenione płaskie rozmycia na fugach międzyławicowych. Osady studni i rozmytych fug zaznaczono kropkami. Rysunek nieco schematyczny. Kamieniołom w Pychowicach

Fig. 1. Vertical karst shaft and solution cavities on bedding planes. Sedimentary fill of the shaft and solution cavities dotted. Schematized. Quarry at Pychowice

Z wyjątkiem jednego punktu w kamieniołomie w Rzeczkach k. Krzeszowic, nigdzie natomiast nie obserwowano, by studnie łączyły się z większymi, poziomymi kanałami krasowymi.

Studnie wypełnione są iłami i piaskami. Miejscami, dość rzadko, w studniach tkwią bloki i okruchy wapieni jurajskich, krzemienie wypreparowane z tych wapieni, a niekiedy także bloki margli senońskich lub wapieni turońskich (fig. 2, 3 i 4).

Iły posiadają z reguły barwę zielonawą, w odcieniach od intensywnie trawiastozielonej poprzez seledynową do oliwkowej. Niekiedy występuje zabarwienie brunatne lub rdzawe. Iły są margliste albo też nie reagują z HCl. Bardzo często zawierają one ziarna glaukonitu, niekiedy w dużej ilości. Znaczna część iłów pozbawiona jest niemal zupełnie domieszki ziarn kwarcu, trafiają się jednak dość często partie iłów silnie zapiaszczonych, a niekiedy zawierających nawet drobne otoczaki kwarcu lub okruchy krzemieni.

Piaski z opisywanych studni cechuje zawsze jasna barwa; są one miejscami zupełnie białe, najczęściej jednak lekko żółtawoszare, a w przy-

padku domieszki glaukonitu — zielonawe. Piaski są albo niemal zupełnie pozbawione domieszki materiału ilastego, albo też zawierają drobne smużki ilaste, bądź też bywają niekiedy dość silnie zailone i wówczas odznaczają się zwykle jasną, kawową barwą.

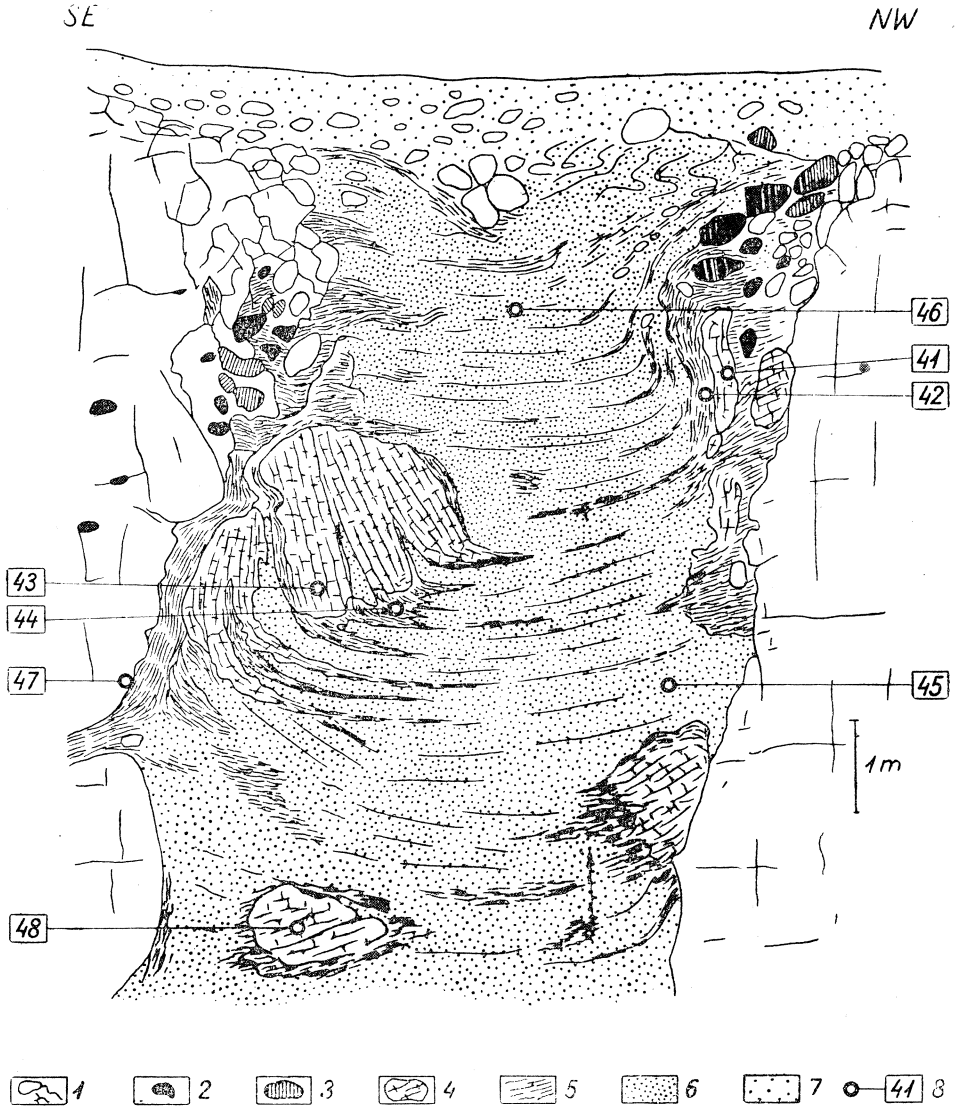


Fig. 2. Górna część pierwszej (od N) studni krasowej na południowo-zachodniej ścianie kamieniołomu „miejskiego" w Podgórzu. 1 — wapień jurajski; 2 — konkrecje krzemionkowe; 3 — skrzemieniałe partie wapienia jurajskiego; 4 — bloki margli senońskich; 5 — zielonawe, oliwkowe i brunatne iły; 6 — drobno-ziarniste piaski kwarcowe; 7 — piaski czwartorzędowe; 8 — punkty pobrania prób

Fig. 2. Upper part of the first (from the North) karst shaft on the south-western wall of the municipal Quarry at Podgórze. 1 — Jurassic limestone; 2 — flints; 3 — silicified parts of Jurassic limestone; 4 — bloks of Senonian marl; 5 — greenish, olive and brown clays; 6 — fine grained quartz sands; 7 — Quaternary sands; 8— location of samples

Najczęściej piaski są drobnoziarniste i dobrze wysortowane (fig. 5), a tylko wyjątkowo zawierają domieszkę drobnych żwirów. Sporadycznie trafiają się w nich okruchy wapieni i buł krzemiennych.

Stosunek ilościowy iłów do piasków bywa różny, zazwyczaj jednak zaznacza się dość wyraźna przewaga tych ostatnich.

W opisywanych studniach krasowych iły i piaski ułożone są na przemian, przy czym jednak poszczególne warstwy często wyklinowują się,

przerywają bądź też wykazują ugięcia. Nierzadko w ułożeniu materiału wypełniającego studnie trudno jest dopatrzyć się jakiejkolwiek regularności. Zdarza się, że wśród iłów występują nieregularne gniazda zupełnie czystych piasków, oddzielone od nich wyraźną, ostrą granicą lub też w podobny sposób rozmieszczone są iły wśród piasków.

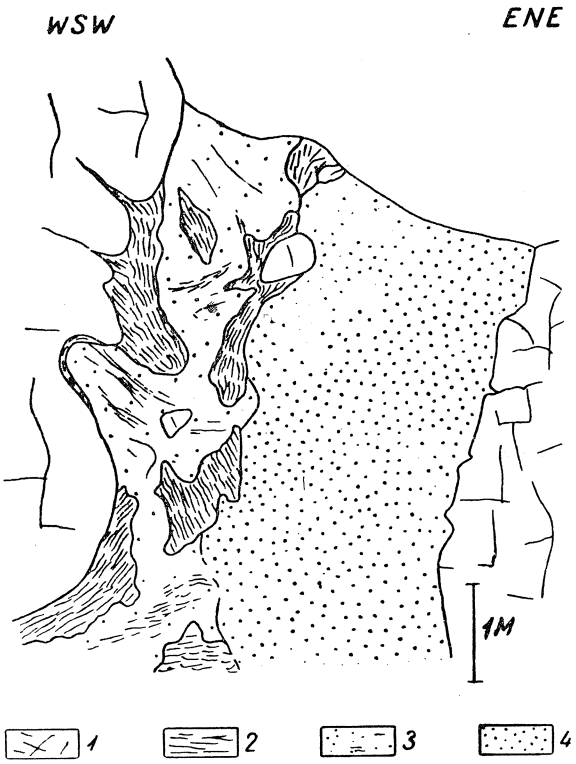


Fig. 3. Górna część studni krasowej w nieczynnym kamieniołomie w Gwoździcu.
1 — wapień jurajski; 2 — zielonawe i oliwkowe iły (miejscami z drobnymi otoczakami kwarcu); 3 — drobnoziarniste piaski z rzadkimi otoczakami kwarcu; 4 — drobnoziarniste piaski z domieszką iłu
Fig. 3. Upper part of the karst shaft in abandoned quarry at Gwoździec.
1 — Jurassic limestone; 2 — greenish and olive clays (locally with small quartz pebbles); 3 — fine grained sands with rare quartz pebbles; 4 — fine grained sands with an admixture of clay

Największa ilość studni odsłonięta jest na południowo-zachodniej ścianie nieczynnego obecnie kamieniołomu „miejskiego" w Płaszowie. W odległości 5—25 m od siebie rozwinęło się tutaj aż 7 studni (tabl. XLI). Głębokość ich mierzy blisko 20 m, a najprawdopodobniej, jak można wnosić na podstawie relacji Kuźniara i Żelechowskiego (1927), sięga do podstawy ściany, a więc zapewne dochodzi do 30 m.

Cztery pierwsze studnie, licząc od N, rozwinięte są na szczelinach ciosowych o kierunku 30—35°. Jest rzeczą charakterystyczną, że ten właśnie kierunek zaznacza się szczególnie wyraźnie wśród spękań ciosowych na wzgórzach położonych na prawym brzegu Wisły. Z nim związane są wielkie i gładkie płaszczyzny, które obserwować można w istniejących tutaj kamieniołomach. Ze spękaniami o tym kierunku związane są też szczeliny wypełnione scementowanym materiałem piaszczystym (tzw. „zlepieńcami sudolskimi"), o których będzie mowa poniżej (str. 455).

Piąta z kolei studnia ma około 10 m średnicy. Dzięki temu, że po ulewnych deszczach w lipcu 1960 r. materiał wypełniający jej górną część osunął się w postaci osuwiska, można było tutaj dokładnie obejrzeć wewnętrzne ściany studni.

W pierwszej stosunkowo najłatwiej dostępnej studni odsłonięto wykopem profil wypełniających ją osadów aż do głębokości 12 m. Górną i środkową część odsłoniętego profilu przedstawia fig. 2.

Zarówno osady wypełniające studnie, jak i wapienie, w których jest ona rozwinięta, przykryte są od góry warstwą zwietrzeliny, złożoną z bloków i gruzu wapiennego, zmieszanych z piaskami żółtawo-brunatnymi.

Wypełnienie studni stanowią głównie piaski, na ogół drobnoziarniste i warstwowane, pozbawione domieszki żwirów. Poszczególne warstwy oddzielone są od siebie smużkami bardziej ilastymi. Piaski są jasne, lekko żółtawe lub niemal białe, a jedynie w górnej części komina zabarwione tu i ówdzie na kolor rdzawy. Piaski występują na przemian z niezbyt regularnymi wkładkami zielonawych lub oliwkowych iłów. Większe smugi tych iłów ciągną się także miejscami wzdłuż ścian studni.

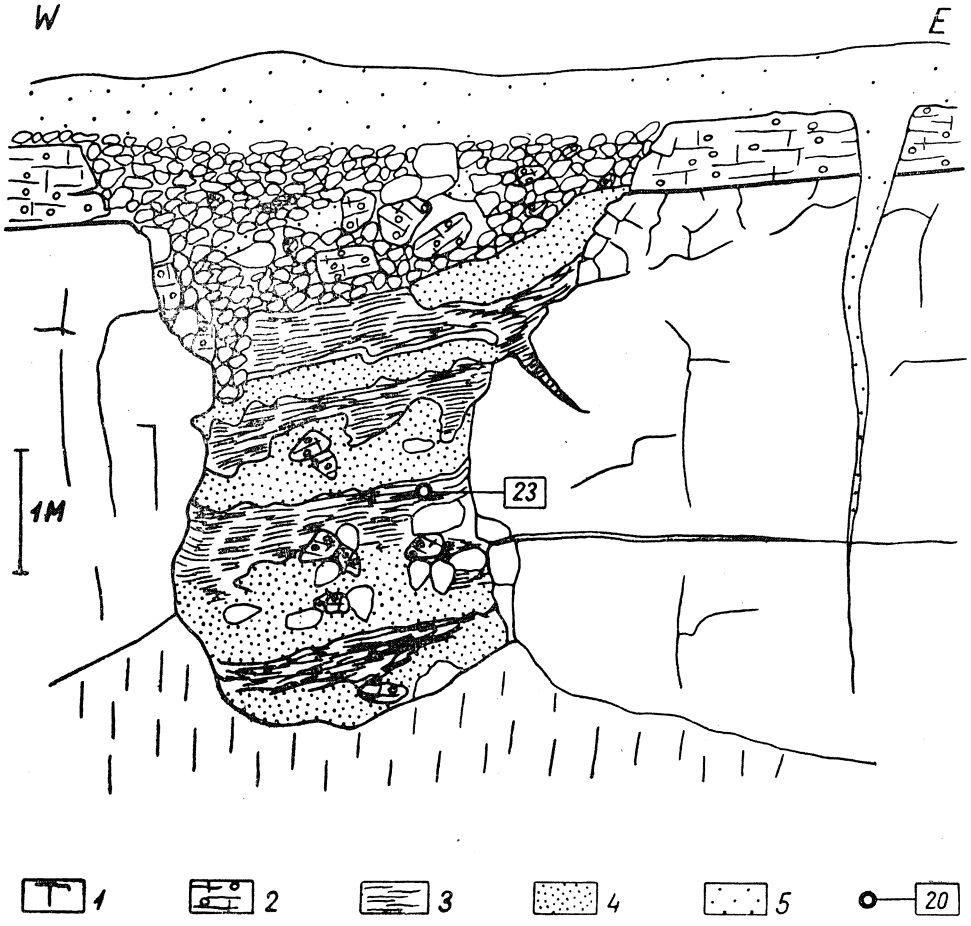


Fig. 4. Gminny kamieniołom w Tyńcu. Fragment studni krasowej. 1 — wapień jurajski; 2 — turon niższy, wapienie piaszczyste; 3 — zielone i oliwkowe iły; 4 — drobno-ziarniste piaski kwarcowe; 5 — piaski czwartorzędowe; 6 — punkt pobrania próby. U dołu ściany osypisko

Fig. 4. Communal quarry at Tyniec. Fragment of karst shaft.. 1 — Jurassic limestone; 2 — lower Turonian, sand limestones; 3 — green and olive clays, 4 — fine grained quartz sands; 5 — Quaternary sands; 6 — location of samples. Scree at the bottom of the wall

W górnej części studni znajduje się duży blok margli senońskich. Skała jest doskonale zachowana i niczym się nie różni od margli senońskich odsłaniających się w pobliżu, w dawnym kamieniołomie na Bonarce. Blok jest stromo ustawiony, jak na to wskazuje dobrze widoczne warstwowanie margli.

Cały blok otoczony jest „korą" rozlasowanych margli. Pod względem litologicznym materiał z tej „kory" jest identyczny jak reszta iłów stanowiących wypełnienie studni. Analogie zaznaczają się również zarówno w składzie mikrofauny, jak i w stanie zachowania otwornic (p. str. 451). W dolnej części bloku widoczne są szczeliny, utworzone na skutek zluźnienia wzdłuż płaszczyzn warstwowania, w które wnikają piaski. Zewnętrzna „kora" partii skały położona między szczelinami wydłużona

jest w postaci wyklinowujących się ławic i rozdziela osadzone obok bloku warstwy piasków, niewątpliwie sedymentacyjnie zazębiając się z nimi.

Szereg bloków margli senońskich, podobnych do opisanego, występuje w studni na różnych wysokościach. W ułożeniu tych bloków nie widać żadnej regularności.

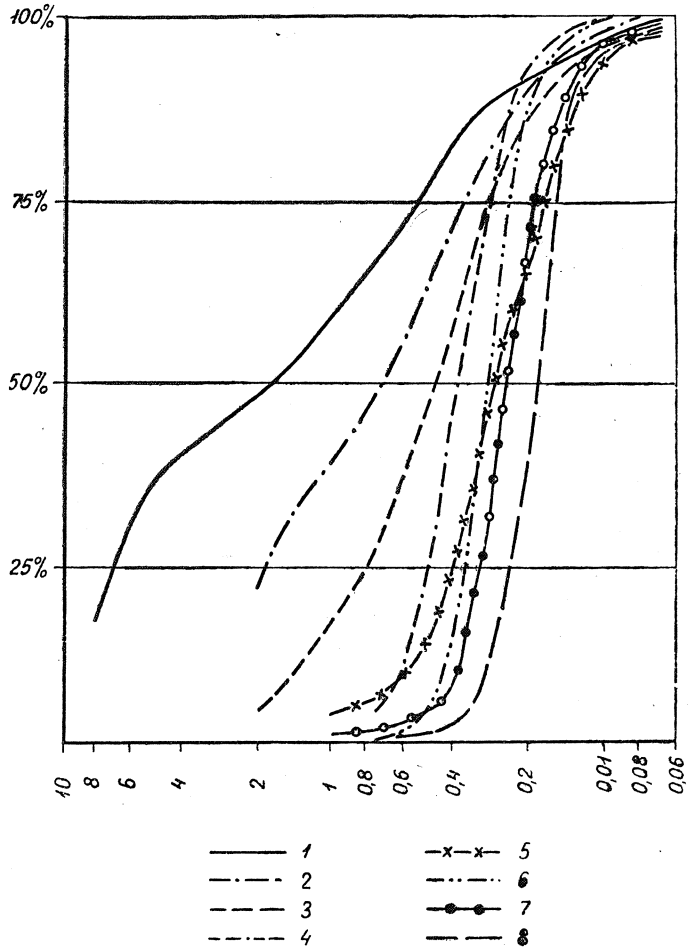


Fig. 5. Krzywe składu ziarnowego piasków z studni krasowych oraz piasków albu, cenomanu i santonu, 1 — piaski ze żwirami, cenoman pr. 70, Płaszów; 2 — piaski ze żwirami, komin krasowy, pr. 52, Gwoździec; 3 — piaski z studni krasowej, pr. 5, Pychowice; 4 — piaski santonu, pr. 66, Rudawa; 5 — piaski z studni krasowej, pr. 19, Rzeczki; 6 — piaski albu, pr. 63, Korzkiew; 7 — piaski z studni krasowej, pr. 59, Gwoździec; 8 — piaski z studni krasowej, pr. 45, Podgórze

Fig. 5. Cumulative curves of grain size distribution of karst shaft sands and of Albian, Cenomanian and Santonian sands. 1 — sands and gravels, Cenomanian, sample 70, Płaszów; 2 — sands with gravels, karst shaft, sample 52, Gwoździec; 3 — karst shaft sands sample 5, Pychowice; 4 — Santonian sands, sample 66, Rudawa; 5 — karst shaft sands, sample 19, Rzeczki; 6 — Albian sands, sample 63, Korzkiew; 7 — karst shaft sands, sample 59, Gwoździec; 8 — karst shaft sands, sample 45, Podgórze

Wśród piasków, iłów i margli wypełniających studnię widoczne są miejscami smugi białej, sypkiej, mączystej substancji reagującej z HCl. Pod mikroskopem przedstawia się ona jako agregat mikrokryształów kalcytu o wymiarach mniejszych od 0,002 mm i przypomina nieco odmianę mikrokrystalicznego mleka wapiennego, opisanego przez R. Gradzińskiego i A. Radomskiego (1957) z jaskini Szczeliny Chochołowskiej. Substancja ta jest produktem specyficznego wietrzenia okruchów wapiennych, które dostały się do osadu. Często także tego rodzaju mączysta substancja pokrywa powierzchnię ścian lub tworzy tylko otoczkę na większych blokach.

Obserwuje się także podobną substancję, która jednak nie reaguje z HCl. Składa się ona ze skupień bezpostaciowej krzemionki, wśród której widoczne są drobne (średnicy ok. 0,01) ziarna kwarcu lub fragmenty spikul gąbek. Substancja ta powstaje w rezultacie wietrzenia okruchów margli senońskich.

Jak widać na fig. 2, materiał wypełniający studnię wykazuje niezbyt wyraźne i regularne warstwowanie. Zaznacza się przy tym dość silne ugięcie warstw skierowane ku środkowi studni, niewątpliwie spowodowane kompakcją osadu.

Przeszlamowane próbki pobrane z bloków (nr 41, 43 i 48) zawierają mikrofaunę, która zarówno swym składem, jak i stanem zachowania niczym nie różni się od mikrofauny margli senonu, występujących na powierzchni [1].

Natomiast próbki pochodzące z „kory" otaczającej bloki (nr 42 i 44) jak też i z iłów zawierały zespoły mikrofauny senońskiej których otwornice wykazywały wtórne zmiany w postaci uszkodzenia lub rozpuszczenia skorupek bądź też przeobrażenia substancji wapiennej w krzemionkę.

Wszystkie przedstawione powyżej fakty wskazują na to, że proces wypełniania studni zachodzić musiał po senonie i że głównej masy osadów ilastych dostarczyły rozlasowane utwory senonu.

Pozostałe studnie rozwinięte na tej samej ścianie nie różnią się w zasadzie niczym od opisanej powyżej studni.

W kamieniołomie w Pychowicach dzięki systematycznym obserwacjom dokonywanym tutaj w latach 1951—60 w miarę postępu robót udało się dokładnie prześledzić przebieg jednej z studni i stwierdzić jej ścisły związek z bardzo charakterystycznymi, poziomymi rozmyciami krasowymi (fig. 1).

Studnia położona w pobliżu dzisiejszej zachodniej ściany kamieniołomu była mniej więcej pionowa i mierzyła około 2—3 m średnicy, a 11 m głębokości. Wypełniały ją zielonawe iły i jasne piaski zupełnie podobne do opisywanych powyżej z Podgórza. W środkowej i dolnej części studnia łączyła się z dwoma rozległymi, lecz niskimi rozmyciami rozwiniętymi na fugach międzyławicowych. Rozmycie związane z niżej położoną fugą widoczne jest na ścianach wokół całego wyrobiska kamieniołomu, było więc rozwinięte w poziomie na przestrzeni co najmniej 120 × 100 m. Wysokość jego wynosi około 40 cm, miejscami jednak zmniejsza się do 10 cm. W tego rodzaju zwężeniach na stropie fugi widoczne są z reguły kręte, nieregularnie przebiegające kanały o typie anastomozów (tabl. XLIII, fig. 1). Liczą one kilka centymetrów głębokości i są identyczne z opisywanymi przez J. H. Bretza (1942) „bedding plane anastomoses". Dość często pozostają nie wypełnione osadem, a tylko poniżej nich na dnie rozmytej fugi spoczywa cienka warstwa iłu.

Poza tymi wyjątkami opisywana fuga wypełniona jest w całości osadami. Na pewnym odcinku południowej ściany odsłania się w niej gruzłowaty, silnie marglisty wapień, który na pierwszy rzut oka przypomina zwietrzałą nieco ławicę triasowego wapienia falistego (tabl. XLII, fig. 1). Przeważnie jednak wypełnienie fugi stanowi materiał wapienno-piaszczysty, niewyraźnie warstwowany. Najczęściej w przekroju fugi widać w dolnej części warstwę wapienno-marglistego, okruchowego, lekko zapiaszczonego lub zailonego, słabo zwięzłego osadu, wyżej jasny, smugowany wapień o typie nacieku kalcytowego, a nad nim zwięzły piaskowiec wapnisty, który miejscami sprawia nawet wrażenie piaskowca kwarcytowego (fig. 6). Gdzieniegdzie cała opisywana fuga wypełniona jest osadem wapiennym, na pierwszy rzut oka trudnym do odróżnienia od wapienia jurajskiego. Dopiero pod lupą i w płytkach cienkich widoczne są w nim smugi drobnych (średnicy poniżej 0,1 mm) ziarn detrytycznego kwarcu. Tu i ówdzie trafiają się też wtrącenia zielonawych iłów i jasnych piasków, analogicznych do tych, które stanowią wypełnienie studni.

[1] Oznaczenia mikrofauny zostały wykonane przez dra St. Gerocha. Wyniki oznaczeń zamieszczone są w załączniku 1.

Na północnej ścianie wyrobiska kamieniołomu na przestrzeni kilku metrów fugę wypełniały szaroniebieskie, nieco piaszczyste iły. Zawierały one piryt, a pozbawione były mikrofauny. Obok nich występowały wapienie z drobnym, detrytycznym kwarcem, zabarwione na ciemno wskutek obecności pirytu. W ich sąsiedztwie wapienie jurajskie powyżej i poniżej fugi były również ściemniałe i przypominały zarówno swymi cechami litologicznymi, jak i w obrazie mikroskopowym ciemne wapienie, opisane poprzednio z innych odsłonięć w okolicach Krakowa przez S. Dżułyńskiego i W. Żabińskiego (1954) oraz R. Gradzińskiego (1955).

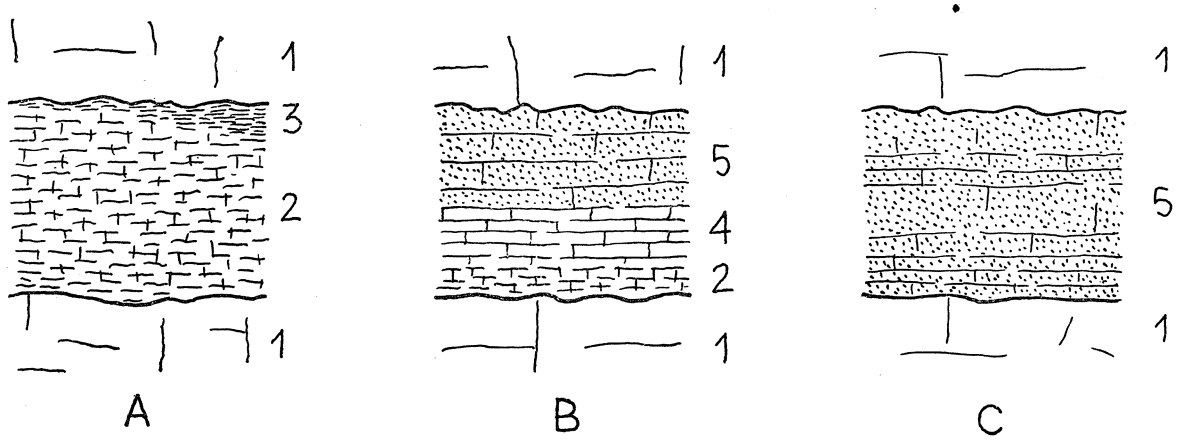


Fig. 6. Kamieniołom w Pychowicach. Wypełnienia rozmytej krasowo fugi międzyławicowej. A — przekrój na ścianie południowej; B — przekrój na ścianie północnej; C — przekrój z południowo-zachodniego naroża wyrobiska kamieniołomu; 1 — wapień jurajski; 2 — gruzłowaty osad wapnisto-marglisty; 3 — zielonawy ił; 4 — naciek kalcytowy; 5 — piaskowiec wapnisty

Fig. 6. Quarry at Pychowice. Fill of karst bedding plane solution cavities. A — section of southern wall; B — section of northern wall, C — section from south-western corner of the quarry; 1 — Jurassic limestone; 2 — clotted marno-calcareous sediment; 3 — greenish clay; 4 — calcite accumulation; 5 — calcareous sandstone

W kilku miejscach do opisywanej fugi dochodziły od góry kanały krasowe, które liczyły zwykle kilkadziesiąt centymetrów średnicy. Wypełniał je materiał ilasty i piaszczysty, podobny zupełnie do osadów z głównej studni. Pomiędzy osadami studni i kanałów a osadami zapełniającymi fugę można było obserwować ciągłe przejścia.

W próbkach zielonawych iłów pobranych ze studni, kanałów i z fugi, znalezione zostały zespoły mikrofauny senońskiej. Skorupki otwornic są często uszkodzone wskutek nadłamania lub rozpuszczenia.

Z obserwacji w kamieniołomie w Pychowicach wynika, że rozwinięte tutaj studnie krasowe komunikują się w dole z systemem niewielkich, lecz szeroko a płasko rozwiniętych rozmyć, wytworzonych na fugach międzyławicowych. Zarówno studnie jak i fugi wypełnione są materiałem, który przynajmniej w części musi pochodzić z rozmycia osadów senońskich.

Podobny do opisanego powyżej związek studni krasowej z rozmytymi fugami, można było obserwować w kamieniołomie w Podgórzu przy ul. Za Torem (dawny kamieniołom Libana), a fragmentarycznie także i w pobliskim kamieniołomie „miejskim".

Duże zagęszczenie studni krasowych, podobnych do opisanych poprzednio, obserwuje się w kamieniołomach w Gwoździcu, położonych pomiędzy Nawojową Górą a Krzeszowicami. Stan odsłonięć jest tutaj jed-

nak gorszy ze względu na zarzucenie eksploatacji lub istnienie dużych stożków osypiskowych.

We wszystkich kamieniołomach odsłaniają się tutaj wapienie najczęściej uławicone, miejscami zawierające dużą ilość buł krzemiennych, miejscami ich pozbawione. Liczne są tutaj strefy spękań i brekcji tektonicznych, związanych z siecią uskoków obrzeżających zapadlisko krzeszowickie. Odnosi się wrażenie, że studnie mają tutaj bardziej nieregularne kształty niż w okolicy Krakowa (tabl. XLII, fig. 2). Być może, że jest to wynikiem późniejszych zaburzeń tektonicznych, czego jednak wobec niezbyt dobrego stanu odsłonięć nie udało się z całą pewnością stwierdzić.

Istniejące tutaj studnie i jamy krasowe wypełnione są takim samym materiałem jak poprzednio opisane studnie z Podgórza i Bodzowa. Brak jest tutaj bloków margli senońskich, za to wśród piasków lub iłów spotyka się często domieszkę drobnych żwirów.

Jest rzeczą godną uwagi, że w czasie wykonywania dokumentacji tutejszego złoża wapieni niektóre otwory siatki wierceń przebijały wapienie, gdzieniegdzie tylko zawierające kanały wypełnione materiałem ilasto-piaszczystym, inne natomiast natrafiały na duże studnie, których w dwóch przypadkach nie udało się przebić do głębokości 20 m. Jeden z szybików również prowadzony był aż do głębokości 15,5 m w obrębie studni zapełnionej piaskami, przy czym dna nie osiągnięto.

Studnie zupełnie podobne do opisanych znalezione jeszcze zostały w kamieniołomie w Rzeczkach koło Krzeszowic, w kamieniołomie na Kapelance — Krakowskich Zakładów Sodowych oraz w gromadzkich łomach w Tyńcu (fig. 4) i w Bodzowie. Studnia w Bodzowie została pominięta przy eksploatacji i sterczy obecnie w postaci skałki. Podobnie jak w Tyńcu, znajdują się w niej bloki wapieni turońskich, a także duże okruchy i bloki nacieków kalcytowych.

Jamy krasowe, kanały i poszerzone szczeliny

Oprócz charakterystycznych, opisanych poprzednio dużych studni krasowych w wielu kamieniołomach na obszarze objętym badaniami spotyka się znacznie częściej rozmaitego rodzaju jamy [1], kanały krasowe i poszerzone szczeliny [2], które zazwyczaj są całkowicie wypełnione podobnego typu osadami. Z reguły są one związane ze spękaniami ciosowymi lub międzyławicowymi fugami.

Kanały rozwinięte na fugach przedstawiają się w przekroju pionowym (na ścianie kamieniołomu) jako szereg położonych obok siebie, półkolistych otworów, które rozmyte są w spągowej części górnej ławicy (tabl. XLIII, fig. 2). Poszczególne kanały najczęściej mają zbliżoną wysokość; mierzą od kilkunastu do kilkudziesięciu centymetrów. Wysokość ich odpowiada zwykle szerokości albo nawet jest większa. W rzucie poziomym kanały mają kręty przebieg i bardzo często nie wykazują żadnego

[1] Nazwą jamy określane bywają tutaj większe kanały, których kształt i przebieg w obrębie skały nie da się bliżej określić z powodu odsłonięcia ich tylko w jednym przekroju; nie jest wykluczone, że mogą to być fragmenty dużych studni krasowych.

[2] Są to wąskie lecz wysokie szczeliny tektoniczne, poszerzone krasowo na znacznej przestrzeni; odpowiednik „karst crevices" w literaturze anglosaskiej.

związku ze spękaniami ciosowymi. W starym kamieniołomie na Kapelance, gdzie tego rodzaju kanały są najlepiej rozwinięte, obserwować można kolejne stadia rozwoju tych form z drobnych kanałów o typie anastomozów, opisanych poprzednio z kamieniołomu w Bodzowie (str. 451).

Kanały związane ze spękaniami ciosowymi występują zwykle pojedynczo, a rzadko w większej ilości na tej samej szczelinie. Wyraźnie rozwinięte kanały mają w przekroju zazwyczaj kształt wydłużony, przy czym stosunek szerokości do wysokości wynosi zwykle 1 : 2, 1 : 3, a wyjątkowo nawet 1 : 5. Płaszczyzna ciosu z reguły stanowi płaszczyznę symetrii tych kanałów. Kanały tego rodzaju obserwować można na nierozwartych szczelinach ciosowych. Szczeliny o szerokości kilku — kilkudziesięciu centymetrów najczęściej wykazują tylko drobne rozmycia, które pokrywają ich ściany na dużej przestrzeni. Niekiedy widoczne są na przeciwległych ścianach takiej szczeliny fragmenty kanału, który powstać musiał jeszcze przed rozwarciem ścian szczeliny. Niewątpliwie jednak szereg szczelin tego rodzaju powstało na drodze rozmywania krasowego, które rozwijało się wzdłuż całej płaszczyzny szczeliny.

Rozmaite kanały krasowe i rozmyte szczeliny łączą się wewnątrz skały ze sobą i tworzą mniej lub bardziej skomplikowane labirynty, rozwinięte w trzech wymiarach. Komunikują się one także ze szczelinami tektonicznymi, które nie noszą śladów korozyjnej działalności wody.

Materiał, który wypełnia te kanały i szczeliny, jest dość zróżnicowany pod względem litologicznym [1], w zasadzie nie odbiega jednak od opisanych poprzednio osadów, które wypełniają studnie krasowe i łączące się z nimi rozmyte krasowo fugi. Najczęściej występują tutaj zielone, oliwkowe, niekiedy brunatne, seledynowe lub niebieskawoszare iły oraz białe, drobnoziarniste piaski. Pomiędzy nimi istnieje szereg przejść reprezentowanych przez iły z rozmaitą zawartością piasku. W osadach często widać ziarna glaukonitu, niekiedy bardzo liczne. W niektórych kanałach i szczelinach występują także, nieraz w dużej ilości, okruchy wapieni i krzemieni jurajskich, a czasami otoczaki kwarcu.

Sposób ułożenia materiału bywa nieregularny, często jednak obserwować można kanały lub szczeliny zapełnione osadem jednego typu.

Próbki iłów pobrane z osadów wypełniających opisywane jamy, kanały i szczeliny wykazały obecność w nich mikrofauny senońskiej [2], wskazującej najczęściej na santon. Skorupki otwornic są często uszkodzone lub rozpuszczone, a w niektórych próbkach wapienne skorupki otwornic są zsylifikowane. Zdarzają się jednak również próbki z mikrofauną nie wykazującą żadnych wtórnych zmian.

Spośród zebranych przez autora prób na szczególną uwagę zasługują te, w których znalezione zostały otwornice górnojurajskie.

Dwie z tych próbek pochodzą z kamieniołomu na Kapelance Krakowskich Zakładów Sodowych. W zachodniej części wyrobiska widoczna jest tam szczelina o kierunku 30°, rozmyta krasowo, szerokości 25 — 50 cm, wypełniona iłami oliwkowymi i iłami szaroniebieskimi. Pierwsze z nich zawierają (próbka nr 100) uszkodzoną przeważnie mikrofaunę wapienną i aglutynującą, wskazującą na górną jurę, drugie zaś — (próbka nr 101)

---

[1] Charakterystyka „materiałów szczelinowych" z obszaru położonego między Krakowem a Trzebinią podana została przez S. Alexandrowicza (1956).

[2] Dr S. Alexandrowicz, który w latach 1954—55 zajmował się problemem „materiałów szczelinowych", udzielił mi do przeglądnięcia ponad 120 przeszlamowanych próbek.

posiadają zespół mieszany, w którym formy z górnej jury są nie zmienione, wapienne zaś otwornice senońskie są przeobrażone w krzemionkę. Zdaniem dra S. Gerocha zespół mikrofauny górnojurajskiej może pochodzić z kimerydu. Wydaje się więc, że opisane iły margliste są namytymi do szczelin osadami górnego kimerydu, które do tej pory znane były w okolicach Krakowa tylko z Sudołu. Zapewne także z tych margli pochodzi okaz *Aspidoceras longispinum* Sow. znaleziony przez E. Panowa (1930) w kamieniołomie Libana. W kamieniołomie tym, w jego SE części znajduje się duża, niestety źle odsłonięta studnia krasowa, z której sąsiedztwa pobrana została próbka nr 74, zawierająca mikrofaunę, analogiczną jak wspomniana wyżej próbka nr 100.

Próbki nr 30 i 32, które zawierają podobne zespoły mikrofauny, pochodzą z kanałów rozwiniętych w pobliżu pierwszego komina w dawnym kamieniołomie „miejskim" w Podgórzu.

Jamy krasowe, kanały i rozmyte szczeliny wypełnione przemytym materiałem kredowym występują w kamieniołomach w Podgórzu („miejski" i przy ul. Za Torem — dawny Libana), na Kapelance (dawny łom Batki, nowe i stare wyrobisko kamieniołomu Krak. Zakł. Sodowych), w Pychowicach, Bodzowie, Tyńcu (łomy gminne na Winnicy, Grodzisko), w Mydlnikach, Podkamyczu, Zagaciu, Januszowicach, w Przybysławicach i Sobiesękach koło Skały, w Gwoździcu i Rzeczkach koło Krzeszowic, a wreszcie w Młoszowej i Górce koło Trzebini.

W najbliższych okolicach Krakowa obserwować można ponadto dość szerokie szczeliny tektoniczne noszące na ścianach ślady rozmycia krasowego, które wypełnione są materiałem o charakterze zwietrzałej, drobnookruchowej brekcji, złożonej z okruchów wapienia jurajskiego. Niekiedy na ścianach tych szczelin obserwować można resztki wapnistego piaskowca z drobnymi otoczakami kwarcu (fig. 7). Odpowiadają one tzw. zlepieńcom sudolskim, opisywanym przez W. Kuźniara i W. Żelechowskiego (1927) oraz S. Dżułyńskiego (1953). Szczeliny tego rodzaju obserwowane w Podgórzu i na Kapelance mają kierunek około 30° i 120°, a więc związane są z dominującym tutaj kierunkiem spękań ciosowych, na których także rozwinięta jest większość studni krasowych.

Na Kapelance, w kamieniołomie Krakowskich Zakładów Sodowych, w przekopie prowadzącym do starego wyrobiska, widoczna jest szczelina o kierunku 33° wypełniona wapnistym piaskowcem przypominającym bardzo „zlepieniec sudolski". Przez środek płatu piaskowca biegnie pęknięcie, które utworzyło się zapewne wskutek rozwarcia szczeliny, zabliźnione obecnie grubokrystalicznym kalcytem. Wapień jurajski wraz ze szczeliną przykryty jest od góry przez tortoński wapień słodkowodny (fig. 8).

Obserwacje te zdają się świadczyć, że tzw. zlepieńce sudolskie związane są genetycznie z wypełnieniami kopalnych form cyrkulacji krasowej. Jednocześnie przypuszczać można, że proces wypełniania szczelin zachodził przed osadzeniem się wapienia słodkowodnego.

W kopalnych kanałach krasowych i komunikujących się z nimi szczelinach oprócz występujących powszechnie osadów, opisanych poprzednio, spotyka się niekiedy wypełnienia tzw. wapieniem słodkowodnym (w starym kamieniołomie na Kapelance), rozmytymi iłami tortońskimi lub piaskami czwartorzędowymi. Jest jednak rzeczą charakterystyczną, że osady tego rodzaju wypełniają jedynie niewielkie kanały krasowe, a przy tym położone stosunkowo blisko powierzchni.

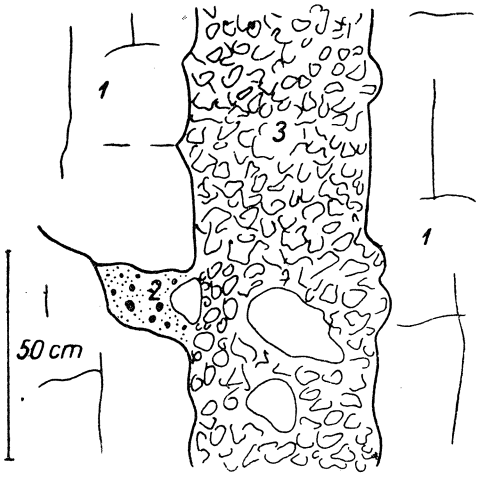


Fig. 7. Szczelina o kierunku 30° ze śladami rozmycia krasowego na ścianach. 1 — wapień jurajski; 2 — wapnisty piaskowiec z otoczakami kwarcu (o typie zlepieńca sudolskiego); 3 — wypełnienie szczeliny. Okruchy wapienne z wapiennym ziemistym spoiwem. Nieczynny kamieniołom na Kapelance

Fig. 7. Fissure with a strike of 30° with traces of solution on walls. 1 — Jurassic limestone; 2 — calcareous sandstone with quartz pebbles (of the Sudoł conglomerat type); 3 — Fissure filling. Limestone fragments in a calcareous matrix. Unworked quarry at Kapelanka

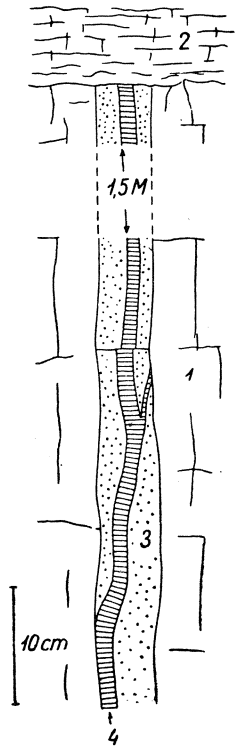


Fig. 8. Szczelina o kierunku 33° ze słabymi śladami rozmycia na ścianach, wypełniona wapnistym piaskowcem. 1 — wapień jurajski; 2 — wapień słodko-wodny; 3 — wapnisty piaskowiec; 4 — pęknięcie wzdłuż szczeliny zabliźnione krystalicznym kalcytem. Przekop do dolnego wyrobiska w kamieniołomie na Kapelance

Fig. 8. Fissure with a strike of 33° with slight traces of solution on walls, filled with calcareous sandstone. 1 — Jurassic limestone; 2 — freshwater limestone; 3 — calcareous sandstone; 4 — crack along fissure cicatrized with calcite. Exposure in the lower level in the quarry at Kapelanka

Charakter kopalnych form cyrkulacji krasowej oraz pochodzenie i wiek wypełniających je osadów

Kopalne formy cyrkulacji krasowej rozwinięte w wapieniach górnej jury w południowej części Wyżyny Krakowskiej wykazują na całym obszarze duże podobieństwo:

1) Mają one charakter niewielkich na ogół kanałów i poszerzonych krasowo szczelin, do których miejscami prowadzą z powierzchni obszerne zazwyczaj studnie.

2) Kanały, studnie i poszerzone szczeliny wykazują w swym rozwoju ścisły związek z istniejącymi w wapieniach spękaniami ciosu i fugami międzyławicowymi.

3) Kanały i szczeliny krasowe nie mają charakteru wyraźnie zdefiniowanych, większych korytarzy i nie obserwuje się w nich nigdzie śla-

dów przepływu podziemnych, wadycznych potoków;; często natomiast spotykane są anastomotyczne kanały związane z fugami międzyławicowymi, które świadczą o freatycznych warunkach, jakie panowały w czasie ich rozwoju.

4) Wielkie studnie krasowe zaczynają się zawsze na powierzchni kompleksu wapiennego; w swej dolnej części przechodzą one w system ciasnych kanałów i poziomo rozmytych fug międzyławicowych.

5) Osady wypełniające kopalne formy cyrkulacji krasowej mają na całym obszarze taki sam charakter. W ogromnej większości przypadków składają się one z materiału ilastego, który pochodzi z rozmywanych utworów senonu, na co wskazuje mikrofauna, oraz z dużych ilości drobnoziarnistego piasku, bliżej nie określonego pochodzenia.

Cechy morfologiczne kopalnych kanałów cyrkulacji krasowej, a przede wszystkim charakter wypełniających je osadów zdaje się wskazywać, że niemal wszystkie te formy wiązać można z jednym okresem intensywnego rozwoju zjawisk krasowych. W tym okresie na powierzchni była rozmywana pokrywa osadów senonu.

Duże bloki margli senońskich, które znajdowane są w niektórych studniach, niewątpliwie nie mogły być transportowane nawet na niewielką odległość, lecz musiały się obrywać wprost znad krawędzi studni. Z bardzo dużym prawdopodobieństwem można więc przypuszczać, że studnie zawdzięczają swe powstanie potokom lub nawet niewielkim tylko strugom, które spływając początkowo po powierzchni margli senońskich erodowały je i docierały w końcu do powierzchni wapieni jurajskich. Wówczas wzdłuż istniejących już wtedy szczelin ciosowych a także fug międzyławicowych woda zaczynała penetrować w głąb kompleksu wapiennego. W miejscu wnikania potoku w głąb skały tworzyła się obszerna studnia, podobnie jak to współcześnie zachodzi tam, gdzie wody powierzchniowe spływające po powierzchni nieprzepuszczalnej pokrywy natrafiają na położone niżej wapienie. Przykłady tego rodzaju opisuje m. in. E. R. P o h l (1955) z Kentucky, a G. T. W a r w i c k (1953, 1960) z Anglii i Walii.

W dolnej części studni, być może już w strefie saturacji, rozwijały się niezbyt obszerne kanały i niewysokie, poziomo rozwinięte rozmycia na fugach międzyławicowych, którymi woda przepływała dalej. Krążenie wody w tym systemie odbywało się w warunkach freatycznych. Nasuwa to przypuszczenie, że w owym okresie morfologia obszaru nie była zbyt zróżnicowana, gdyż w przeciwnym razie należałoby się spodziewać stosunkowo szybkiego rozwoju przewodów podziemnego odwodnienia i wykształcenia dużych kanałów o swobodnym przepływie, których nigdzie do tej pory nie zaobserwowano.

Do podobnych wniosków prowadzi analiza rozmieszczania i charakteru litologicznego kwarcowych piasków, które powszechnie występują w kopalnych studniach i kanałach krasowych.

Piaski te są identyczne na całym obszarze, od okolic Skały (Sobieszęki, Przybysławice), poprzez Kraków aż po Młoszową. Z reguły są one drobnoziarniste (przeciętna średnica ziarna waha się w granicach 0,4 — 0,2 mm) i dobrze wysortowane (fig. 5). Barwa ich jest jasna, często niemal zupełnie biała. Ziarna piasków wykazują słaby stopień obtoczenia; we frakcji 0,25 mm przeważają ziarna słabo obtoczone i ostrokrawędziste, we frakcji 0,6 mm słabo obtoczone i obtoczone (tabela 4). W czystych piaskach nie znaleziono otwornic, a jedynie sporadycznie elementy szkieletowe gąbek.

Fitko

Rozpatrując kwestię pochodzenia materiału piaszczystego, który wypełnia kopalne formy krasowe, trzeba brać pod uwagę kilka ewentualnych jego źródeł. Mogą nimi być:

1) iły i margle senonu, zawierające pewną domieszkę ziarn kwarcu,
2) piaski występujące w spągu utworów senonu („piaszczysta facja santonu" S. Alexandrowicza, 1956),
3) starsze osady kredowe, wśród nich przede wszystkim piaski albu,
4) inne skały.

W okolicach Krakowa nie obserwuje się silniejszego zapiaszczenia iłów santonu i leżących wyżej margli senońskich. W utworach senońskich zachowanych w pobliżu dotychczas poznanych kopalnych studni krasowych (m. in. w Zabierzowie, Mydlnikach, Pychowicach, na Kapelance, w Podgórzu) detrytyczny kwarc występuje zazwyczaj w bardzo małej ilości (przeciętnie około 0,1 — 0,2% objętości skały). Trudno wobec tego przypuścić, by tak duże ilości piasku, jakie znajdywane są w osadach opisywanych form krasowych pochodzić mogły z lokalnego tylko odszlamowania iłów i margli senonu, czy to w wyniku procesów związanych z tworzeniem się pokrywy zwietrzelinowej, czy też wskutek ablacji. Nie można jednak zupełnie wykluczać, że pewna ilość materiału piaszczystego pochodzi z tych utworów.

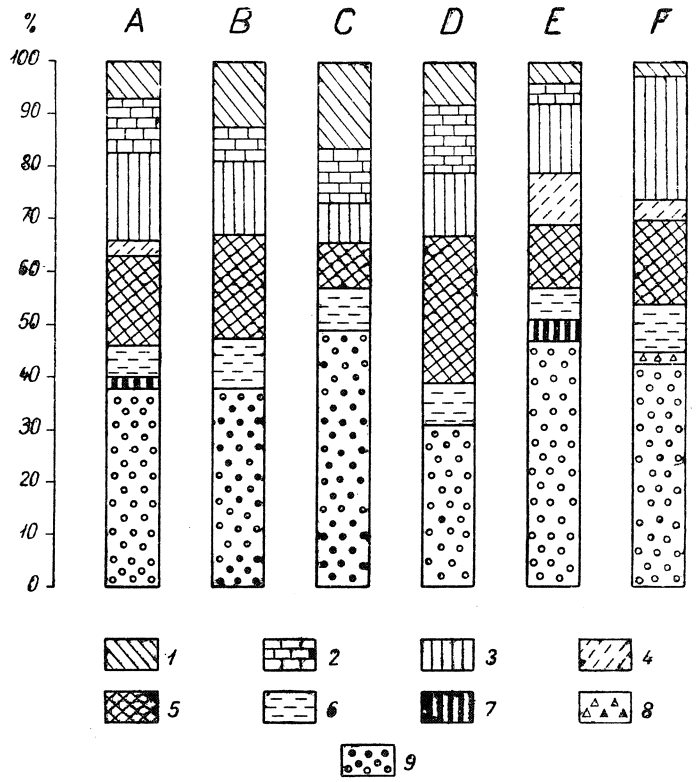


Fig. 9. Zespoły minerałów ciężkich z piasków wypełniających studnie krasowe (A—D), z piasków albskich (E, F). 1 — cyrkon; 2 — rutyl; 3 — turmalin; 4 — granat; 5 — cyjanit; 6 — staurolit; 7 — epidot; 8 — muskowit; 9 — minerały nieprzeźroczyste. A — Podgórze; B — Gwoździec; C — Pychowice; D — Rzeczki; E — Korzkiew (profil 2); F — Korzkiew (strop). Oznaczenia: C i D — M. Krysowskiej, E i F wg S. Bukowego (1960)

Fig. 9. Assemblages of heavy minerals from sands filling karst shafts (A—D) and Albian sands (E, F). 1 — Zircon; 2 — Rutile; 3 — Tourmaline; 4 — Garnet; 5 — Kyanite; 6 — Staurolite; 7 — Epidote; 8 — Muscovite; 9 — opaque minerals. A — Podgórze; B — Gwoździec; C — Pychowice; D — Rzeczki; E — Korzkiew (profile 2); F — Korzkiew (top part). Determinations: C and D — by M. Krysowsowska, E and F after S. Bukowy (1960)

Znacznie bardziej prawdopodobne wydaje się jednak pochodzenie materiału piaszczystego z piasków, które opisane zostały przez S. Alexandrowicza (1956) z okolic Rudawy z spągu utworów senońskich. Zdaniem tego autora piaski te należą do santonu, a reprezentują one oddzielny epizod w sedymentacji osadów senonu obszaru krakowskiego. Piaski z Rudawy wykazują identyczną średnicę ziarna i stopień wysortowania jak piaski z kopalnych form krasowych (fig. 5). Cechuje je także bardzo podobny, niewielki stopień obtoczenia (tabl. 4). Do tej pory piaski santońskie znane są jedynie z trzech odsłonięć: z Rudawy, Radwanowic i Nawojowej Góry. Dalej ku wschodowi piaski tego rodzaju w spągu osadów senonu nigdzie nie występują. S. Alexandrowicz (1956) przypuszcza, że piaszczysta facja santonu występowała na zachód od linii Zabierzów—Tyniec. Nie można jednak wykluczać, że osady tego rodzaju złożone były także na obszarze, położonym na południe od Krakowa, tam, gdzie następnie utwory kredowe zostały całkowicie zdarte przez późniejszą erozję.

Spośród starszych od senonu utworów kredowych na uwagę zasługują

Tabela (Table) 4

Obtoczenie ziarn kwarcu w piaskach z kominów krasowych i w piaskach albu, cenomanu i santonu

Roundness of quartz grains in sands filling karst shafts and in Albian, Cenomanian and Santonian sands

Miejscowość Locality	Nr próbki No of sample	Rodzaj piasku Type of sand	Przeciętny stopień obtoczenia ziarn we frakcji Mean roundness in the grades	
			0,8—0,6 mm	0,4—0,25 mm
Pychowice	5	Studnia krasowa karst shaft	0,39	0,17
Gwoździec	59	Studnia krasowa karst shaft	0,52	0,27
Gwoździec	52	Studnia krasowa karst shaft	0,43	0,21
Tyniec	24	Studnia krasowa karst shaft	0,40	0,21
Podgórze	45	Studnia krasowa karst shaft	0,50	0,25
Rzeczki	19	Studnia krasowa karst shaft	0,42	0,19
Korzkiew	63	alb Albian	0,56	0,29
Podgórze	71	cenoman Cenomanian	0,46	0,23
Rudawa	66	santon Santonian	0,51	0,26

Stopień obtoczenia obliczano wizualnie przez porównanie z ziarnami wzorcowymi, przyjmując wg W. C. Krumbeina & L. L. Slossa (1951) pięć klas obtoczenia. W każdej frakcji obliczano stopień obtoczenia dla 100 ziarn.

Roundness determined after the charts given by Krumbein & Sloss (1951). 100 grains were examined in each grade.

przede wszystkim piaski albu. Wykazują one również bardzo podobną średnicę ziarna i dobre wysortowanie (fig. 5), jak też niewielki stopień obtoczenia (tabl. 4). Wykonane analizy również pozwalają stwierdzić bardzo duże podobieństwo zespołów minerałów ciężkich w piaskach albu i piaskach wypełniających kopalne formy krasowe (fig. 9).

Tabela (Table) 5

Skład petrograficzny żwirów z osadów krasowych w porównaniu z osadami cenomanu i turonu

Petrographic composition of gravels from karst deposits compared with Cenomanian and Turonian gravels

Frakcja 10—40 mm Grade 10—40 mm	Rzeczki	Localities Gwoździec		Podgórze	
	pr. 60	pr. 51	pr. 55	pr. 71*	pr. 109**
kwarzec szklisty (quartz transparent)	8	7	5	4	6
kwarzec biały (quartz white)	66	60	73	48	61
kwarzec szary (quartz grey)	3	8	9	36	23
kwarzec różowy (quartz pink)	1	7	2	6	7
kwarcyt biały (quartzite white)	4	4	—	—	—
kwarcyt szary, jasny (quartzite light — grey)	3	1	—	—	—
rogowce szare, smugowane (hornstone grey laminated)	14	8	3	—	1
piaskowce krzemionkowe, ciemne z żyłkami kwarcu (siliceous sandstones dark with quartz veins)	2	1	—	—	—
lidyty (lidites)	1	4	2	2	—
fragmenty konkrecji krzemionkowych (fragments of siliceous concretions)	—	—	6	4	2

* żwiry z osadów cenomanu (Cenomanian gravels).

** żwiry z wapieni turonu niższego (gravels in Lower Turonian limestones).

Z innych skał, które dostarczać mogły materiału piaszczystego wymienić trzeba zlepieńce i wapienie piaszczyste cenomanu i turonu. Materiał żwirowy znajdowany w niektórych studniach i kanałach krasowych (Krzeszowice, Gwoździec) swym składem petrograficznym, stopniem obtoczenia, kształtem i wielkością zbliżony jest bardzo do żwirów, które w okolicach Krakowa występują w osadach cenomanu i turonu (tabl. 5, fig. 10).

Nie precyzując w tym miejscu ostatecznie źródła materiału piaszczystego trzeba jednak stwierdzić, że w bardzo wielu przypadkach nie mógł on pochodzić z bezpośredniego sąsiedztwa studni krasowych, lecz musiał być transportowany przez potoki płynące po powierzchni. Przemawia za tym identyczny charakter litologiczny piasków na całym obszarze, co

w przypadku ich lokalnego pochodzenia byłoby trudne do wytłumaczenia. Niezależnie od tego o transporcie wodnym świadczą szkliste powierzchnie ziarn kwarcu i słaby stopień obtoczenia przy jednoczesnym dobrym wysortowaniu [1].

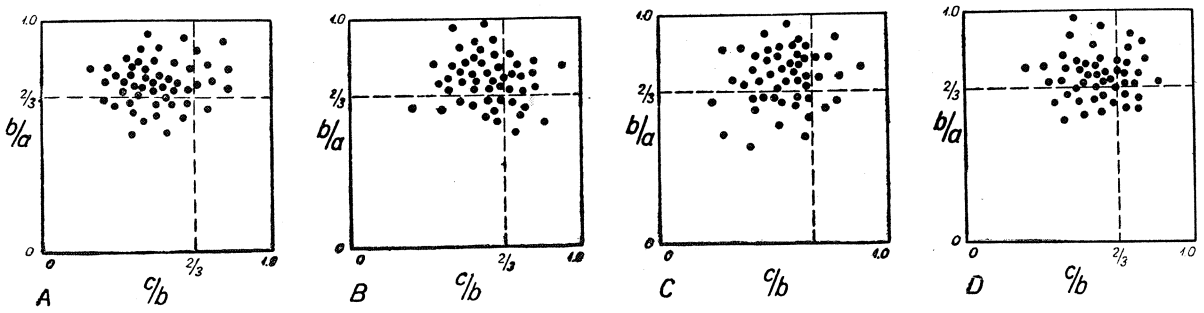


Fig. 10. Wykres osiowych współczynników kształtu otoczaków. a — oś najdłuższa; b — oś średnia; c — oś najkrótsza. A — żwiry z wypełnienia studni krasowej, kamieniołom w Rzeczkach; B — żwiry z wypełnienia studni krasowej, nieczynny kamieniołom w Gwoździcu; C — żwiry cenomanu, Płaszów; D — żwiry z wapieni turonu „niższego" Podgórze

Fig. 10. Diagram of axial coefficients of the pebble shape. a — longest axis; b — intermediate axis; c — shortest axis; A — gravels from karst shaft filling, quarry at Rzeczki; B — gravels from karst shaft filling, unworked quarry at Gwoździec; C — Cenomanian gravels, Płaszów; D — gravels from „Lower" Turonian limestones,

Wniosek o transportowaniu piasku wypełniającego kopalne formy krasowe, przez potoki płynące po powierzchni potwierdza analiza sytuacji geologicznej, w jakiej występują wszystkie poznane do tej pory studnie. Najlepszym przykładem jest tutaj wzgórze w Podgórzu, w którym znajduje się dawny kamieniołom „miejski", z opisywanymi poprzednio licznymi studniami (patrz str. 447—451). Wzgórze to ma charakter wąskiego grzbietu, obciętego z trzech stron uskokami (fig. 11). W okolicy zachowane są liczne płaty osadów kredowych, głównie iłów i margli senońskich, ponadto piasków ze żwirami i zlepieńców cenomanu oraz płaty wapieni turonu. Nigdzie natomiast nie występują tam piaski santonu ani też piaski albu, podobnie zresztą jak na całym obszarze położonym na wschód od Rudawy i na południe od Korzkwi. Jedynym lokalnym źródłem piasków mogłyby być ewentualnie piaski i żwiry cenomanu, ale tylko w tym przypadku, gdyby przyjąć, że płat ich znajdował się niegdyś także i pod osadami senonu na zrębowym wzgórzu, w którym odsłonięte są dzisiaj kopalne studnie krasowe. W takim jednak przypadku wraz z piaskiem do studni naniesione zostałyby niewątpliwie także i żwiry, a tych nigdzie w studniach nie znaleziono. Trzeba więc przyjąć, że materiał piaszczysty, który wypełnia omawiane formy krasowe, nie jest pochodzenia ściśle lokalnego, ale musiał być transportowany z większej nieco odległości. Jest rzeczą oczywistą, że transport wodny nie mógł odbywać się wzdłuż linii grzbietu wąskiego, zrębowego wzgórza. Wysnuć stąd można wniosek, że proces wypełniania kopalnych studni w Podgórzu przebiegać musiał jeszcze przed wypiętrzeniem tego wzgórza.

[1] Jest rzeczą prawdopodobną, że wysoki stopień wysortowania piasków spowodowany jest nie tylko charakterem skały macierzystej, ale także związany jest z warunkami erozji i transportu piasków po powierzchni. Jak wynika z diagramu przytaczanego przez F. Hjulströma (1935) na str. 298, ziarna o średnicy 0,5 — 0,1, a więc takie, jakie dominują w wypełnieniach kopalnych form krasowych, są łatwiej erodowane niż ziarna o mniejszej i większej średnicy.

Wszystkie pozostałe, znane dzisiaj studnie krasowe wypełnione rozmytymi osadami senonu i piaskami położone są również w obrębie zrębowych wzgórz. Jeżeli weźmie się pod uwagę fakt, że w najbliższym sąsiedztwie tych studni (z wyjątkiem okolicy Rudawy) pod zachowanymi płatami osadów marglistych senonu nie mamy nigdzie osadów, które by mogły dostarczyć materiału piaszczystego, to trzeba przyjąć, że tworzenie się, a następnie wypełnianie tych studni zachodziło przed zaburzeniami

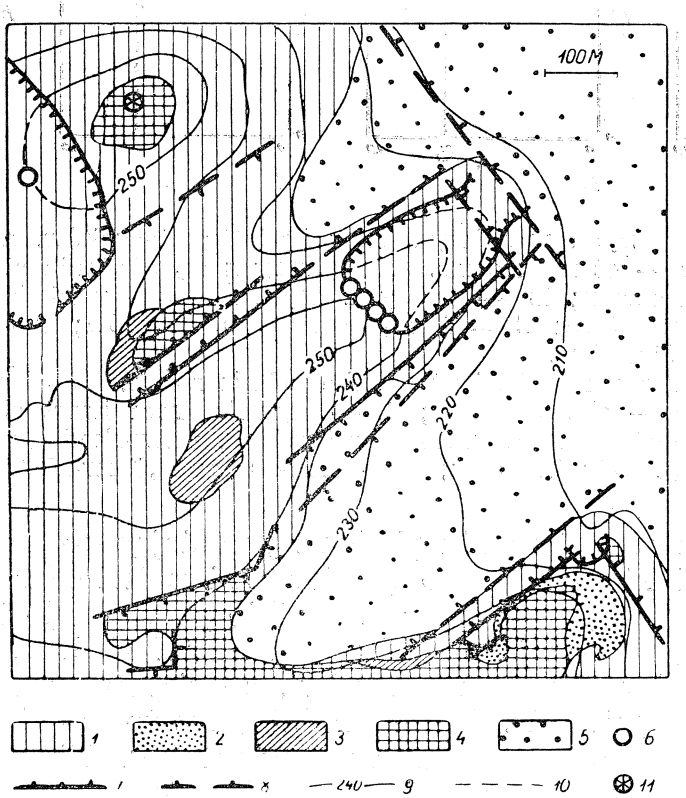


Fig. 11. Mapa geologiczna odkryta okolicy kamieniołomu „miejskiego" w Podgórzu. 1 — wapienie górnej jury; 2 — piaski ze żwirami i wapienie cenomanu; 3 — wapienie turonu; 4 — iły i margle senonu; 5 — miocen; 6 — studnie krasowe; 7 — uskoki stwierdzone; 8 — uskoki prawdopodobne; 9 — poziomice; 10 — przebieg poziomic przed eksploatacją wapieni w kamieniołomach; 11 — kopiec Krakusa
Fig. 11. Geological solid map of the environs of municipal quarry at Podgórze. 1 — Upper Jurassic limestone; 2 — Cenomanian sands with gravels and limestones; 3 — Turonian limestones; 4 — Senonian clays and marls; 5 — Miocene; 6 — karst shafts; 7 — faults stated; 8 — probable faults; 9 — isohypses; 10 — isohypses before working of limestones in the quarries; 11 — Krakus Mound

tektonicznymi, w wyniku których powstały zręby i zapadliska tektoniczne regionu krakowskiego, a więc wówczas, gdy obszar ten posiadał morfologię zupełnie odmienną niż obecnie i odznaczającą się daleko mniejszymi nierównościami.

Powyższe stwierdzenie pozwala określić górną granicę wieku omawianych form krasowych. Opierając się na przytoczonych już poprzednio rozważaniach (str. 438—441) na temat osadów tortońskich i wieku mioceńskiej tektoniki uskokowej, granicę tę określić można jako górny opol. Zupełny brak śladów materiału tortońskiego w osadach wypełniających opisywane kopalne studnie krasowe, pozwala przesunąć tę granicę jeszcze nieco ku dołowi, do dolnego opolu.

Ustalenie dolnej granicy wieku powstania i wypełnienia kopalnych studni krasowych i związanych z nimi kanałów natrafia na większe trud-

ności. Niewątpliwie formy te tworzyły się w okresie, gdy erodowana była pokrywa utworów senonu, z całą pewnością dolną granicę postawić można z końcem senonu. Wydaje się jednak, że w południowej części omawianego obszaru osady senonu usuwane były znacznie później. Przemawia za tym duża ilość płatów tych osadów, które ocalały przed erozją w południowo-wschodniej części obszaru krakowskiego. Fakt, że wapienie słodkowodne dolnego opolu leżą tutaj zarówno na senonie, jak i na jurze, pozwala przypuszczać, że erozja pokrywy senonu rozpoczęła się stosunkowo niedawno przed opolem. W południowej części obszaru brak także form skalnych o typie mogotów, a te, zdaniem M. Klimaszewskiego (1958 b) tworzyły się w warunkach klimatu tropikalnego w eocenie; być może, że brak ten wiązać należy z istniejącą tutaj jeszcze w eocenie pokrywą utworów senońskich. Na podstawie tych przesłanek można ewentualnie wnosić, że okres usuwania pokrywy osadów senonu w południowej części omawianego obszaru przypada na oligocen lub początki miocenu.

Bliższe określenie obszaru, z którego transportowany był materiał piaszczysty, napotyka również na trudności wobec braku danych o pierwotnym rozmieszczeniu „piaszczystej facji santonu" i piasków albu, które najprawdopodobniej były źródłem piasków wypełniających dziś kopalne studnie krasowe. Można jedynie przypuszczać, że piaski transportowane były z obszaru położonego na zachód, południe lub też południowy wschód od Krakowa, być może z rejonu dzisiejszego zapadliska przedgórskiego lub nawet strefy znajdującej się dzisiaj pod nasunięciem karpackim.

Sam proces tworzenia się, a następnie wypełniania studni i związanych z nimi systemów kanałów krasowych przebiegać musiał zapewne stosunkowo szybko. Wody spływające po powierzchni zasypywały studnie materiałem piaszczystym i ilastym, a okresowo, być może w związku z większymi ulewami, do studni dostawał się w większej ilości materiał senoński, erodowany w najbliższym otoczeniu. Rozlasowane iły i margle senonu z biegiem czasu korkowały kanały prowadzące od studni w głąb skały. Jednocześnie postępujący proces wypełniania studni powodował, że przestawała ona być czynna jako wchłon, a wówczas obok, w odległości kilkunastu lub kilkudziesięciu metrów mogła zacząć się tworzyć nowa studnia.

Rozważając warunki powstawania i wypełniania opisywanych studni z punktu widzenia klimatu, trzeba stwierdzić przede wszystkim że w studniach nie znaleziono nigdzie osadów, które mogłyby być uznane za rozmyte utwory gliniaste, cechujące obszary krasowe strefy tropikalnej. Na powierzchni wapieni w sąsiedztwie studni nie zaobserwowano również nigdzie poważniejszych śladów rozmyć krasowych ani też zachowanych resztek osadów czerwonych glin i utworów rezydualnych. Fakty te zdają się potwierdzać wypowiedziane już powyżej przypuszczenie (str. 463), że okres tworzenia się i wypełniania opisywanych form przypada już po eocenie, w okresie chłodniejszego nieco, ale jeszcze ciepłego klimatu, jaki panował w oligocenie i z początkiem miocenu.

Obecność okruchów i bloków zsylifikowanych wapieni i margli, jakie spotyka się niekiedy w osadach wypełniających studnie, nie dostarcza niestety żadnych pewnych danych odnośnie do warunków klimatycznych, jest bowiem rzeczą powszechnie znaną, że proces tego rodzaju zachodzi stosunkowo często w sytuacji, gdy fragmenty takich skał tkwią wśród iłów lub łupków.

Jaskinie

Wszystkie jaskinie południowej części Wyżyny Krakowskiej są już obecnie nieaktywne. Są to suche, izolowane fragmenty dawnych systemów kanałów cyrkulacji krasowej, w znacznym zazwyczaj stopniu zapełnione osadami. Jaskinie pozbawione są zupełnie stałych, a nawet periodycznych cieków wodnych. Nie spotyka się w nich także większych zbiorników wodnych, okresowo tworzących się na dnie korytarzy. Jedynym tutaj wyjątkiem jest Jaskinia Kryspinowska, w której znajduje się kilka stałych jeziorek wykazujących w ciągu roku niewielkie wahania poziomu wody. W pozostałych jaskiniach woda występuje jedynie w postaci kropel kapiących ze stropu bądź też ściekających po ścianach. Woda, która przesącza się do jaskini, nie działa korodująco na skałę; nigdzie w jaskiniach nie obserwuje się tworzenia się współcześnie żłobków krasowych. Przeciwnie, w wielu miejscach dochodzi do odkładania substancji naciekowej. Powstające nacieki są jednak niewielkich rozmiarów i nigdzie nie występują masowo.

Dno korytarzy i komór jaskiniowych z reguły pokryte jest warstwą osadów. Miąższość jej, jak można sądzić na podstawie przeprowadzonych prac wykopaliskowych, bywa znaczna, a w przyotworowych partiach jaskiń osiągać może prawie 10 m.

Tabela (Table) 6

Zestawienie jaskiń rozwiniętych w wapieniach górnej jury w południowej części Wyżyny Krakowskiej

Relation of number of caves and limestone lithology in the southern part of the Cracow Upland

Jaskinie o długości korytarzy Caves with gallery length	W wapieniu płytowym Platy limestone	W wapieniu ławicowym Bedded limestone	W wapieniu skalistym Rocky limestone	Łącznie Total
do 10 m (to 10 m)	—	10	214	224
od 10 do 20 m (10 to 20 m)	—	2	65	67
od 20 do 50 m (20 to 50 m)	—	—	49	49
od 50 do 100 m (50 to 100 m)	—	2	9	11
powyżej 100 m (more than 100 m)	—	2	6	8
w sumie jaskiń (caves total)	—	16	343	359

Na obszarze objętym badaniami znanych jest obecnie 359 jaskiń rozwiniętych w wapieniach górnej jury. Jak wynika z tabeli 6, ogromna większość jaskiń liczy zaledwie kilka lub kilkanaście metrów, a tylko 8 z nich przekracza 100 metrów długości.

Ściany jaskiń, szczególnie w pobliżu otworu wejściowego bywają najczęściej silnie zwietrzałe. W związku z tym nie są już na nich bezpośrednio widoczne ślady rozmywania przez wodę. Wietrzenie ścian jaskiń

ma prawie zawsze charakter dezyntegracji okruchowej. Wapienie skaliste, w których rozwinięta jest większość jaskiń, posiadają z reguły strukturę niejednorodną, okruchową, zrostkową lub „brekcjową", co szczególnie sprzyja rozpadaniu się ich pod wpływem zamrozu na drobny, ostrokrawędzisty gruz skalny. Większe obrywy bloków skalnych ze stropu i ścian jaskini zachodzą stosunkowo rzadko i ograniczone są zwykle do przyotworowych części jaskini. W nielicznych jaskiniach rozwiniętych w wapieniach ławicowych obrywy większych bloków spotyka się znacznie częściej. W ogromnej większości jaskiń procesy wietrzenia zatarły szczegóły rzeźby ścian, powstałe w wyniku korozyjnej i erozyjnej działalności przepływającej tędy dawniej wody, niemniej jednak w bardzo wielu przypadkach morfologia ścian ciągle jeszcze odzwierciedla w ogólnych zarysach formy, które wytworzone zostały w okresie aktywnego rozwoju jaskini.

Większość jaskiń ma charakter pojedynczych lub też słabo rozgałęzionych korytarzy, rozwiniętych niemal z reguły na jednym poziomie. Ku górze, w stronę powierzchni ciągną się niekiedy kominy, które rozwidlają się a jednocześnie szybko zwężają.

Predyspozycja tektoniczna korytarzy jaskiniowych

Najbardziej powszechną i rzucającą się w oczy cechą korytarzy i komór jaskiniowych jest ich związek ze spękaniami ciosowymi. Znaczna większość korytarzy jaskiniowych rozwinięta jest wzdłuż jednej, a niekiedy dwóch równolegle biegnących szczelin. Obszerne komory związane bywają z kilkoma równoległymi lub przecinającymi się szczelinami; przykładem może tutaj być np. Mała Hala w jaskini Nietoperzowej, która rozwinięta jest na dwóch szczelinach o kierunku 55° i przecinającej je szczelinie o kierunku 170°.

Szczeliny, które warunkowały rozwój korytarzy i komór jaskini, są najczęściej dobrze widoczne na stropie. Zwykle wymyte jest wzdłuż nich zwężające się zagłębienie o kształcie odwróconego kilu łodzi, określane nazwą szpary lub wnęki stropowej (ceiling slot). Zdarza się jednak, że szczeliny prawie zupełnie nie zaznaczają się w rzeźbie stropu i są dostrzegalne dopiero z niewielkiej odległości. Niektóre szczeliny bywają także zamaskowane naciekiem.

Stosunkowo rzadko spotykane są korytarze, które nie wykazują żadnego widocznego związku ze spękaniami ciosowymi. Przykłady tego rodzaju znaleźć można w jaskini Wierzchowskiej Górnej na górnym poziomie koło Kostnicy, na niektórych odcinkach ciasnego korytarza w jaskini Ciemnej (fig. 13) i w płd. części jaskini Łokietkowej.

Korytarze jaskiń południowej części Wyżyny Krakowskiej rozwinięte są zwykle wzdłuż szczelin pionowych lub też zbliżonych do pionu, bowiem tego rodzaju spękania ciosowe dominują na tym obszarze. Ukośne spękania odgrywają mniejszą rolę w rozwoju jaskiń.

Jest rzeczą charakterystyczną, że główne kierunki korytarzy jaskiniowych pokrywają się prawie zawsze z kierunkami spękań ciosowych, które dominują w danej okolicy. Zależność tego rodzaju doskonale widoczna jest na fig. 12. Rysunek ten ilustruje jednocześnie fakt, że w różnych częściach omawianego obszaru przeważają różne kierunki spękań ciosowych, a tym samym różne kierunki podziemnych korytarzy. Jak wynika z przeprowadzonych pomiarów ciosu, na południe od zapadliska krakowsko-krzeszowickiego dominuje, ogólnie rzecz biorąc, kierunek 20 —

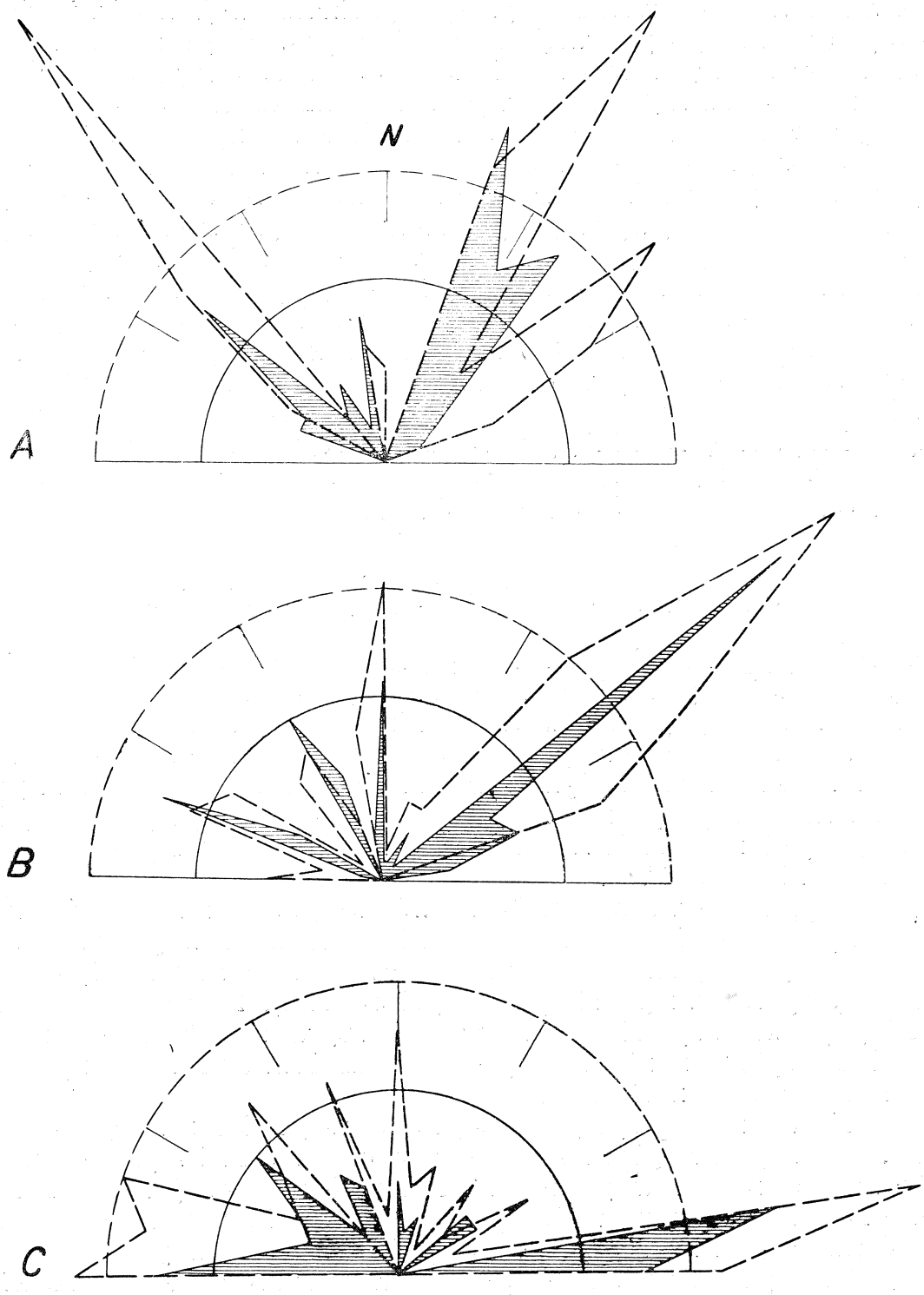


Fig. 12. Kierunkowe rozwinięcie korytarzy jaskiniowych (pola zakreskowane) na tle róży spękań ciosowych (linia przerywana). Obliczenia zostały dokonane w przedziałach 10-stopniowych. Wartości dla każdego kierunku przedstawione są w przeliczeniu procentowym od całości; półkole o mniejszym promieniu oznacza 10% długości korytarzy, półkole o większym promieniu 10% spękań ciosowych. A — rejon doliny Sanki; B — rejon wąwozu Jamki; C — rejon Wierzchowia (górna część doliny Kluczwody)

Fig. 12. Directional development of cave galleries (striped area) and joints rose diagram (broken line). Calculations made in 10-grade intervals. Values for every direction are presented as per cent of the whole; smaller-radius semicircle designates 10% of the gallery length, that with the larger radius — 10% of joints. A — region of the Sanka valley; B — region of the Jamka ravine; C — region of Wierzchowie (upper of the Kluczwoda valley)

— 30° i 110 — 120°, na północ zaś od tego zapadliska zaznacza się przewaga kierunków 45°, 70° i 130 — 140°.

Na obszarze objętym badaniami nigdzie nie zaobserwowano występowania jaskiń w strefie uskokowej. Jakkolwiek niezbyt duże zagęszczenie jaskiń i stosunkowo słabe odsłonięcie wapieni nakazuje daleko idącą ostrożność przy wyciąganiu ogólnych wniosków, to jednak na podstawie całego zebranego materiału można wnosić, że strefy brekcji przyuskokowych nie są bynajmniej strefami uprzywilejowanego rozwoju większych kanałów krasowych. Rozwijają się na nich co najwyżej drobne kanały krasowe, bardzo szybko zapełniane okruchami wapienia i materiałem allochtonicznym.

Związek jaskiń z typem litologicznym wapieni

Spośród 359 jaskiń znanych na terenie południowej części Wyżyny Krakowskiej, zaledwie 16, tj. 4,4% rozwiniętych jest w wapieniach ławicowych, podczas gdy wszystkie pozostałe jaskinie znajdują się w wapieniach skalistych. Wapienie płytowe oraz cienkoławicowe wapienie astartu są całkowicie pozbawione jaskiń.

Przedstawiony powyżej stosunek jaskiń związanych z jednym i drugim typem wapieni spowodowany jest szeregiem rozmaitych czynników i nie może być traktowany wyłącznie jako wynik różnej podatności tych wapieni na przebieg procesów krasowych, choć niewątpliwie różnice tego rodzaju odgrywać tutaj muszą niemałą rolę.

Mała ilość znanych jaskiń związanych z wapieniami ławicowymi jest prawdopodobnie w znacznej mierze wynikiem gorszego odsłonięcia tych skał w porównaniu z wapieniami skalistymi, co szczególnie zaznacza się na zboczach dolin. Można również przypuszczać, że tam, gdzie wśród biohermów i raf wapieni skalistych występują tylko niewielkie partie wapieni ławicowych, tam koncentracja przepływu następowała przede wszystkim w wapieniach skalistych, a w wapieniach ławicowych powstawały jedynie liczne, lecz niewielkie kanały doprowadzające wodę. Natomiast na obszarach, gdzie wapienie skaliste występują tylko podrzędnie, w gruboławicowych wapieniach mogły się tworzyć nawet stosunkowo duże jaskinie (np. Jasna, Mydlnicka, Kryspinowska, Twardowskiego).

Formy świadczące o warunkach powstawania jaskiń

Pierwotna morfologia korytarzy jaskiniowych będąca efektem korozyjnej i erozyjnej działalności przepływającej wody pozostaje w ścisłym związku z warunkami hydrodynamicznymi, jakie panowały w okresie tworzenia się jaskini. Na znaczenie analizy form wymytych na ścianach jaskiń dla rozwiązania zagadnienia charakteru przepływu wód krasowych zwrócił uwagę W. M. Davis (1930), jednak właściwego ugruntowania tej metody dokonał J. H. Bretz (1942). Metoda zastosowana przez Bretza polega na wyróżnieniu form związanych z warunkami freatycznymi (phreatic) oraz z warunkami wadycznymi (vadose). Biorąc pod uwagę cały zespół form można stwierdzić, czy dana jaskinia powstała wyłącznie tylko w strefie saturacji, czy też była następnie modelowana jeszcze w warunkach swobodnego przepływu w strefie aeracji. Niektóre formy pozwalają ponadto określić kierunek przepływu wody.

Formy freatyczne

Spośród form świadczących o powstawaniu w warunkach freatycznych, w jaskiniach omawianego obszaru występują przede wszystkim stropowe kotły wirowe oraz wnęki rozwinięte na spękaniach ciosu. Znacznie rzadziej spotykane są kanały o przekroju kolistym, a wyjątkowo tylko partie jaskini o typie gąbczastym lub sieciowym.

Stropowe kotły wirowe. Formy te występują na stropie korytarza i komór jaskiniowych. W zarysie są one mniej więcej okrągłe, a kształtem swym przypominają dno odwróconego kotła, niekiedy nawet zwężonego w swej dolnej części (fig. 13). Głębokość kotłów bywa rozmaita, niektóre mają charakter raczej płaskich niecek, u innych głębokość jest mniej więcej równa średnicy, a nierzadko bywa od niej większa.

Opisywane formy rozwinięte są często wzdłuż spękań ciosowych, przecinających strop komory czy korytarza, poza tym jednak dno kotłów jest lite i formy tego rodzaju nie wiążą się ciągnącymi się dalej w głąb skały kanałami. Nierzadko jednak, szczególnie w mniejszych korytarzach, można obserwować kotły, które nie wykazują predyspozycji tektonicznej. Pierwsze z tych form odpowiadają wyróżnionym przez J. H. Bretza (1942) „joint determined ceiling cavities", a drugie „ceiling pockets". Geneza obu form jest jednak wspólna, związane są one bowiem z wirami, które tworzą się w czasie przepływu wody wypełniającej cały przekrój korytarza.

Ściany dużych kotłów pokryte są bardzo często mniejszymi formami tego samego typu, najczęściej jednak płytszymi. W obrębie takich drugorzędnych kotłów występują znowu mniejsze jeszcze kotły. W niektórych przypadkach można więc wyróżnić formy pierwszego, drugiego, trzeciego, a nawet czwartego rzędu. Niekiedy w obrębie kotłów rozwinięte są jeszcze drobne, wydłużone zagłębienia o charakterze miniaturowych wnęk, które rozwinięte są na spękaniach (tabl. XLVI, fig. 1).

Największe kotły, jakie obserwować można w jaskiniach omawianego obszaru, występują w jaskini Ciemnej, Tunelu, Nietoperzowej, Łokietkowej i Wierchowskiej Górnej. Mierzą one 6 — 8 m średnicy. W mniejszych korytarzach kotły stropowe występują zawyczaj w większej liczbie. Szczególnie pięknym przykładem może tutaj być korytarz ciągnący się w głąb jaskini Ciemnej (fig. 13, tabl. XLIV, fig. 1). Na niektórych odcinkach korytarza głębokie kotły tworzą niewielkie, dzwonowate komory, oddzielone od siebie niskimi przejściami. Kotły rozmieszczone są zwykle wzdłuż osi korytarza, ale nie jest to regułą. Niekiedy w przekroju poprzecznym obserwować można dwa kotły, położone obok siebie.

Kształt kotłów wskazuje na ich genetyczny związek z burzliwym przepływem wody i połączonymi z nim wirami. Wydaje się, że kotły stropowe pokrewne są zagłębieniom wirowym (flutes), występującym na ścianach wielu jaskiń, lecz tworzyły się w warunkach bardziej długotrwałego i wolniejszego przepływu, za czym przemawiają ich większe rozmiary i brak wyraźnej asymetrii nachylenia ścian. Być może, że duże kotły wirowe tworzyły się w miejscach, w których łączyły się wody dopływające z różnych kanałów, jak to sugeruje Z. Wójcik w odniesieniu do podobnych form w jaskini Naciekowej w Tatrach (1961), choć w jaskiniach omawianego obszaru nie widać na to bezpośrednich dowodów. Biorąc pod uwagę rozmiary kotłów w wąskich korytarzach i w wielkich komorach, przypuszczać można, że wielkość kotłów jest odwrotnie proporcjonalna do szybkości przepływu.

Wnęki o predyspozycji tektonicznej. W wielu jaski-

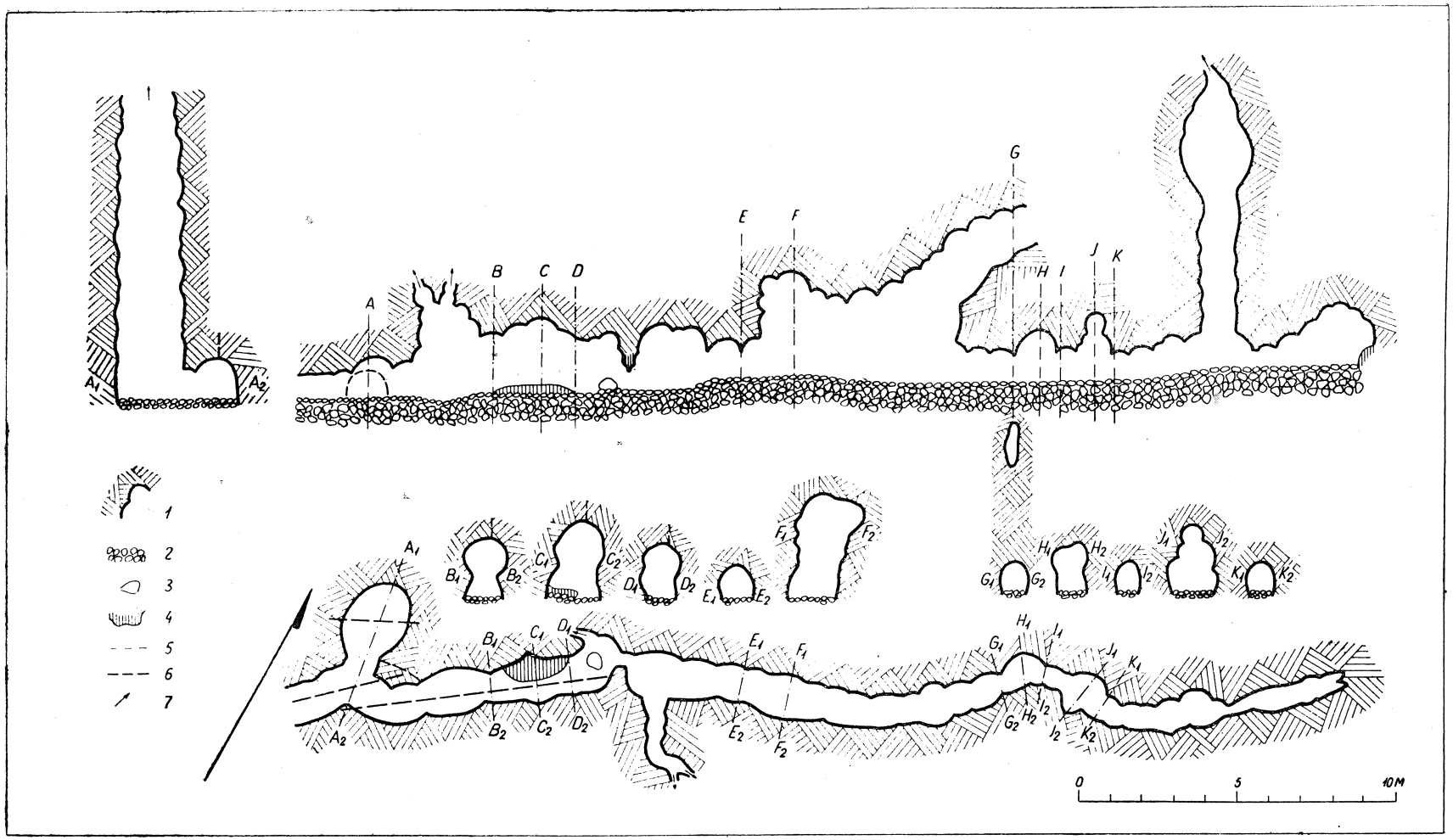


Fig. 13. Plan, przekrój podłużny i przekroje poprzeczne końcowego korytarza jaskini Ciemnej. W stropie korytarza rozwinięte są liczne kotły wirowe. 1 — ściana korytarza (wapień jurajski); 2 — otoczaki wapienne; 3 — większe bloki wapienia; 4 — większe pokrywy naciekowe; 5 — linie przekrojów poprzecznych; 6 — wyraźniej zaznaczające się linie spękań ciosowych; 7 — korytarz zakończony szczeliną lub bardzo ciasnym kanałem

Fig. 13. Longitudinal vertical section and cross sections of the terminal gallery in the Ciemna cave. Numerous roof holes are developed in the gallery. 1 — gallery wall (Jurassic limestone); 2 — limestone pebbles; 3 — large limestone blocks; 4 — major flowstone covers; 5 — lines of cross sections; 6 — distinct joints; 7 — gallery terminated with a fissure or with a very narrow tube

niach pospolicie występują rozmaitego rodzaju wąskie, lecz wydłużone zagłębienia rozwinięte na spękaniach ciosowych. Ich szerokość mierzona prostopadle do szczeliny jest zawsze niewielka w stosunku do długości i wysokości mierzonych w płaszczyźnie szczeliny. Zazwyczaj wnęki kończą się ślepo, a tylko w niektórych przypadkach przechodzą w nieznacznie tylko rozszerzoną szczelinę. Nigdy jednak wnęki tego rodzaju nie są związane z bocznymi kanałami uchodzącymi do głównego korytarza, lecz stanowią tylko lokalne rozszerzenie rozmyte na szczelinach ciosowych.

Szczególną odmianą wnęk są krótkie, lecz szerokie i wysokie komory rozwinięte w miejscach, gdzie główny korytarz przecięty jest przebiegającą poprzecznie szczeliną. Formy tego rodzaju, częściowo jednak już zmienione, występują w dużej ilości w jaskini Zbójeckiej.

Stosunkowo bardzo często obserwować można w stropie korytarza podłużną wnękę wytworzoną na szczelinie, która predysponowała rozwój korytarza (por. str. 465).

Większość form o typie wnęk, a szczególnie wnęki wymyte na stropie korytarzy, zawdzięcza swe istnienie działaniu wody, przepływającej pod ciśnieniem, w warunkach freatycznych. Niekiedy jednak formy tego rodzaju położone w pobliżu otworu jaskini mogły powstać wskutek wietrzenia.

K a n a ł y o t y p i e a n a s t o m o z ó w i r u r k r a s o w y c h. Kanały o typie anastomozów (por str. 454, tabl. XLIII, fig. 1, 2) spotykane bywają w jaskiniach stosunkowo rzadko i nigdzie nie są rozwinięte w tak klasycznej postaci jak w przypadku niektórych odsłonięć powierzchniowych, np. kamieniołomu w Bodzowie (str. 451) i kamieniołomu na Kapelance (str. 454). Najlepiej są one wykształcone w jaskini Łokietkowej, Kryspinowskiej i Wierzchowskiej Górnej, słabiej w jaskini na Tomaszówkach Dolnych, jaskini Twardowskiego i kilku innych.

Korytarze w kształcie typowych rur krasowych o okrągłym przekroju występują również bardzo rzadko. Znane są one z wymienionych poprzednio jaskiń, ponadto z jaskini Górnej w Okopach i Jaskini Borsuczej w Podskalanach.

P a r t i e j a s k i ń o c h a r a k t e r z e g ą b c z a s t y m i s i e c i o w y m. Formy tego typu określane są przez J. H. B r e t z a (1942) jako „spongework" i „network". W pierwszym przypadku jest to labirynt bezładnie przebiegających kanałów, często mających postać rur krasowych, w drugim korytarze tworzą rodzaj sieci i rozwinięte są na dwóch systemach krzyżujących się ze sobą spękań ciosowych.

Za partię jaskini o charakterze gąbczastym, dość znacznie później zmienioną, można uważać korytarze górnego poziomu jaskini Wierzchowskiej Górnej, położone na W od Kostnicy. Typ mieszany, gąbczasto-sieciowy reprezentuje jaskinia Kryspinowska. Składa się ona z szeregu ciasnych, niekiedy krętych korytarzy, przedzielonych filarami i rozwiniętych na różnych poziomach. Większość korytarzy rozwiniętych jest na szczelinach ciosu lub wzdłuż fug międzyławicowych. Korytarze jaskini nie noszą śladów rozmywania związanego ze zorientowanym kierunkowo przepływem wody.

F o r m y w a d y c z n e

Formy wadyczne zostały wymyte przez potoki, które swobodnie przepływały po dnie jaskini. Na omawianym obszarze są one reprezentowane przez rynny denne, meandry wcięte w ściany i dno korytarzy, a wreszcie przez poziome rozmycia ścian (fig. 14).

Formy tego rodzaju są rzadko dostępne dla obserwacji, bowiem dno większości jaskiń pokrywa gruba warstwa osadów. Niewątpliwie są one bardzo pospolite, gdyż zawsze natrafia się na nie po usunięciu namuliska.

Rynny denne. Są to zagłębienia o mniej więcej pionowych ścianach i zwykle prostolinijnym przebiegu, rozwinięte wzdłuż szczeliny, która warunkowała rozwój korytarza. Zajmują one dno korytarza, który ponad nimi wyraźnie się rozszerza, tworząc z obu stron rodzaj półek skalnych. Półki te są fragmentami dawnego, skalnego korytarza, w które wciął się potok przepływający przez jaskinię.

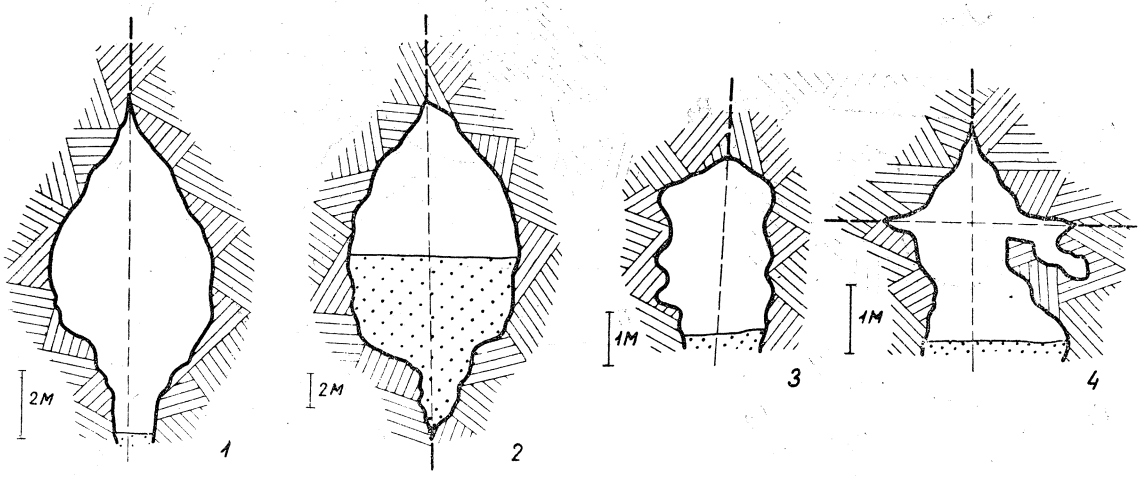


Fig. 14. Pionowe przekroje korytarzy jaskiniowych ze śladami rozmycia przez wadyczne potoki. 1 — korytarz w pobliżu wejścia do jaskini Wierzchowskiej Górnej z charakterystyczną rynną denną; 2 — korytarz wejściowy do jaskini Nietoperzowej z rynną denną odsłoniętą w czasie prac wykopaliskowych; 3 — korytarz jaskini Krakowskiej; na ścianach widoczne poziome rozmycia; 4 — korytarz w jaskini Łokietkowej (między salą Rycerską a Kuchnią) z wcięciami meandrów na wyższym i niższym poziomie. Osady oznaczone kropkami

Fig. 14. Vertical sections of cave galleries with traces of solution cavities made by vadose streams. 1 — gallery near the entrance to the Wierzchowska Górna Cave with characteristic bottom channel; 2 — entrance gallery in the Nietoperzowa Cave with bottom channel uncovered in the course of excavation work; 3 — gallery in the Krakowska Cave. Horizontal cavities visible upon walls; 4 — gallery in the King Łokietek's Cave (between the Sala Rycerska chamber and the Kuchnia chamber) with meanders cut in upper and lower levels. Sedimentary fill dotted

Rynny denne widoczne są przede wszystkim w przyotworowych częściach jaskiń, m. in. w północnym wejściu do jaskini Wierzchowskiej Górnej (tabl. XLV, fig. 1). Odsłonięto je także w czasie prac wykopaliskowych w jaskiniach Nietoperzowej i Koziarni.

Meandry. W korytarzach niektórych jaskiń obserwuje się kręte, stosunkowo wąskie rynny przebiegające zakolami od jednej ściany do drugiej. Wymyte są one albo w dnie, albo też rozcinają półki skalne zachowane niekiedy po jednej lub po obu stronach korytarza. W tych ostatnich przypadkach zachowane są zazwyczaj tylko pojedyncze zakola.

Rynny tego rodzaju są dziełem niewielkich potoków swobodnie meandrujących po dnie korytarzy jaskiniowych. W rzucie poziomym przebieg ich jest identyczny jak meandrów potoków powierzchniowych. W przekrojach pionowych (fig. 15) widać, że w miarę pogłębiania się zakola jego rynna wcinała się w skałę po zewnętrznej stronie łuku. W związku z tym zazwyczaj obie ściany meandra nie są pionowe, lecz ukośnie nachylone.

Najlepiej zachowane meandry znajdują się w jaskini Łokietkowej,

przy końcu bocznego korytarza za salą Rycerską oraz w chodniku wiodącym z tej komory do Sypialni. Ślady nisz zakolowych obserwować można także w innych jaskiniach, m. in. Wierzchowskiej Górnej i Nietoperzowej.

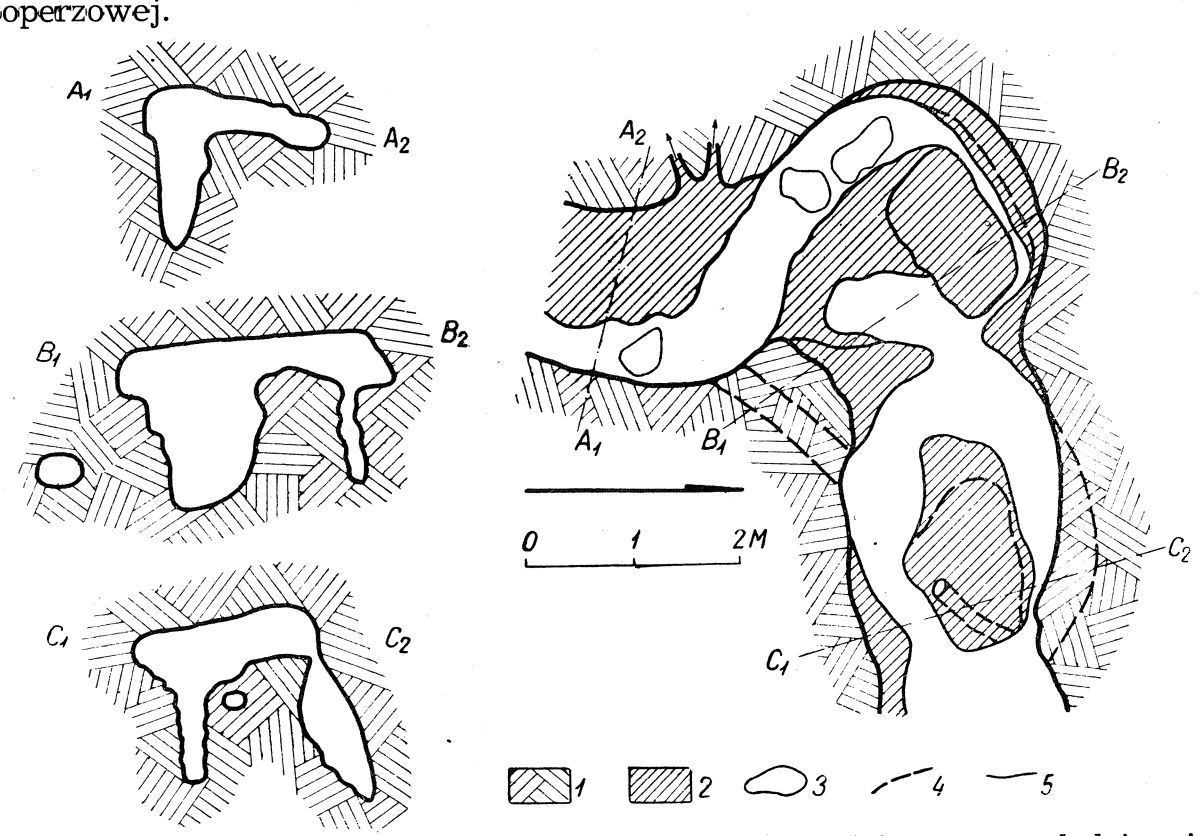


Fig. 15. Plan i przekroje fragmentu bocznego korytarza, położonego w południowej części jaskini Łokietkowej. Wyraźnie widoczne są meandry, wcięte w skalne dno i ściany korytarza. 1 — wapień jurajski; 2 — poziomy skalne dawnego dna korytarza (na planie); 3 — luźne bloki wapienia; 4 — zarys rozmyć rozwiniętych poniżej poziomu płaszczyzny planu

Fig. 15. Plan and sections of a part of a gallery in the southern part of the Łokietek's Cave, branching from the main gallery. Note meanders cut into the rocky bottom as well as in the gallery walls. 1 — Jurassic limestone, 2 — rock levels of the former gallery bottom (upon the plan); 3 — loose limestone blocks; 4 — outline of cavities developed below the plan level

Poziome rozmycia ścian korytarzy. Formy tego rodzaju przedstawiają się jako zagłębienia ciągnące się poziomo wzdłuż ścian jaskini. Spotykane są bardzo rzadko. Dobrze rozwinięte są tylko w jaskini Krakowskiej (tabl. XLV, fig. 2), gdzie prawdopodobnie uwarunkowane są rozmaitą rozpuszczalnością w obrębie wapieni ławicowych.

Wysokościowe rozmieszczenie jaskiń

W dotychczasowych publikacjach (Z. Ciętak (1935), K. Kowalski (1951)) dane dotyczące wysokości otworów jaskiń podawane były zazwyczaj tylko orientacyjnie i w wielu przypadkach obarczone były dużym błędem [1].

[1] Np. według Ciętaka i Kowalskiego wysokość jaskini Zbójeckiej wynosi 410 m npm., a 60 m nad dnem wąwozu Jamki. Według pomiarów autora, dwukrotnie sprawdzanych, wysokości te wynoszą w rzeczywistości tylko 365 — 370 m npm. i 27 m (±) nad dnem Jamek.

W tej sytuacji dla uzyskania możliwie dokładnych danych konieczne okazało się wykonanie nowych pomiarów. Autor używał altimetru systemu Paulin AB, wskazującego wysokość z dokładnością do 2 m. Wysokość względna obliczana była w odniesieniu do dna doliny (terasy zalewowej potoku). Obliczenia wysokości bezwzględnej obarczone są błędem w granicach 4 — 5 m.

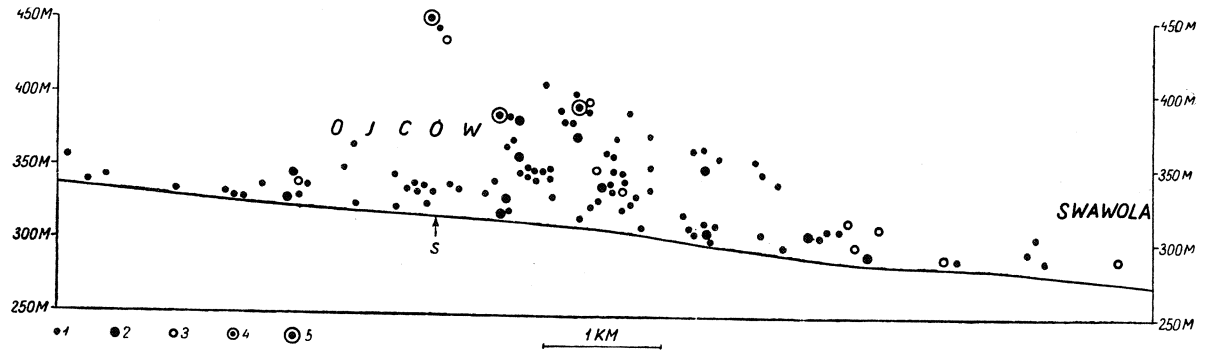


Fig. 16. Wysokościowe rozmieszczenie otworów jaskiń na zboczach doliny Prądnika między Grodziskiem a Swawolą. Punkty oznaczają otwory jaskiń. 1 — 10 m długości korytarzy; 2 — od 10 — 20 m; 3 — od 20 — 50 m; 4 — od 50 — 100 m; 5 — powyżej 100 m

Fig. 16. Altitudes of cave mouthes upon the slopes of the Prądnik valley between Grodzisko and Swawola. Dots designate cave mouthes. 1 — up to 10 m gallery length; 2 — from 10 to 20 m; 3 — from 20 to 50 m; 4 — from 50 to 100 m; 5 — above 100 m

Systematyczne pomiary przeprowadzone zostały jedynie na zboczach doliny Prądnika między Grodziskiem a Swawolą, w dolinie Sąspowskiej i w wąwozie Jamki. W innych okolicach, gdzie zagęszczenie jaskiń jest mniejsze, pomiary wysokości dokonywane były wyrywkowo.

W czasie pomiarów obliczano wysokość położenia dna w otworze wejściowym do jaskini. Stosunkowo rzadko dno stanowiła lita skała, najczęściej był to poziom osadów, których miąższość nie jest znana, a może wahać się od 1 — 8 metrów. Wniosek z tego, że wyniki pomiarów muszą być traktowane jako przybliżone, i to w granicach co najmniej kilku metrów.

Obraz uzyskany na podstawie przeprowadzonych pomiarów sprawia wrażenie dużej przypadkowości w wysokościowym rozmieszczeniu jaskiń zarówno w odniesieniu do dna doliny, jak też i w stosunku do poziomu morza. Niemniej jednak w przypadku środkowego odcinka doliny Prądnika (fig. 16) można stwierdzić, że największe zagęszczenie jaskiń przypada na wysokość 10 — 20 m, 30 — 40 m, a ponadto 50 — 55 m i 65 — 80 m. Wydaje się, że dwa pierwsze „poziomy" można ewentualnie wiązać z terasami skalnymi rozwiniętymi tutaj na wysokości 10 — 15 m i 25 — 40 m, wzmiankowanymi przez M. Drzał (1954).

Na uwagę zasługuje fakt, że większe jaskinie położone są na ogół w wyższych partiach zboczy i nigdzie nie występują niżej niż 10 m nad dzisiejszym dnem doliny.

Osady jaskiniowe

Ze względu na zupełny brak naturalnych odsłonięć, w których widoczny byłby profil osadów pokrywających dno jaskiń, znajomość litologii i stratygrafii tych osadów ogranicza się niemal wyłącznie do danych

uzyskanych podczas archeologicznych prac wykopaliskowych [1]. Relacje z prac tego rodzaju w odniesieniu do osadów są niestety lakoniczne i ogólnikowe. Dopiero doskonale dokumentowane badania M. i W. Chmielewskich, zapoczątkowane w ostatnich latach, dostarczają pełnowartościowego materiału także i dla celów geologicznych. Niestety w obecnej chwili ograniczone są one tylko do przyotworowych części jaskini Nietoperzowej i Koziarni.

Dno wstępnych części wszystkich niemal jaskiń pokryte jest osadami, które — ogólnie rzecz biorąc — złożone są z materiału allochtonicznego reprezentowanego przez less lub rzadziej glinę oraz z materiału autochtonicznego, jakim są okruchy wapienia. W poszczególnych warstwach stosunek obu tych składników do siebie bywa różny. Prócz tego w profilu osadów jaskiniowych występują warstwy scementowane naciekiem.

Okruchy wapienne w niektórych warstwach są ostrokrawędziste, w innych są zwietrzałe i mają zaokrąglone krawędzie. Według W. Chmielewskiego (1958) pierwsze pochodzą z okresów klimatu chłodnego, drugie z okresów klimatu cieplejszego panującego w interglacjałach lub interstadiałach, kiedy to kapiące ze stropu krople wody powodowały mechanicznie i chemicznie obtoczenie okruchów wapiennych. Z cieplejszymi okresami mogą być także związane polewy naciekowe, jak to sugeruje K. Kowalski (1951), a odnośnie do jaskiń Wielkiej Brytanii podnosi G. T. Warwick (1953).

Nie wnikając w szczegóły stratygrafii osadów jaskiń omawianego obszaru, można jednak ogólnie stwierdzić, że do tej pory nie znaleziono w nich fauny czy flory, która mogłaby mówić o wieku starszym niż schyłek zlodowacenia Riss (p. K. Kowalski, 1961). Główna masa datowanych osadów jaskiniowych pochodzi z okresu ostatniego interglacjału i glacjału. Poniżej tych osadów występują jedynie płone warstwy niewielkiej stosunkowo miąższości, złożone z gruzu wapiennego zmieszanego z materiałem pelitycznym, warstwy gliniasto-piaszczyste, a w spągowej części profilu czerwone gliny o typie terra rossa. Glinom tym najprawdopodobniej odpowiadają osady, które obserwuje się niekiedy w głębi jaskiń. Glina tego rodzaju wypełnia boczny korytarzyk, który wiedzie z dna Kostnicy w jaskini Wierzchowskiej Górnej; znaleźć ją można w rynnach niektórych meandrów w jaskini Łokietkowej oraz w korytarzu na dnie jaskini Racławickiej.

Podkreślić trzeba, że w południowej części Wyżyny Krakowskiej nie zanotowano do tej pory faktów, które mogłyby świadczyć o fazach wyprzątania jaskiń z wypełniających je dawniej osadów klastycznych. W takim przypadku resztki tych osadów powinny się zachować w kieszeniach i wnękach na ścianach jaskini, jak to podkreśla wielu autorów, m. in. J. H. Bretz (1942), G. T. Warwick (1953), N. A. Gozdieckij (1954).

Młodsze warstwy osadów jaskiniowych, spotykane w pobliżu otworu, wyklinowują się prawdopodobnie w kierunku wnętrza jaskini. Zdaje się na to wskazywać fakt, podnoszony przez K. Kowalskiego (1951), że w głębi jaskini na powierzchni osadów spotyka się liczne kości niedźwiedzia jaskiniowego, które przy wejściu znajdowane są w głębszych warstwach. Jednocześnie w odległych od otworu korytarzach występuje niekiedy namulisko żwirowe, złożone z otoczaków wapiennych, niewątpliwie

---

[1] Wykaz publikacji archeologicznych i przegląd badań podaje K. Kowalski (1953) oraz W. Chmielewski (1959).

naniesionych tutaj przez podziemny potok. Najbardziej typowym przykładem może być tutaj ciasny korytarz w jaskini Ciemnej. Odpowiedników tego rodzaju warstwy nie spotyka się w profilu osadów w otworze jaskini.

Utwory naciekowe jaskiń omawianego obszaru nie były do tej pory badane. Niewątpliwie tworzyły się one w kilku okresach, na co wskazuje obecność kilku poziomów scementowanych naciekiem, które obserwuje się w profilu osadów dennych, a o czym świadczy także rozmycie starszej generacji nacieku, widoczne w korytarzu jaskini Ciemnej (p. str. 477).

Geneza i rozwój jaskiń

Pozostawiając do omówienia w ostatnim rozdziale bardziej ogólne zagadnienia dotyczące rozwoju krasu w południowej części Wyżyny Krakowskiej, tutaj pragnę przedstawić kilka wniosków, jakie można wyciągnąć na podstawie danych, zebranych w jaskiniach omawianego obszaru.

Jak wynika z przedstawionego powyżej materiału, w szeregu jaskiń omawianego obszaru zachowane są stropowe kotły eworsyjne (wirowe), szpary stropowe oraz wnęki, które wskazują na rozwój korytarzy i komór jaskini w warunkach freatycznych. Równocześnie powszechnie występują w jaskiniach formy stadium wadycznego. Formy jednego i drugiego rodzaju spotykane są w tych samych jaskiniach (Ciemnej, Łokietkowej, Wierzchowskiej Górnej, Nietoperzowej, Zbójeckiej, Koziarni i wielu innych), co świadczy o tym, że system kanałów cyrkulacji krasowej rozwijał się początkowo w strefie saturacji, a następnie był modelowany przez wadyczne potoki, które przepływały po dnie jaskini.

W obszarach krasowych otwory jaskiń, z których współcześnie wypływają potoki, położone są z reguły w pobliżu dna głównej doliny [1]. Spowodowane jest to tym, że w miarę obniżania się dna doliny wody potoku, który przepływa przez jaskinię, rozmywają intensywnie prowadzące ku dołowi kanały i w krótkim stosunkowo czasie tworzą nowy wypływ w postaci wywierzyska znajdującego się na nowym, niższym poziomie dna doliny. Kanały krasowe, które doprowadzają wodę do nowego wywierzyska, są początkowo całkowicie wypełnione wodą, z biegiem czasu jednak przekształcone zostają w mniej lub bardziej poziomo rozwinięty system korytarzy nowego piętra jaskini.

Wywierzyska położone wysoko ponad dnem doliny spotykane mogą być tylko wówczas, gdy poniżej nich istnieje warstwa nierozpuszczalna, albo też w tym przypadku, gdy proces pogłębiania się doliny zachodzi szybciej niż rozwój sieci kanałów cyrkulacji krasowej. Tego rodzaju sytuacja może zachodzić jedynie wyjątkowo, i to w obszarach górskich o dużych deniwelacjach. Na obszarze Wyżyny Krakowskiej ani jeden, ani też drugi z tych przypadków nie mógł mieć miejsca. Dlatego też można przyjąć, że otwory jaskiń, w których znajdują się ślady swobodnego przepływu podziemnych potoków, były modelowane przez nie wówczas, gdy znajdowały się w pobliżu poziomu ówczesnego dna doliny. Wynika stąd wniosek, że rozwój jaskiń i wcinanie się dolin przebiegać musiały mniej więcej jednocześnie.

W każdym razie współcześnie z pogłębianiem dna doliny zachodziło

[1] Odnosi się to do krasu rozwijającego się w grubym kompleksie wapieni, takim jak wapienie górnej jury obszaru krakowskiego.

ostateczne modelowanie jaskini przez wadyczne potoki; starsze, freatyczne stadium rozwoju jaskini jest albo bezpośrednio tylko wcześniejsze, albo też może ewentualnie być związane z innym, starszym okresem rozwoju morfologicznego omawianego obszaru. Drugi przypadek jest tutaj jednak mniej prawdopodobny.

Związek pomiędzy rozwojem jaskiń a rozwojem dolin nie musi wcale pociągać za sobą rozmieszczenia tych pierwszych na ściśle określonych poziomach odpowiadających położeniu dawnego dna doliny w okresach powstawania dawnych poziomów dolinnych. Niezależnie od wyrażonych poprzednio zastrzeżeń odnośnie do trudności w dokładnym wyznaczaniu wysokości położenia jaskini (patrz str. 473), sam charakter cyrkulacji wody w krasie stwarza możliwość istnienia odchyleń w granicach co najmniej kilku metrów. Swoista przypadkowość w rozwoju sieci kanałów krasowych, która zaznacza się szczególnie w stadium freatycznym, powoduje, że nieraz w bezpośrednim sąsiedztwie czynne być mogą jednocześnie wypływy z dwóch odrębnych systemów, podobnie jak to np. ma miejsce w przypadku Fontaine Noire i Guiers Mort w masywie Dent de Crolles. Jeden z tych wypływów może mieć charakter wywierzyska, do którego dopływ przebiega w warunkach freatycznych, podczas gdy obok może istnieć jaskinia modelowana intensywnie przez potok przepływający swobodnie po jej dnie, a tylko miejscami tworzący jeszcze syfony. Jeżeli wziąć pod uwagę jeszcze szereg innych czynników, jak rozmaitą ilość przepływającej wody, ewentualne lokalne różnice w rozpuszczalności skały itd., to staje się oczywiste, że tuż obok siebie rozwinąć się mogą na nieco różnej wysokości dwie różnej wielkości jaskinie.

W świetle tego jest rzeczą zrozumiałą, że obraz uzyskany z pomiarów wysokości położenia jaskiń (fig. 16) sprawia wrażenie przypadkowości w ich rozmieszczeniu.

Na podstawie skąpego i z konieczności fragmentarycznego materiału obserwacyjnego trudno jest w bardziej ścisły sposób określić, jaki przebieg miało wcześniejsze, freatyczne stadium rozwoju jaskiń omawianego obszaru.

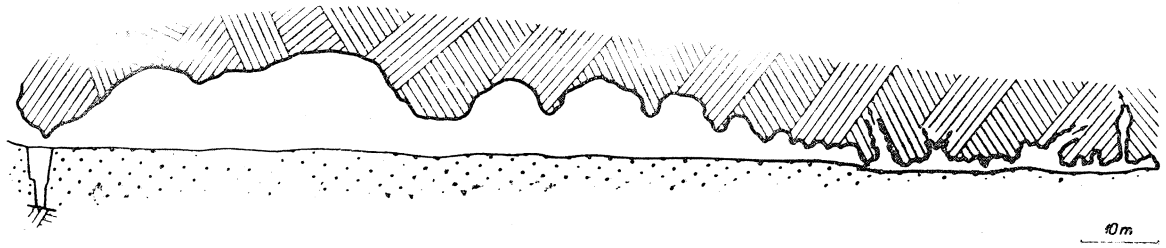


Fig. 17. Przekrój (wyprostowany) jaskini Ciemnej. Wapień oznaczony szrafowaniem, osady wypełniające dno jaskini — kropkami. U wejścia do jaskini zaznaczony wkop S. Krukowskiego z r. 1918

Fig. 17. Section (straightened) of the Ciemna Cave. Diagonal hathing — limestones, dots — deposits covering the cave bottom. At the cave entrance the exposure made by S. Krukowski in 1918

Na uwagę zasługuje tutaj fakt, że strop korytarzy całego ciągu jaskini, jakkolwiek wykazuje nieraz znaczne nierówności w postaci kotłów, kominów itd., jednak w ogólności rozwinięty jest mniej więcej poziomo, czego przykładem może być fig. 17. Ponieważ na stropie jaskiń widoczne są w wielu przypadkach typowe formy freatyczne, można przypuszczać, że rozwój korytarzy jaskiniowych związany być musiał z poziomo skierowanym przepływem, ale jeszcze w obrębie strefy saturacji. Odpowiada

to koncepcjom wysuwanym ostatnio przez wielu autorów (G. W. Moore 1960, W. E. Davies 1957, 1960, W. R. Halliday 1957, G. H. Deike 1960, W. B. White 1960, J. V. Thrailkill 1960), zgodnie z którymi największe nasilenie procesu tworzenia się korytarzy większości jaskiń odbywa się w najwyższej, płytkiej części strefy saturacji. W pewnym sensie jest to także zgodne z dawną hipotezą A. C. Swinnertona (1932) o tzw. „lateral flow", a odpowiada teoretycznym rozważaniom R. Rhoadesa i M. N. Sinacoriego (1941) o tendencji do powstawania obszernego, poziomego korytarza (master conduit) na drodze do miejsca wypływu.

Pewne dane świadczą o tym, że niektóre jaskinie po dostaniu się w strefę aeracji mogły ponownie być całkowicie wypełniane przez przepływającą wodę. Dowód na to można znaleźć w korytarzu Jaskini Ciemnej. Naciek, który pokrywa tutaj ścianę i strop korytarza, został powtórnie rozmyty, przy czym jest rzeczą charakterystyczną, że rozmycie to ma kształt kotłów wirowych (fig. 18, tabl. XLIV, fig. 2). Najprawdopodobniej zjawisko to związane było z okresowymi przyborami wody, spowodowanymi zapewne gwałtownymi ulewami.

Przedstawiony wyżej ścisły związek, jaki zachodzić musiał między rozwojem większości jaskiń na obszarze południowej części Wyżyny Krakowskiej a rozwojem sieci dolinnej, pozwala tym samym na określenie wieku tworzenia się tych jaskiń [1]. Przyjmując, że zasadniczy proces rozcinania omawianego obszaru siecią współcześnie istniejących dolin rozpoczął się po środkowym tortonie i był rezultatem deniwelacji tektoniki uskokowej (por. str. 438—442), otrzymujemy wiek jaskiń: mogły się one tworzyć u schyłku miocenu, w pliocenie i ewentualnie w początkach plejstocenu. Warunki klimatyczne, jakie w owym czasie panowały — szczególnie w pliocenie (por. M. Tyczyńska, 1957; M. Klimaszewski, 1958 a, 1958 b) — sprzyjały zarówno rozwojowi procesów krasowych, jak też i powstawaniu dolin.

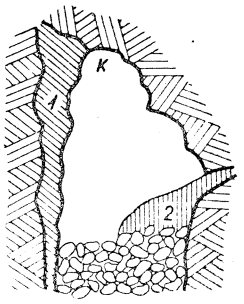


Fig. 18. Schematyczny przekrój przez korytarz w jaskini Ciemnej. 1 — starsza generacja nacieków; 2 — młodsza generacja nacieków; K — kocioł wirowy rozwinięty częściowo w wapieniu, a częściowo w nacieku. W dnie korytarza osady złożone z otoczaków wapiennych

Fig. 18. Schematic section of the gallery in the Ciemna cave. 1 — older generation of flowstone; younger generation of flowstones; K — ceiling hole developed partly in limestone, and partly in flowstone. At the gallery bottom deposits consisting of limestone pebbles

Wydaje się jednak, że w przypadku podziemnych form cyrkulacji krasowej znaczenie klimatu jako czynnika kontrolującego rozwój krasu jest nieco mniejsze niż w przypadku form powierzchniowych, choć oczywiście również odgrywa poważną rolę. Na pierwsze miejsce wysuwa się tutaj sytuacja przestrzenna kompleksu wapiennego i cechy skały. Przyczyną tego jest fakt, że w przypadku form powierzchniowych skała atakowana jest, ogólnie rzecz biorąc — na całej powierzchni, a w przypadku form cyrkulacji podziemnej regułą jest zawsze mniejsza lub wię-

[1] Współczesność obu procesów, krasowienia i powstawania dolin, podnosi ostatnio J. Roglić (1956), a pogląd ten akceptuje także H. Lehmann (1956).

ksza koncentracja przepływu, a wówczas obok chemizmu wody w poważnym stopniu zaczyna oddziaływać jej szybkość oraz charakter przepływu. Na te ostatnie dwa czynniki dopiero niedawno zwrócił uwagę C. A. K a y e (1957). Doświadczenia tego autora dowiodły, że działalność korozyjna roztworu na wapień w dużym stopniu zależy od szybkości przepływu, a zwiększa się ponadto bardzo znacznie przy przepływie burzliwym. Przepływ tego rodzaju praktycznie występuje zawsze w kanałach podziemnej cyrkulacji krasowej.

WSPÓŁCZESNA SIEĆ KANAŁÓW CYRKULACJI KRASOWEJ

Na podstawie obserwacji powierzchniowych, a przede wszystkim w oparciu o badania hydrogeologiczne przeprowadzone w kilku wierceniach przebijających kompleks wapieni górnej jury można ogólnie stwierdzić, że współcześnie w tych skałach istnieje stosunkowo dobrze rozwinięty system cyrkulacji wody.

Trudno dokładnie określić, w jakim stopniu ów system krążenia składa się z rozszerzonych szczelin tektonicznych, a w jakim z rozmytych krasowo kanałów. Obserwacje rdzeni wiertniczych oraz stosunkowo częste zjawiska opadania świdra pozwalają przypuszczać, że proces rozpuszczania skały odgrywał poważną rolę w wytworzeniu się sieci cyrkulacji wody. Jednocześnie jednak można twierdzić, że rozmiary krasowych kanałów są niewielkie, średnica ich wynosi najwyżej kilkanaście centymetrów, a wyjątkowo tylko może być większa.

Jak wynika z danych uzyskanych z wierceń, woda w wapieniach jurajskich przykrytych osadami senonu lub iłami tortońskimi znajduje się często w warunkach artezyjskich i wykazuje samowypływ z otworu (Batowice, Raciborowice, Zesławice, Kurdwanów, Zabierzów), na ogół jednak niezbyt obfity rzędu kilku m^3 na godzinę. Interesująca jest bardzo duża drożność, jaka cechuje wapienie jurajskie w niektórych rejonach. Jak podaje J. M y s z k a (1961) współczynnik filtracji obliczany dla wierceń w rejonie Nowej Huty wahał się w granicach od $3{,}9 \cdot 10^{-5}$ do $7{,}9 \cdot 10^{-5}$ m na sek. Promień zasięgu oddziaływania otworów bywa rozmaity, ale może być bardzo duży, przekraczając kilkakrotnie promień obliczony na podstawie klasycznych wzorów. Promień ten wynosi nieraz kilka km. Warto również wspomnieć, że płuczka używana przy wierceniu w Bęble ginęła w otworze, a wypływała w odległym o 1,5 km wywierzysku w Wierzchowiu.

O krasowym charakterze sieci krążenia wody w wapieniach jurajskich świadczyć może fakt, że w kilku otworach wiertniczych i głębokich studniach nie natrafiono w ogóle na wodę w wapieniach jurajskich (Rybna, Dąbie, Będkowice, Pychowice). W dwóch otworach na Salwatorze, odległych od siebie o 60 m, natrafiono na wodę na głębokościach 24 m i 45 m.

Wody z wapieni jurajskich czerpane z niewielkich zrębów tektonicznych otulonych iłami tortońskimi wykazują zwykle dość silne zmineralizowanie. Świadczy to o przenikaniu do wapieni wód z miocenu.

Wydaje się, że współcześnie w wapieniach górnej jury obszaru krakowskiego rozwinięte są stosunkowo dobrze systemy podziemnego odwodnienia krasowego, które jednak wskutek rozmaitych czynników, a przede wszystkim znacznego zakrycia wapieni przez osady czwarto-

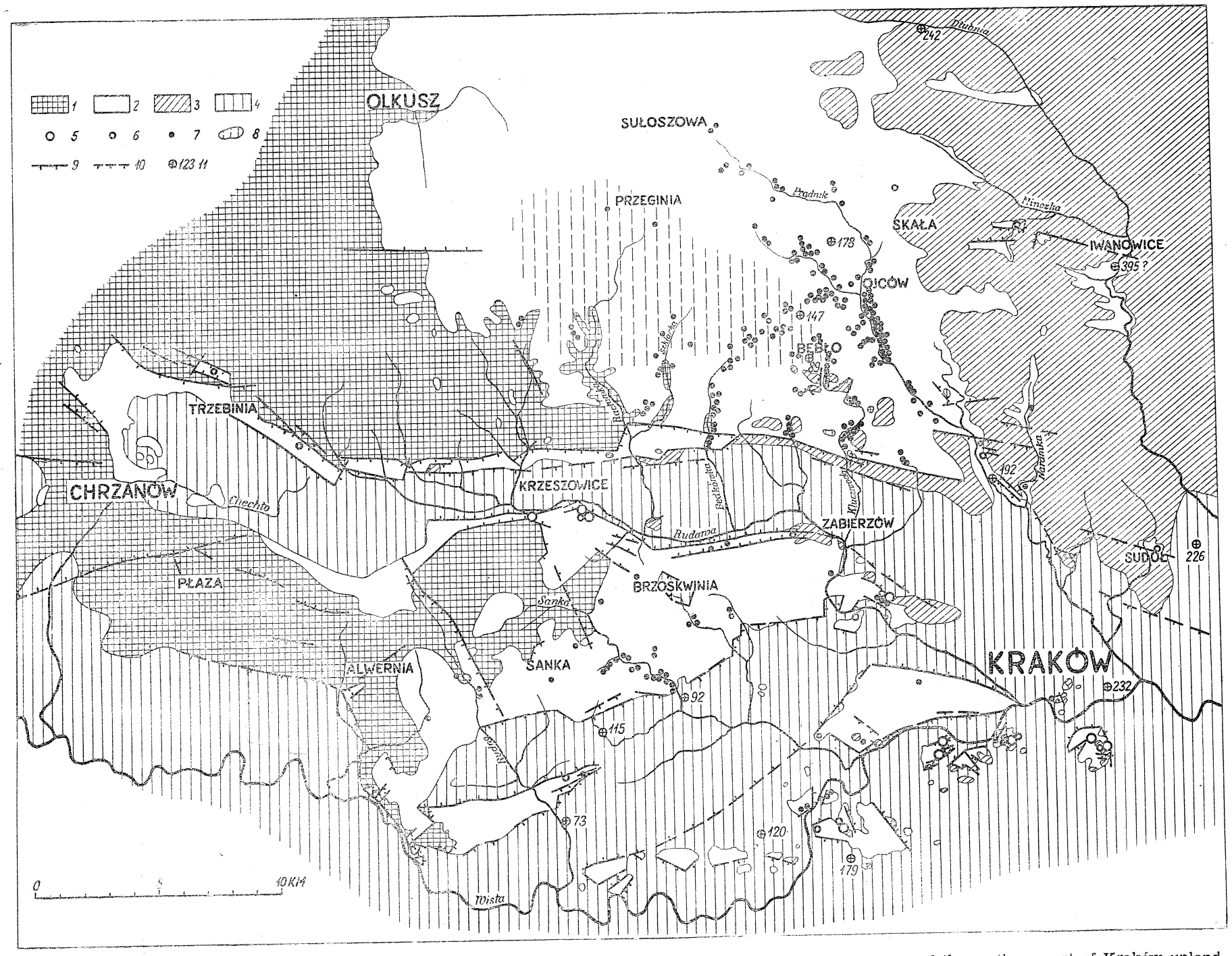


Fig. 19. Odkryta mapa geologiczna południowej części wyżyny krakowskiej
Zestawiona na podstawie: część zachodnia (po południk Brzoskwini) wg mapy 1 : 50.000 St. Doktorowicz-Hrebnickiego, część północno-wschodnia (na północ od Skały) wg mapy 1 : 300.000 S. Z. Różyckiego, część południowo-wschodnia na podstawie materiałów własnych. 1 — utwory starsze od górnej jury; 2 — górna jura; 3 — kreda; 4 — miocen; 5 — pojedyncze kopalne studnie krasowe lub ich skupienia; 6 — inne kopalne formy cyrkulacji krasowej; 7 — jaskinie (pojedyncze lub większe skupienia); 8 — obszar występowania skałek o typie mogotów; 9 — stwierdzone uskoki (lub strefy uskoków); 10 — prawdopodobne uskoki lub strefy uskoków; 11 — miąższość wapieni górnej jury w wierceniu

Fig. 19. Solid geological map of the southern part of Kraków upland
Western part (to the meridian of Brzoskwinia) after the 1 : 50.000 map by St. Doktorowicz-Hrebnicki, north-eastern part (N of Skała) after the 1 : 300.000 map by S. Z. Różycki, south western part according to the author's material. 1 — deposits older than Upper Jurassic; 2 — Upper Jurassic; 3 — Cretaceous; 4 — Miocen; 5 — separate fossil karst shafts or their groups; 6 — other fossil forms of karst circulation; 7 — caves (either separate or major groups); 8 — area upon which mogot type klippes appear; 9 — stated faults or zones of faults; 10 — probable faults or zones of faults; 11 — thickness of Upper Jurassic limestones in bore holes

rzędowe i trzeciorzędowe, przewodzą niewielkie tylko ilości wody. W północnej części omawianego obszaru systemy te są obecnie całkowicie oddzielone od fragmentów dawnych systemów cyrkulacji krasowej, jakimi są dostępne dzisiaj jaskinie.

ROZWÓJ KRASU W WAPIENIACH GÓRNEJ JURY

Zasadnicze wyniki badań nad rozwojem systemu kanałów krążenia krasowego w wapieniach górnej jury południowej części Wyżyny Krakowskiej dadzą ująć się w kilka punktów:

1) Zjawiska krasowe rozwijały się za każdym razem, ilekroć kompleks wapieni jurajskich był wynurzony nad poziom morza i przynajmniej częściowo odsłonięty. Szczególnie wyraźnie zaznaczyły się dwa okresy rozwoju sieci kanałów cyrkulacji krasowej. Pierwszy z nich wiąże się z usuwaniem pokrywy osadów senońskich, a drugi z rozwojem dolin rozcinających południową część Wyżyny.

2) Rozwój kanałów krasowych związany jest wyłącznie z wapieniami skalistymi i ławicowymi; nie obserwowano ich w wapieniach płytowych. Wobec jednakowego niemal składu chemicznego wszystkich trzech typów wapieni o podatności do tworzenia się sieci cyrkulacji krasowej decydować muszą fizyczne cechy skały: negatywny wpływ ma przede wszystkim, jak się wydaje, porowatość i przepuszczalność, a w mniejszym znacznie stopniu cienkie uławicenie i duże zagęszczenie spękań ciosowych. Nieuławicone lub gruboławicowe wapienie skaliste pocięte rzadkimi spękaniami ciosowymi odznaczają się szczególną predyspozycją do wytwarzania większych kanałów krasowych. Silne spękanie skały w strefach uskokowych nie sprzyja rozwojowi kanałów krasowych o większej średnicy.

3) Dominujący w danym obszarze system spękań ciosowych musiał być rozwinięty w wapieniach jurajskich już od dawna. Świadczy o tym wypełnienie rozmytej krasowo szczeliny o kierunku 30° (p. str. 453) wypełnionej rozmytym materiałem górnego kimerydu; osady te zostały z powierzchni wapieni całkowicie usunięte jeszcze przed cenomanem. Również opisane przez S. Bukowego (1956) leje krasowe z Trojanowic i Sudołu rozwinięte są na spękaniach ciosowych. Należy sądzić, że uskoki trzeciorzędowe rozwijały się wzdłuż istniejących już w skale szczelin ciosowych.

4) W okresie rozmywania osadów senońskich tworzyły się pionowe studnie, spełniające rolę ponorów, które doprowadzały wodę do płytko pod powierzchnią położonej sieci kanałów, znajdującej się już w warunkach freatycznych. Wskutek słabo urozmaiconej rzeźby i zapewne dalekiego położenia miejsca wypływów nie doszło w tym okresie do dalszego rozwoju systemu cyrkulacji krasowej. Jednocześnie duża ilość doprowadzanego z powierzchni materiału ilastego i piaszczystego doprowadziła do szybkiego stosunkowo wypełnienia nim i zakorkowania sieci kanałów krasowych, które wskutek tego zostały zakonserwowane we wczesnej fazie stadium freatycznego.

5) Odmienne warunki panowały w okresie, w którym zachodziło rozcinanie kompleksu wapiennego głębokimi dolinami. Istnienie wywierzysk rozmieszczonych w pobliżu dna dolin umożliwiało zdefiniowany kierunkowo, a przy tym szybki przepływ w obrębie skały, a co za tym idzie — formowanie pojedynczych, dużych kanałów, z kolei zmianę warunków

freatycznych na wadyczne i w końcu doprowadzało do całkowitego wyłączenia jaskiń z systemu odwodnienia krasowego. Przyczyną, która spowodowała rozwój dolin, było powstanie na przedpolu Karpat rowu przedgórskiego oraz uskokowe ruchy tektoniczne w obrębie przedmurza.

6) Brak osadów tortonu w kopalnych formach cyrkulacji krasowej (jedynym wyjątkiem jest Kapelanka, gdzie wapień słodkowodny wnika do anastomotycznych kanałów rozwiniętych na fugach) pozwala wnosić, że rozwój dolin zachodzić musiał dopiero po ustąpieniu morza tortońskiego i po głównej fazie ruchów tektoniki uskokowej. W przypadku, gdyby rozwój dolin zachodził przed zalewem morza w górnym opolu, należałoby się spodziewać całkowitego wypełnienia ilastymi osadami istniejących już wówczas jaskiń i systemów kanałów krasowych, które w ten sposób zakonserwowane powinny przynajmniej w części zachować się aż do chwili obecnej, podobnie jak kanały wcześniej wypełnione rozmytym materiałem kredowym.

7) Rozwój krasu w wapieniach górnej jury można w ogólnych zarysach odtworzyć następująco. U schyłku jury i w ciągu kredy brak większych deniwelacji nie sprzyja rozwinięciu na większą skalę krążenia krasowego. W paleogenie w północnej części obszaru, obnażonej już spod pokrywy osadów senonu rozwija się typ krasu tropikalnego, dzięki czemu powstają formy skałkowe o typie mogotów, a obniżenia między nimi zostają zapełnione czerwonymi glinami rezydualnymi. Z końcem paleogenu lub z początkiem neogenu, być może w pewnym związku z pierwszymi, ale nieznacznymi tylko ruchami tektonicznymi, rozmywana zostaje pokrywa osadów senonu w południowej, a także i wschodniej części obszaru. Rzeźba w tym czasie jest słabo zróżnicowana. Dochodzi wówczas do wytworzenia, a następnie szybkiego wypełnienia sieci kanałów podziemnego odwodnienia.

Osady dolnego opolu zostają złożone na stosunkowo równej powierzchni podłoża. Sedymentacji górnego opolu towarzyszy główna faza zaburzeń uskokowych, dzięki której po ustąpieniu morza tortońskiego rozpoczyna się okres nadzwyczaj intensywnej erozji, m. in. powstają wtedy głęboko wcięte doliny i związane z nimi systemy dużych kanałów krasowych. Okres ten przypada na schyłek miocenu i cały pliocen, ewentualnie także i początek plejstocenu.

Z początkiem plejstocenu rzeźba południowej części Wyżyny Krakowskiej zbliżona jest do dzisiejszej. Brak jakichkolwiek śladów osadów pochodzenia lodowcowego na Wyżynie w rejonie Ojcowa pozwala przypuszczać, że ta część obszaru nie była pokryta lądolodem podobnie jak północna część pasma Krakowsko-Częstochowskiego, co do której wniosek tego rodzaju wysunął już S. Z. Różycki (1960 a). Tego rodzaju sytuacja sprzyjała zachowaniu się jaskiń. Zostały one dopiero częściowo wypełnione później wskutek namywania i nawiewania lessu.

Katedra Geologii Uniwersytetu Jagiellońskiego
Kraków

Załącznik
Appendix

CHARAKTERYSTYKA MIKROFAUNY [1]

Z osadów ilastych i marglistych występujących w krasowych kominach i kanałach przeszlamowano łącznie 35 prób. W 26 próbach zostały znalezione zespoły mikrofauny senońskiej, w sześciu zespoły wskazujące na górną jurę, częściowo przemieszane z otwornicami senońskimi, trzy zaś próby nie zawierały otwornic.

W stanie zachowania mikrofauny zaznacza się wyraźne zróżnicowanie. Otwornice pochodzące z bloków margli senońskich, z ich środkowej części (próby 26, 41, 43, 48, 62, 67), mają taki sam stan zachowania jak pochodzące ze świeżej skały odsłoniętej na powierzchni terenu. Mikrofauna jest przeważnie obfita, wapienna i aglutynująca, a skład zespołów wskazuje na wiek santon-kampan. Również nie zmieniony skład i stan zachowania mikrofauny obserwować można w próbach z iłów marglistych (santon in situ), które wypełniają kieszenie krasowe w kamieniołomie w Mydlnikach.

We wszystkich natomiast próbach pobranych z iłów zauważyć można było wtórne zmiany w stanie zachowania otwornic i nawet w składzie mikrofauny. Stosownie do tego wśród prób można wydzielić kilka grup.

Do pierwszej grupy zaliczają się próbki zawierające mikrofaunę senonu tak wapienną, jak i aglutynującą. Materiał wapiennych skorupek otwornic nie jest zmieniony, lecz wiele okazów nosi ślady uszkodzeń przez rozpuszczenie lub nadłamanie (próby 23, 33). Niektóre zespoły są wtórnie wzbogacone w otwornice aglutynujące (próba 38).

Drugą grupę stanowią próby zawierające mikrofaunę senonu tak wapienną, jak i aglutynującą, przy czym jednak materiał skorupek wapiennych jest zastąpiony przez krzemionkę. Stan zachowania tych skrzemionkowanych okazów jest dobry i dozwala rozeznać szczegóły budowy wnętrza. Świadczy to o powolnym przebiegu procesu sylifikacji materiału (próby 42, 44, 50, 53, 77, 79, 80). W procesie tym jednak dużo skorupek wapiennych uległo całkowitemu rozpuszczeniu. Np. ilość mikrofauny w „korze" bloku marglu (fig. 2, próbka 44) jest mała w porównaniu z ilością mikrofauny w marglu nie zmienionym pobranym z bloku (fig. 2, próbka 43) (por. tabela A). Natomiast widoczne jest wzbogacenie próbek w spikule gąbek krzemionkowych i w otwornice aglutynujące.

Trzecią grupę próbek charakteryzuje mikrofauna wapienna i aglutynująca, która wskazuje na górną jurę (zapewne kimeryd). Należą tutaj tylko dwie próby (74, 100), jedna z kamieniołomu w Podgórzu (Libana), druga z kamieniołomu na Kapelance. Obie pochodzą z szarooliwkowych iłów. Otwornice są tutaj wyraźnie uszkodzone lub występują w postaci ośródek.

Czwartą grupę stanowią próby zawierające mikrofaunę aglutynującą i wapienną, a przy tym pomieszane otwornice jurajskie i senońskie. Jest rzeczą charakterystyczną, że wapienne okazy jurajskie pozostają nie zmienione, natomiast wapienne otwornice senońskie mają skorupki przeobrażone na krzemionkowe (próby 30, 32, 101).

W jednym przypadku (próba 36) zarówno jurajski, jak i kredowy materiał otwornicowy posiadał skrzemionkowane skorupki.

Załączona tabela (B) podaje określenie wieku osadów, które dostarczyły materiału wypełniającego formy krasowe.

---

[1] Wg oznaczeń dr S. Gerocha.

Tabela (Table) A

Porównanie mikrofauny próbek ze skały nie zmienionej (próbka 43) i zwietrzałej partii zewnętrznej (próbka 44)

Comparison of microfauna from unaltered rock (sample 43) and the weathered outer zone of marl block (sample 44)

	próbka (sample) 43	próbka (sample) 44
Otwornice aglutyn. (Arenaceous Foraminifera)	F	F
Lagenidae	F	R
Rotaliidae, Anomalinidae	C	F
Stensiöinae	C	F
Globotruncanae	C	F
Globigerinae	C	R
Gümbelinae	F	R
Szczątki skorup inoceramów (Fragments of Inoceramus shells)	A	C
Igły gąbek (Sponge spiculae)	R	C
Gatunki przewodnie (Index Foraminifera):		
Globotruncana marginata (Reuss)	x	x
G. globigerinoides Brotzen	x	x
Globorotalites micheliniana (d'Orb.)	x	x
Stensiöina exculpta (Reuss)	x	x
Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau)	x	x
Gavelinella clementiana (d'Orb.)	x	x
Pseudovalvulineria stelligera (Marie)	x	x
Gavelinella costulata (Marie)	x	x
Cibicides beaumontianus (d'Orb.)	x	
Stensiöina pommerana Brotzen	x	x
Globotruncana fornicata Plummer	x	x
G. arca (Cushm.)	x	x
Osangularia cordieriana (d'Orb.)	x	

Objaśnienie (Explanation): R — rzadkie (rare); F — liczne (frequent); C — bardzo liczne (common); A — masowe (abundant); x — gatunek znaleziony w mikrofaunie (species present).

Tabela (Table B)

Numery próbek (Numbers of samples)

	23	26	30	32	33	36	38	41	42	43	44	48	50	53	62	67	69	77	79	80	74	100	101
Globotruncana marginata (Reuss)								×		×	×	×		×	×	×	×	×	×	×			×
Globotruncana globigerinoides Brotzen								×		×	×	×		×		×			×	×			
Globotruncana lapparenti lapparenti Brotzen												×			×				×				
Globorotalites michelinisna (d'Orbigny)		×						×		×	×	×		×		×	×	×	×	×			×
Stensiöina exculpta (Reuss)		×						×		×	×	×		×	×		×		×				
Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau)										×	×	×		×	×	×	×	×	×	×			
Neoflabellina rugosa (d'Orbigny)																×	×	×					
Pseudovalvulineria steligera (Marie)										×	×	×		×	×	×	×		×	×			
Gavelinella clementiana (d'Orbigny)								×		×	×	×		×	×	×	×	×		×			
Gavelinella costulata (Marie)								×		×	×				×		×	×		×			×
Cibicides beaumontianus (d'Orbigny)								×		×		×			×								
Stensiöina pommerana Brotzen								×		×	×	×				×	×	×	×	×			
Globotruncana fornicata Plummer										×	×						×		×	×			×
Globotruncana arca (Cushman)										×	×					×		×		×			
Osangularia cordieriana (d'Orbigny)								×		×	×	×					×						
Bolivinoides decorata decorata (Jones)																×		×		×			
Gavelinella pertusa (Marsson)							×	×								×	×						
Pseudovalvulineria monterelensis (Marie)																		×	×				
Rotaliidae, Anomalinidae		×			×		×			×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×			×
Globotruncanae	×	×			×	×			×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×	×			×
Otwornice aglytynujące (Areneceous Foraminifera)	×	×			×	×	×	×	×	×	×	×		×		×	×	×	×	×			×
Spirillinidae+			×	×		×															×	×	×
Szkarłupnie (kolce i płytki jeżowców) (Echinodoids spines and plates)		×	×		×			×				×				×		×		×	×	×	×
Igły gąbek (Sponge spicules)	×							×		×	×	×		×	×		×		×				
Szczątki skorup inoceramów (Fragments of Inoceramus shells)		×						×		×	×	×		×	×								

jura górna + senon (Upper Jurassic + Senonian)
jura górna (Upper Jurassic)
jura górna (Upper Jurassic)
kampan górny (Upper Campanian)
sentor-kampan (Santonian Campanian)
kampan górny (Upper campanian)
kampan (Campenian)
kampan górny (Upper Campanian)
senton (Santonian)
senon (Senonian)
senon (Senonian)
kampan (Campanian)
kampan (Campanian)
kampan (Campenian)
senon (Senonian)
kampan (Campanian)
kampan (Campanian)
jura górna + senon (Upper Jurassic + Senonian)
senon (Senonian)
jura górna + senon (Upper Jurassic + Senonian)
jura górna + senon (Upper Jurassic + Senonian)
senon (Senonian)
senon (Senonian)

+Patellina
Trocholina
Paalzowella
Spirillina

WYKAZ LITERATURY
REFERENCES

Adams C.S. & Swinnerton A.C. (1937), Solubility of limestone. *Trans. Am. Geoph. Union*, pt. II, pp. 504—8.

Alexandrowicz S. (1955), Uwagi o genezie przełomu Wisły pod Tyńcem (Notes on the origin of the Vistula gap at Tyniec, near Cracow). *Biul. Inst. Geol.* 97, pp. 271—89.

Alexandrowicz S. (1956), Utwory senońskie wschodniej części Zagłębia Górnośląskiego. *Prz. Geol.*, pp. 33—37.

Alexandrowicz S. (1957 a), Profile stratygraficzne miocenu w płd. części Zagłębia Górnośląskiego. *Prz. Geol.*

Alexandrowicz S. (1957 b), Piroklastyczne kwarce w tortonie okolic Krakowa (Pyroclastic quartzes in the Tortonian of the Cracow region). *Biul. Inst. Geol.* 115, pp. 27—50.

Alexandrowicz S. (1958 a), Zarys stratygrafii mikrofaunistycznej miocenu śląsko-krakowskiego (Outline of microfaunistic stratigraphy of the Silesian-Cracovian Miocene). *Kwart. Geol.*, Vol. 2, pp. 54—77.

Alexandrowicz S. (1958 b), Transgresywne osady miocenu z kop. Makoszowy i ich pozycja stratygraficzna (Transgressive Miocene deposits in the Makoszowy mine and their stratigraphic position). *Acta Geol. Pol.* Vol. 7, pp. 149—173.

Alexandrowicz S. (1960), Budowa geologiczna okolic Tyńca (Geological structure of the vicinity of Tyniec, Cracov region). *Biul. Inst. Geol.* 152, pp. 5—93.

Alexandrowicz S. & Siedlecki S. (1960), Osady pstrego piaskowca w okolicach Rybnika (Bunter deposits in the vicinity of Rybnik, Upper Silesia). *Rocz. Pol. Tow. Geol.* Vol. 30, pp. 169—198.

Alexandrowicz S. & Odrzywolska-Bieńkowa E. (1960), Morskie osady dolnego tortonu w Lędzinach (Marine deposits of the Lower Tortonian at Lędziny, the Upper Silesian basin). *Biul. Inst. Geol.* 155, pp. 71—106.

Alexandrowicz Z. (1960), Przełom Rudawy pod Skałą Kmity koło Zabierzowa (The Rudawa gorge at Skała Kmity near Zabierzów). *Chrońmy Przyr. Ojcz.*, Vol. 16, pp. 18—24.

Bamber H.A. (1950), Some factors affecting the solubility of limestone in natural waters. *Cave Sc.*, No. 12, pp. 139—161.

Beres K. (1938), Przyczynki do geologii Krakowa (Quelques remarques sur la gèologie de Cracovie). *Wiad. Geogr.* Vol. 16, pp. 94—105.

Birot P. (1954), Problèmes de morphologie karstique. *Ann. de Geogr.* No. 337, pp. 161—192.

Bogacz K. (1959), New data on the geological structure of the Krzeszowice Graben. Bull. Ac. Pol. Sc., Cl. III, pp. 183—190.

Bögli A. (1956) Der Chemismus der Lösungsprozesse und der Einfluss der Gesteinsbeschaffenheit auf die Entwicklung des Karstes. *Report of Comm. Karst Phenom.* I.G.U., New York, pp. 7—17.

Bögli A. (1960 a), Karsthydrographische Untersuchungen im Muotatal. *Regio Basiliensis*, Vol. I, pp. 68—79.

Bögli A. (1960 b), Kalklösung und Karrenbildung. *Z. f. Geomorph., Supplementband 2*, pp. 4—21.

Bretz J.H. (1938), Caves in the Galena Formation. *J. Geol.*, Vol 46.

Bretz J.H. (1942), Vadose and phreatic features of limestone caverns, *J. Geol.*, Vol. 50, pp. 675—811.

Bretz J.H. (1949), Carlsbad Caverns and others caves of Guadelupe block. *J. Geol.* Vol. 57, pp. 447—463.

Bretz J. H. (1950), Origin of the filled sink-structures and circle deposits of Missouri. *Bull. Geol. Soc. America,* Vol. 61, pp. 789—834.

Bretz J. H. (1953), Genetic relations of caves to peneplains and big springs in the Ozarks. *Am. Jour. Sc.,* Vol. 251, pp. 1—24.

Bretz J. H. (1955), Cavern-making in a part of the Mexican Plateau. *J. Geol.,* Vol. 63, pp. 364—375.

Bretz J. H. (1960), Origin of Bermuda caves. *Bull. Nat. Speleol. Soc.,* Vol. 22, pp. 19—22.

Bukowy S. (1956), Geologia obszaru pomiędzy Krakowem a Korzkwią (Geology of the area between Cracov and Korzkwia). *Biul. Inst. Geol.* 108, pp. 17—74.

Bukowy S. (1957), Nowe dane o kimerydzie okolic Krakowa. *Prz. Geol.* nr. 2, pp. 90—1.

Bukowy S. (1960), Uwagi o sedymentacji i diagenezie albu okolic Krakowa (Notes on sedimentation and diagenesis of the Albian in Cracow region). *Biul. Inst. Geol.* 152, pp. 243—276.

Chmielewski W. (1958), Stan zachowania kości zwierzęcych w osadach Jaskini Nietoperzowej w Jerzmanowicach (Etat de conservation des ossements d'animaux recuellis dans la grotte Nietoperzowa de Jerzmanowice). *Biul. Peryglac.* nr 6, pp. 127—135.

Ciętak Z. (1935), Jaskinie południowej części Wyżyny Małopolskiej (The Caverns in the meridional part of the Plateau of Little Poland). *Ochr. Przyr.,* Vol. 15, pp. 195—242.

Cvijić J. (1898), Das Karstphänomen. *Geogr. Abhandl.* v. V/3.

Cvijić J. (1918), Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst. *Rc. Trav. l'Inst. Géogr. alpine,* Vol. 6, pp. 375—426.

Davies W. E. (1951), Mechanics of cavern breakdown. *Bull. Nat. Speleol. Soc.,* Vol. 13, pp. 36—43.

Davies W. E. (1957 a), Dirt under foot. *D. C. Speleograph.,* Vol. 12, No 1.

Davies W. E. (1957 b), Erosion levels in the Potomac drainage system and their relation to cavern development. *D. C. Speleograph.,* Vol. 12, No 4, pp. 1—5.

Davies W. E. (1960), Origin of caves in folded limestone. *Bull. Nat. Speleol. Soc.,* Vol. 22, pp. 5—18.

Davis W. M. (1930), Origin of limestone caverns. *Bull. Geol. Soc. America,* Vol. 41, pp. 475—628.

Deike G. H. (1960), Origin and geologic relations of Breathin Cave, Virginia. *Bull. Nat. Speleol. Soc.,* Vol. 22, pp. 30—42.

Drzał M. (1954), Morfologia dorzecza Prądnika (Morphology of the Prądnik River Basin). *Ochr. Przyr.,* Vol. 22, pp. 42—65.

Dżułyński S. (1952), Powstanie wapieni skalistych jury krakowskiej (The origin of the upper Jurassic limestones in the Cracov area). *Rocz. Pol. Tow. Geol.,* Vol. 21, pp. 125—180.

Dżułyński S. (1953), Tektonika południowej części Wyżyny Krakowskiej (Tectonics of the southern part of the Cracovian Upland), *Acta Geol. Pol.,* Vol. 3, pp. 325—440.

Dżułyński S. & Żabiński W. (1954), Ciemne wapienie w jurze krakowskiej (Dark limestones in the Cracovian Jurassic sediments). *Acta Geol. Pol.,* Vol. 4, pp. 181—190.

Fraipont J. (1950), The dissolution of limestone, and cave crystallisation. *Cave Sc.,* Vol. 11, pp. 129—132.

Friedberg W. (1907), Młodszy miocen zachodniej Galicji i jego fauna. *Spraw. Kom. Fizj. AU,* Vol. 40/III, pp. 3—49.

Gardner J. H. (1935), Origin and development of limestone caverns. *Bull. Geol. Soc. America,* Vol. 46, pp. 1255—74.

Gilewska S. (1958), Rozwój geomorfologiczny wschodniej części Wyżyny Miechowskiej (The geomorphological development of the Eastern part of the Miechów Upland). *Prace Geograficzne Inst. Geogr. PAN,* No 13, Warszawa, 70 p.

Gilewska S. (1960), Przyczynek do poznania rozwoju krasu w środkowotriasowym dolomicie kruszconośnym na Górnym Śląsku (Contribution to the recognition of karst development in the Middle Triassic metalliferous dolomite in Upper Silesia). *Przegląd Geogr.,* Vol. 32, pp. 97—112.

Gozdzieckij N. A. (1954), Karst. Moskwa, 351 p.

Gradziński R. (1955), Przyczynki do znajomości miocenu okolic Krakowa (Contributions to the knowledge of the Tertiary from the Cracow area). *Acta Geol. Pol.,* Vol. 5, pp. 67—79.

Gradziński R. (1961), The origin and development of caves in Upper Jurassic limestone of the southern part of the Cracow Upland. *Bull. Ac. Pol. Sc., sér. géol. géogr.,* pp. 221—227.

Gradziński R. & Radomski A. (1957), Utwory naciekowe z „mleka wapiennego" w jaskini Szczelinie Chochołowskiej (Cavern deposits of „rock milk" in the Szczelina Chochołowska Cave). Rocz. Pol. Tow. Geol., Vol. 26, pp. 63—90.

Grund A. (1903), Die Karsthydrographie. *Geogr. Abh.* hgb. Vol A. Penck. Vol. VII/3, pp. 103—200.

Halliday W. R. (1957), The origin of limestone caves of the Sierra Nevada of California. *Bull. West. Speleol. Surv.,* No 3.

Hjulström F. (1935), Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala,* Vol. 25, pp. 221—532.

Jordan R. H. (1950), An interpretation of Floridian karst. *J. Geol.,* Vol. 58, pp. 261—268.

Katzer F. (1909), Karst und Karsthydrographie. Sarajevo, 94 p.

Kaye C. A. (1957), The effect of solvent montion on limestone solution. *J. Geol.,* Vol. 65, pp. 35—46.

Klimaszewski M. (1958 a), Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym (The geomorphological development of Poland's territory in the Pre-Quaternary period). *Prz. geogr.,* Vol. 30, pp. 3—43.

Klimaszewski M. (1958 b), Nowe poglądy na rozwój rzeźby krasowej (Modern views on the development of the krastic relief). *Prz. geogr.,* Vol. 30, pp. 421—438.

Kowalski K. (1951), Jaskinie Polski (Les cavernes de la Pologne). *Państw. Muz. Archeol.,* Warszawa, 466 p.

Kowalski K. (1961 a), Plejstoceńskie gryzonie Jaskini Nietoperzowej (Pleistocene Rodents from Nietoperzowa Cave in Poland). *Folia Quaternaria* nr 5. Kraków, 22 p.

Kowalski K. (1961 b), Fauna plioceńska z Wężów koło Działoszyna. *Wszechświat* nr 7—8, pp. 157—161.

Książkiewicz M. (1959), Geologia dynamiczna, 2 ed., Warszawa, 656 p.

Krumbein W. C. & Sloss L. L. (1955), Stratigraphy and sedimentation, 2 ed., San Francisco, 497 p.

Kuciński T. & Mitura F. (1958), Wpływ tektoniki na rzeźbę powierzchni karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Influence of tectonics on the relief of the Carboniferous surface of Upper Silesia Coal Basin). *Pr. Inst. Naft.* No 55, ser. A, 8 p.

Kunský J. (1956), Zjawiska krasowe. Warszawa, 207 p.

Kuźniar W. & Żelechowski W. (1927), Materiały do poznania stosunku Karpat do ich przedgórza na przestrzeni od Morawskiej Ostrawy po Kraków. *Prz. górn.-hutn.,* Vol. 19, nr 11—16, pp. 327—334, 355—360, 393—401, 434—444, 465—471.

Lehmann H. (1956 b), Diskussionbemerkung zum Thema „Karstprozess und fluviatile Erosion". *Report Comm. Karst Phenomena I.G.U.,* New York, pp. 20—21.

Lehmann O. (1932), Hydrographie des Karstes. *Enzyklopädie der Erdkunde*, Leipzig, 212 p.

Lewiński J. (1913), Utwory lodowcowe okolic Ojcowa (Die diluvialen Ablagerungen der Umgegend von Ojców). *Spraw. z Posiedz. Tow. Nauk. Warsz.*, Vol. 6, pp. 814—849.

Łoziński W. (1912), Beiträge zur Oberflächengeologie des krakauer Gebietes. *Jb. K. K. Geol. Reichsanst.*, Vol.

Mallot C.A. (1938), Invasion theory of cavern development. *Proc. Geol. Soc. America*, p. 323.

Małecki J. (1958), Z geologii i geomorfologii Wyżyny Krakowskiej (Notes on the geology and geomorphology of the Cracow Upland between Zabierzów and Ojców). *Zeszyty Naukowe A.G.-H.* nr 15, pp. 3—21.

Martel E.A. (1919), L'évolution souterraine, Paris, 83 p.

Martel E.A. (1921), Nouveau traité des eaux souterraines. Paris, 838 p.

Moore G.W. (1960), Introduction to the origin of limestone caves. *Bull. Nat. Speleol. Soc.*, Vol. 22, pp. 3—4.

Mossoczy Z. (1959 a), Odkrycie miejsc występowania kości kręgowców kopalnych w okolicach Kłobucka. *Prz. Geol.* nr 3, pp. 132—4.

Mossoczy Z. (1959 b), Zagadnienia wieku jaskiń północnej części Jury Krakowsko-Wieluńskiej (Le problème de l'âge des cavernes de la partie septentrionale du Plateau Kraków-Wieluń). *Speleologia* Vol. 1, Warszawa, pp. 201—10.

Myszka J. (1961), Spostrzeżenia nad wodonośnością jury w rejonie Batowic na podstawie głębokich wierceń (Observations on water-bearing formation of Jurissac in the Batowice region on the basis of deep bore-holes). *Prz. Geol.* nr 4, pp. 217—18.

Panow E. (1930), *Aspidoceras longispinum* Sow. z okolic Krakowa (*Aspidoceras longispinum* Sow. aux environs de Cracovie). *Spraw. Kom. Fizj. PAU*, Vol. 64, pp. 33—36.

Pohl E.R. (1955), Vertical shafts in limestone caves. *Nat. Speleol. Soc. Occasion. Papers* No 2, 24 p.

Rhoades R. & Sinacori M.N. (1941), Pattern of ground-water flow and solution. *J. Geol.*, Vol. 49, pp. 785—794.

Roglič J. (1956), Karstprozess und fluviatile Erosion. *Rep. Comm. Karst Phenomena I.G.U.*, New York, pp. 18—20.

Roglič J. (1957), Quelques problèmes fondamentaux du karst. *L'Information Géogr.*, No 1.

Rosłoński R. (1948), Kurs hydrogeologii. Kraków.

Różycki S.Z. (1953), Górny dogger i dolny malm Jury Krakowsko-Częstochowskiej. *Prace Inst. Geol.*, Vol. 17, 412 p.

Różycki S.Z. (1960 a), Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów (Quaternary of the Częstochowa Jura chain and the adjacent area). *Prz. Geol.*, nr 8, pp. 424—429.

Różycki S.Z. (1960 b), Jura górna i kreda oraz zjawiska krasowe w płn. części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej. *Przewodnik XXXIII Zjazdu Pol. Tow. Geol.*, pp. 28—50.

Rudnicki J. (1958), Geneza jaskiń systemu Lodowego Źródła i ich związek z rozwojem doliny Kościeliskiej (The genetics of caves in the Lodowe Źródło cavernous system and their relationship with the Kościeliska Valley in the Tatra Mts). *Acta Geol. Pol.*, Vol. 8, pp. 245—274.

Samsonowicz J. (1936), Zjawiska krasowe i trzeciorzędowa brekcja kostna w Wężach pod Działoszynem. *Zabytki przyr. nieożyw.* Vol. 3, pp. 147—158.

Sawicki L. (1911), Trzy bramy podkarpackie (Drei subkarpatische Pforten, eine vergleichend-geographische Skizze). *Kosmos*, Vol. 36, pp. 559—584.

Sawicki L. (1955), Stanowisko paleolitu dolnego na Wawelu (Le gisement paléolitique inférieur de Wawel à Cracovie). Studia do dziejów Wawelu, Vol. 1, pp. 1—70.

Schroeder M.C., Klein H. & Hoy N.D. (1958), Biscayne aquifer of Dape and Broward Counties, Florida. *Florida Geol. Surv. Rep. Invest.* No 17, 56 p.

Sokołowski S. (1948), Osuwisko w Sadowiu w przekopie linii kolejowej Tunel-Kraków (Landslide in Sadowie in the railway cutting Tunel-Cracow). *Biul. Inst. Geol.* 32, pp. 5—21.

Stahl A. (1932), Das Relief des oberschlesischen Steinkohlengebirges im Lichte der Paleogeographie. *Jb. Preuss. Geol. Landessanst.*, Vol. 53.

Swinnerton A.C. (1932), Origin of limestone caverns. *Bull. Geol. Soc. America*, Vol. 43, pp. 662—693.

Środoń A. (1960), Tabela stratygraficzna plejstoceńskich flor Polski (Stratigraphic table of the Pleistocene floras of Poland). *Rocznik Pol. Tow. Geol.* Vol. 29, pp. 299—316.

Tietze E. (1887), Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Krakau. *Jb. K. K. Geol. Reichsant.*, Vol. 37, pp. 416.

Thrailkill J.V. (1960), Origin and development of Fulford Cave, Colorado. *Bull. Nat. Speleol. Soc.*, Vol. 22, pp. 54—65.

Trimmel H. (1960), Um die Frage der Höhlenbildungszyklen, Höhlenauffühlung, Höhlenentwicklung. *Symp. Intern. di Speleologia*, Varenna, 10 p.

Trombe F. (1952), Traité de Spéléologie. Paris, 376 p.

Tyczyńska A. (1957), Klimat Polski w okresie trzeciorzędowym i czwartorzędowym (Climat de Pologne au tertiaire i quaternaire), *Czasopismo Geogr.* Vol. 28, pp. 131—70.

Tyczyńska M. (1958), The Pre-Tortonian surface of karst planation in the vicinity of Cracov. *Bull. Ac. Pol. Sc.*, Cl. III, pp. 399—401.

Tyczyńska M. (1959), Morfologia środkowej części dorzecza Szreniawy (Der morphologische Entwicklungsgand des mittleren Flussgebietes der Szreniawa). *Dokumentacja Geogr.* nr 6, pp. 1—35.

Vineyard J. (1958), The reservoir theory of spring flow. *Bull. Nat. Speleol. Soc.*, Vol. 20, pp. 46—50.

Vernon R.O. (1951), Geology of Citrus and Levy counties, Florida. *Bull. Florida Geol. Surv.*, Vol. 33, pp. 256.

Warwick G.T. (1953), Caves and rocks. Caves and Landscape, Origin of limestone caves. Caves formations and deposits. British caving regions. In British Caving, London, pp. 7—135.

Warwick G.T. (1960), The effect of knick-point recession on the water-table and associated features in limestone regions, with special reference to England and Wales. *Z. f. Geomorph.*, Supplementband 2, pp. 92—99.

White W.B. (1960), Terminations of passages in Appalachian caves as evidence for a shallow phreatic origin. *Bull. Nat. Speleol. Soc.* Vol. 22, pp. 43—53.

Wissmann H. (1956), Der Karst der humiden, heissen und sommerheissen Gebiete Ostasiens. *Erdkunde*. Vol. 8, pp. 122—130.

Wiśniowski T. (1900), Szkic geologiczny Krakowa i jego okolic. *Kosmos*, Vol. 25, pp.

Wójcik Z. (1960), Allochtoniczne żwirowiska jaskiń tatrzańskich (Graviers allochtones des cavernes des Tatras). *Acta Geol. Pol.*, Vol. 10, pp. 401—453.

Wójcik Z. (1961), Jaskinia Naciekowa w Tatrach (The Concretions Cave in the Tatras). *Chrońmy przyr. ojcz.*, nr 1, pp. 31—36.

Zaręczny S. (1894), Atlas Geologiczny Galicji, z. 3. Kraków, 290 p.

SUMMARY

Abstract. The author considers the question of preserved fragments of the old systems of subterranean karst circulation. The paper contains a description of fossil karst forms filled up with deposits. The character of the latter as well as the morphological features of karst tubes allow to establish the age and conditions in which the development and the filling up of the karst channels systems was taking place. The majority of the accesible caves are associated with the second, later period of intensive development of the karst circulation subterranean network. The morphological features of the caves testify to the relation existing between the development of the caves and the formation of deep valleys in the Upper Jurassic limestones.

The author conducted his research within an area upon which karst processes were developing in Upper Jurassic limestones (of the Argovian, Rauracian and partly Astartian age). The thickness of limestone complexes reaches up to 300 m. There are three lithological types of the Upper Jurassic limestones: the platy- (Plattenkalk), rocky- (Felsenkalk) and thick bedded limestones. These types differ by their physical features, while their chemical composition is almost identical. (Table 1). Karst processes were developing mainly in rocky and thick bedded limestones. The absence of karst channels in platy limestones is ascribed by the author mostly to the influence of a higher porosity and permeability in limestones of this type.

Various data indicate that karst processes in the Upper Jurassic limestones developed always whenever the limestone complex was rising above the sea level and was at least partly uncovered. This happened in the Lower Kimeridgian, during the Lower Cretaceous, several times in the Upper Cretaceous, in the Lower Tertiary, periodically in the Miocene and then during the Pliocene and during all the Quaternary.

In the author's opinion the development of the subterranean network of karst channels must have progressed with particular intensity during two periods. The first of these is connected with the removal of the Senonian sediments in the Lower Tertiary, and possibly in the early Miocene, while the second one is associated with the development of valleys cut in the limestone complex of the southern part of the Kraków Upland. The author correlates this period with the uppermost Miocene and with the Pliocene.

Fragments of karst channels developed during the first of these periods occur frequently in quarries in the environs of Kraków. They are often forming deep, vertical, wide shafts (Pl. XLI) connected with horizontal outwashes developed on bedding planes (Fig. 1) or with small karst channels. Fossil karst formations are, as a rule, filled up with clayey deposits and with sands (Fig. 2, 3, 4, 6). The clayey material is derived from the local erosion of the Senonian. This is indicated both by the state of preservation of the microfauna and by the presence of blocks of Senonian marls in the shaft deposits (Fig. 2). The sand was derived from more distant Cretaceous rocks probably from the Albian sands. Sand was transported by streams flowing on the surface. In the author's opinion karst shafts were formed on the border of the eroded Senonian cover and initially served as sink-holes. The present of the shafts indicates that they must have been formed in an area with small denivellations, before the faulting. The connection between fossil karst

channels and jointing indicates that the joints in the Upper Jurassic limestones are considerably older than it has been hitherto supposed. The prevailing directions of joints must have existed as early as in the Upper Kimeridgian.

The karst channels system of the first period was rapidly and completely filled up with deposits: in a great number of cases it has been preserved unaltered till the present day.

The caves now existing in Jurassic limestones near Kraków are, in the author's opinion, for the most part fragments of karst channel systems which developed as a consequence of the formation of valleys in the limestone complex [1].

359 caverns and rock shelters have been found so far in the area studied (Tab. 6). All of them, with only one exception, are already inactive, dry. Their bottom is usually covered with a thick layer of sediments. Archeological research carried out in the caves revealed that unfossiliferous red clay of the terra rossa type occurs usually in the lower part of the profile of the sedimentary fill. Its age has been tentatively determined as Pliocene. The upper part of the deposits consists of layers of autochthonous rubble and of alluvial loess and sometimes also sand. In the examined area the oldest dated cave deposits are corresponding to the Eemian interglacial period. Like the fossil karst channels caves are developed only in rocky limestones and in thick bedded limestones. Large caves are formed especially in non-bedded and thick-bedded limestones. This is caused by the concentration of flow along distant joint planes (cf. Table 3).

The tectonic predisposition of cave galleries is distinct. The principal directions of cave galleries coincide nearly always with the directions of locally prevailing joints (Fig. 12). On the other hand, no large karst channels developed along the joint planes have been observed with in the examined area.

The walls of the caves in the examined area have been considerably altered in periglacial conditions, but nevertheless one may frequently observe upon them characteristic outwash grooves produced by flowing water. Both phreatic and vadose forms are found here. Ceiling holes (Pl. XLV, Fig. 1; Fig. 13), ceiling slots and joint determined wall cavities are the most frequent among the former. Channels with circular section and bedding plane anastomoses occur much rarer, while spongework and network cavities occurs in some parts of the cave only exceptionally. Ceiling holes reach up to 6 m in diameter, though usually they are smaller. The location and dimensions of ceiling holes lead to the assumption that their size is proportional to the rate of the water flow in the given part of the cave.

Vadose forms are represented by bottom channels (Fig. 14, Pl. XLV, Fig. 1), meanders cut into the bottom and walls of the cavern (Fig. 15), and sometimes by horizontal outwash grooves in the walls as well (Pl. XLV, Fig. 2). These forms are usually covered by a layer of cave sediments. However they are certeinly very common as they are generally found as soon as the rocky bottom of the cave is exposed. Bottom channels may be observed best in the near-entrance parts of the caves.

In many cases phreatic and vadose forms occur simultaneously in the same cave, which proves that the karst circulation channel system

[1] See R. Gradziński (1961).

developed first in the phreatic zone, and then was modelled by vadose streams.

In karst areas not underlain by an insoluble bed the mouthes of the caves from which subterranean streams are now flowing out are as a rule lying near the bottom of the valley. The deepening of the valley is followed by the formation of a new level of karst channels and the adaptation of the situation of the points of discharge to the new position of the valley bottom. Therefore, it may be assumed that in the neighbourhood of Kraków the development of the caves situated now upon the slopes of the valleys must have occurred simultaneously with the deepening of these valleys. This refers in the first place to the vadose stage of the development of karst channels, probably the phreatic stage directly preceded it, although one must not exclude the possibility that it had been partly connected with an older period of the morphological development of the described area.

Measurements of the altitude of the cave mouthes above the bottom of the Prądnik Valley (Fig. 16) did not revealed any marked „cave levels" which would correspond to the former valley levels. This is ascribed by the author to the relatively slight height of the valley slopes, to the varying, often considerable and yet unknown thickness of cave deposits (which renders impossible any accuracy in establishing the height of the rocky bottom of the cavern), and finally to the very character of karst circulation which allows for variations of at least several meters between neighbouring outflows.

The roofs of a number of caves run more or less horizontally, although they are frequently locally very uneven (Fig. 17). Phreatic forms have been preserved in many places on the roofs. The author supposes that the development of cave circuits must have been initially connected with a horizontally directed flow which occurred still within the saturation zone. This opinion agrees with concepts proposed recently by several authors (G. W. Moore 1960, W. E. Davies 1957, 1960, W. R. Halliday 1957, G. H. Deike 1960, W. B. White 1960, J. V. Thrailkill 1960), according to whom the greatest intensity of the formation of channels of karst circulation occurs in the higher shallow part of the saturation zone. In a certain sense this agrees with the old opinion expressed by A. C. Swinnerton (1932) on the „lateral flow", and with the theory of about extensive horizontal conduits (master conduit) tending to appear in the immediate background of the point of discharge advanced by R. Rhoades and M. N. Sinacori (1941). As the valley bottom was lowered previously formed channels were modelled by vadose streams flowing through them.

Department of Geology, Jagellonian University, Cracow

OBJAŚNIENIE TABLIC — EXPLANATION OF PLATES

Tablica XLI — Plate XLI

Kopalne studnie krasowe na południowo-zachodniej ścianie kamieniołomu miejskiego w Podgórzu. Ciągłą linią obwiedziona granica studni, linią przerywaną jej przypuszczalny przebieg wyznaczony na podstawie obserwacji dokonanych w obrębie studni. Według danych z literatury i informacji ustnych dawnych pracowników kamieniołomu studnie ciągną się aż do podnóża ściany, to jest liczą co najmniej 30 m głębokości

Fossil karst shafts in the south-western wall of the municipal quarry at Podgórze. The continuous line monts the border of the shaft, while the broken one is its probable prolongation determined on observations made within the shaft. It appears from the published data and from oral information provided by previous quarry workers shafts extend to the feet of the wall, i. e. they are at least 30 m deep

Tablica XLII — Plate XLII

Fig. 1. Rozmyta krasowo fuga międzyławicowa wypełniona gruzłowatym wapienno-marglistym osadem. Kamieniołom w Pychowicach

Fig. 2. Odsłonięcie kopalnych studni krasowych na ścianie nieczynnego kamieniołomu w Gwoździcu. Obserwowana wysokość studni wynosi około 18 m

Fig. 1. Bedding plane with karst cavities, filled up with a clotted marno-calcareous sediment. Quarry at Pychowice

Fig. 2. Exposure with fossil karst shafts in the wall of the unworked quarry at Gwoździec. The observed shaft height reaches ca 13 m

Tablica XLIII — Plate XLIII

Fig. 1. Drobne anastomotyczne kanały ponad rozmytą krasowo fugą międzyławicową. Kamieniołom w Pychowicach

Fig. 2. Liczne duże kanały o typie anastomozów wytworzone w spągowej części ławicy. Nieczynny kamieniołom na Kapelance

Fig. 1. Small anastomosing karst channels above a bedding plane. Quarry at Pychowice

Fig. 2. Numerous, large channels of the anastomosing type formed in the basal part of a layer. Unworked quarry at Kapelanka

Tablica XLIV — Plate XLIV

Fig. 1. Kotły wirowe na stropie korytarza w jaskini Ciemnej. Zdjęcie wykonane wprost do góry. Średnica środkowego kotła wynosi 65 cm, zaznaczają się w nim drugorzędne kotły. W dnie dolnego kotła widoczna niewielka wnęka

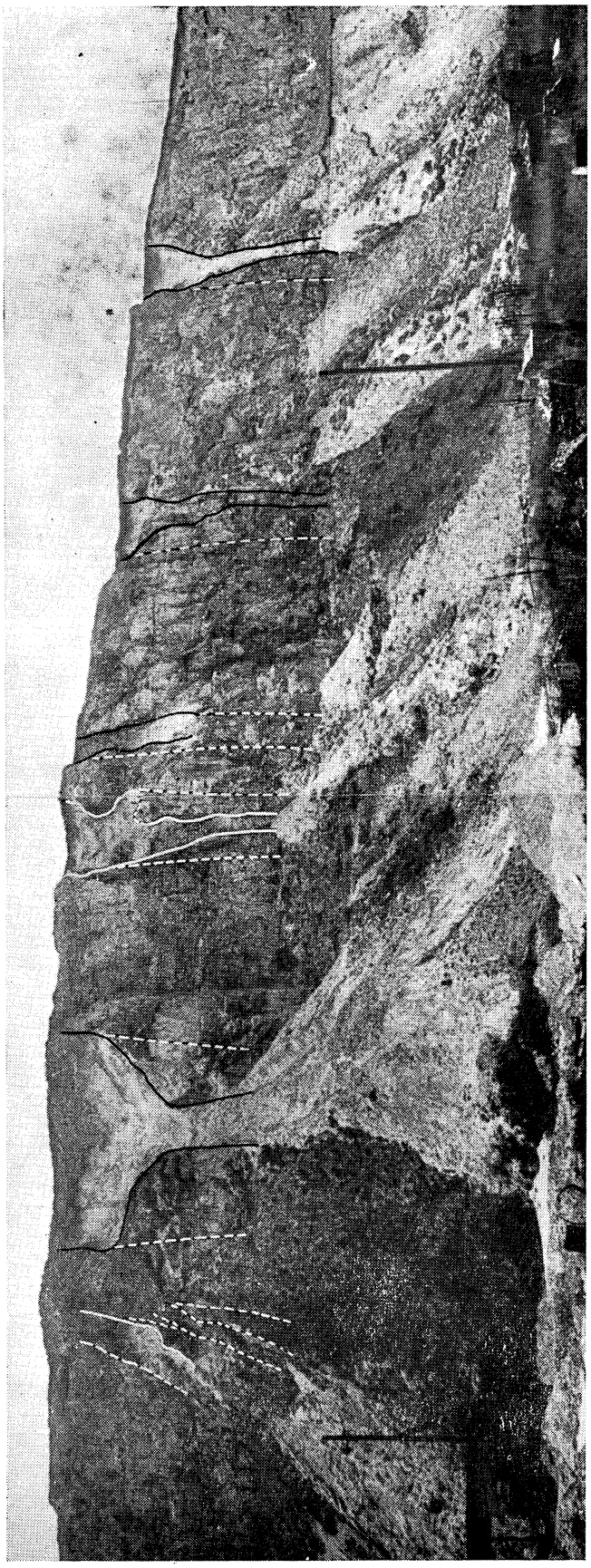
Fig. 2. Kotły wirowe rozmyte częściowo w wapieniu a częściowo w nacieku. Powyżej młotka widać przekrój pokrywy naciekowej. Zdjęcie wykonane ukośnie w górę. Końcowy korytarz w jaskini Ciemnej

Fig. 1. Holes in the gallery ceiling in the Ciemne Cave. Picture taken directly upwards. The diameter of the central hole is 65 cm, secondary holes may be seen. A small cavity at the bottom of the lower hole

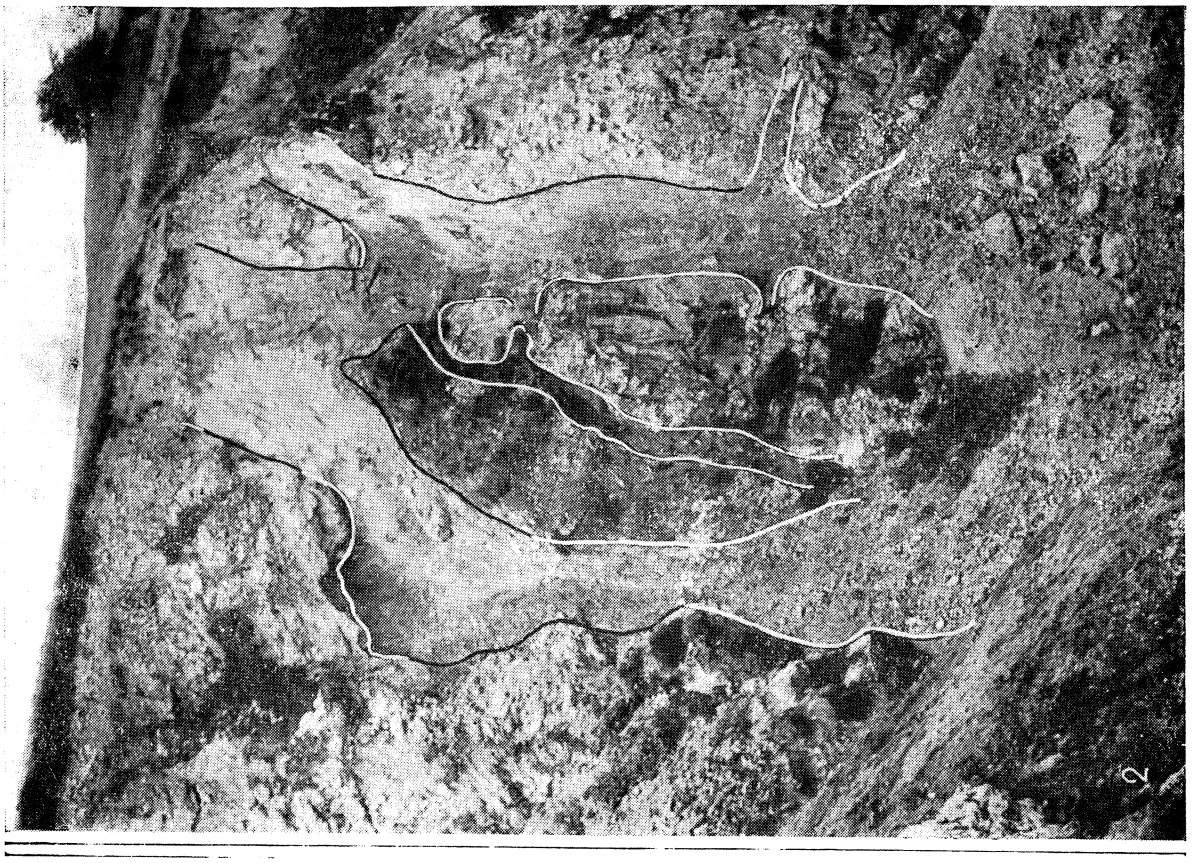
Fig. 2. Ceiling holes outwashed partly in limestones and partly in flowstones. Above the hammer a section of the flowstone cover. Photograph taken obliquely upwards. Terminal gallery in the Ciemna Cave

Tablica XLV — Plate XLV

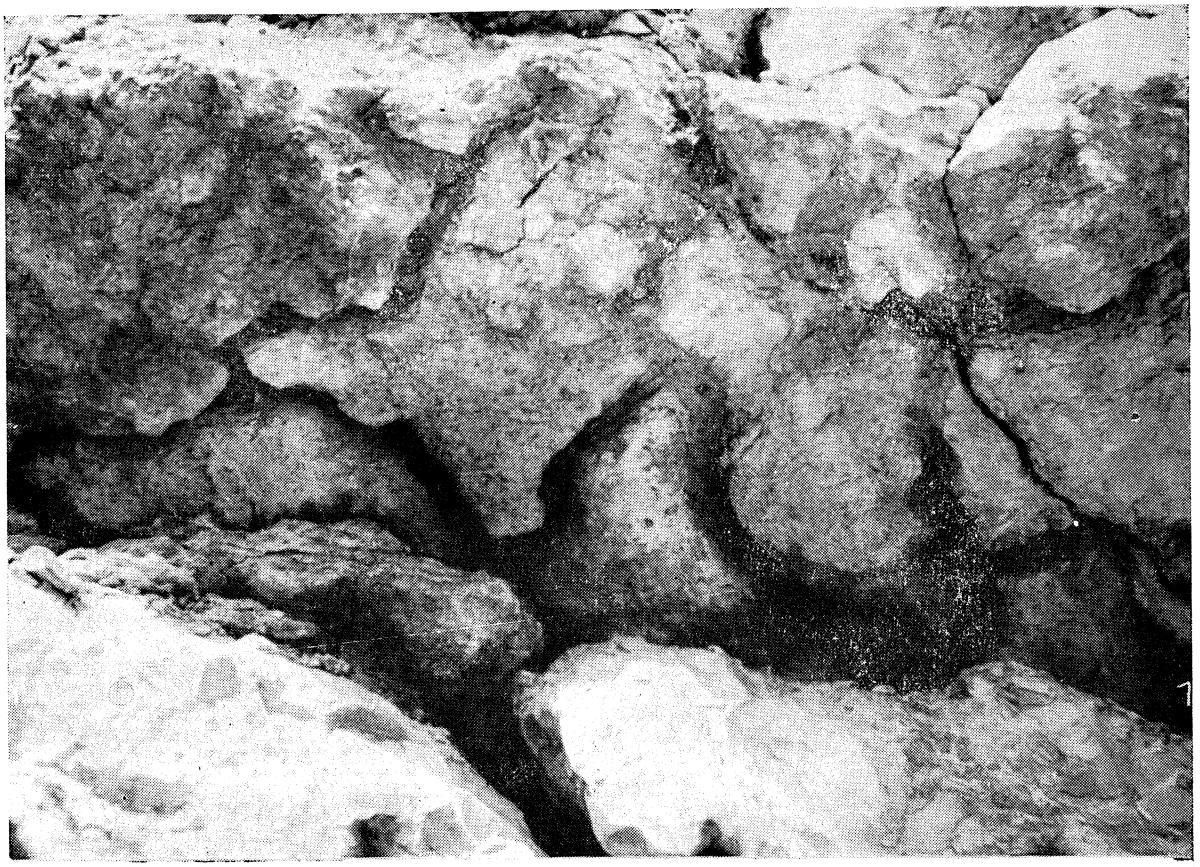
Fig. 1. Północne wejście do jaskini Wierzchowskiej Górnej. W dole widoczna jest dobrze wykształcona rynna denna, powyżej niej zaznaczają się boczne półki
Fig. 2. Poziome rozmycia na ścianie korytarza w jaskini Krakowskiej
Fig. 1. Northern entrance to the Wierzchowska Górna Cave. Below a well developed bottom channel, above lateral shelves
Fig. 2. Horizontal cavities on the wall of the gallery in the Kraków Cave

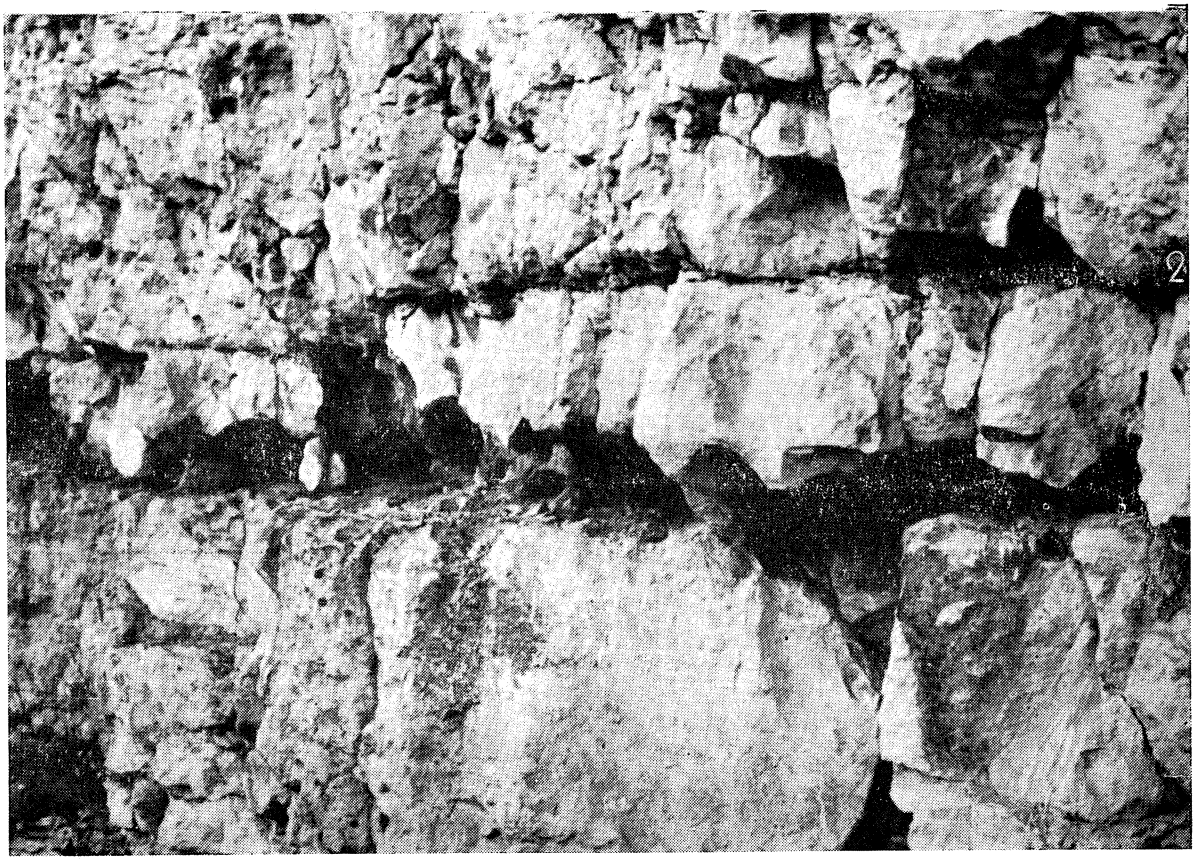


R. Gradziński

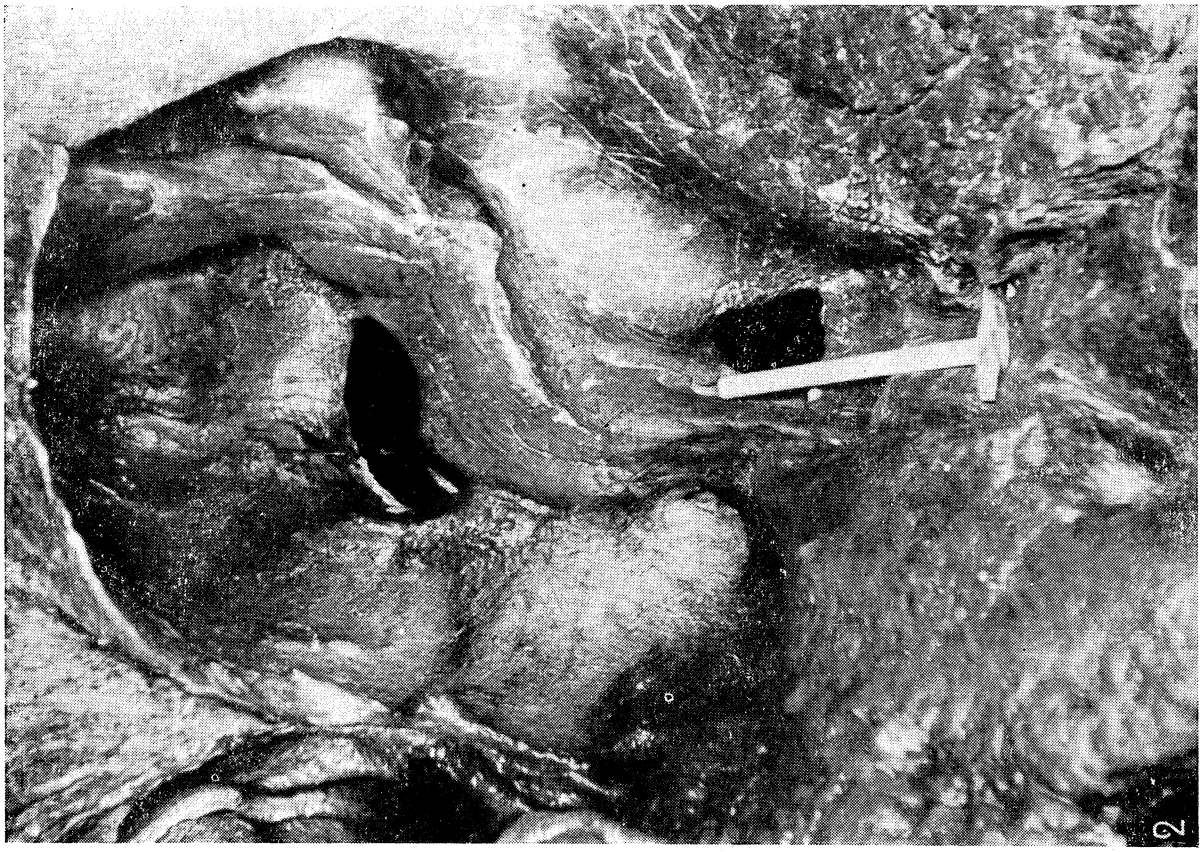


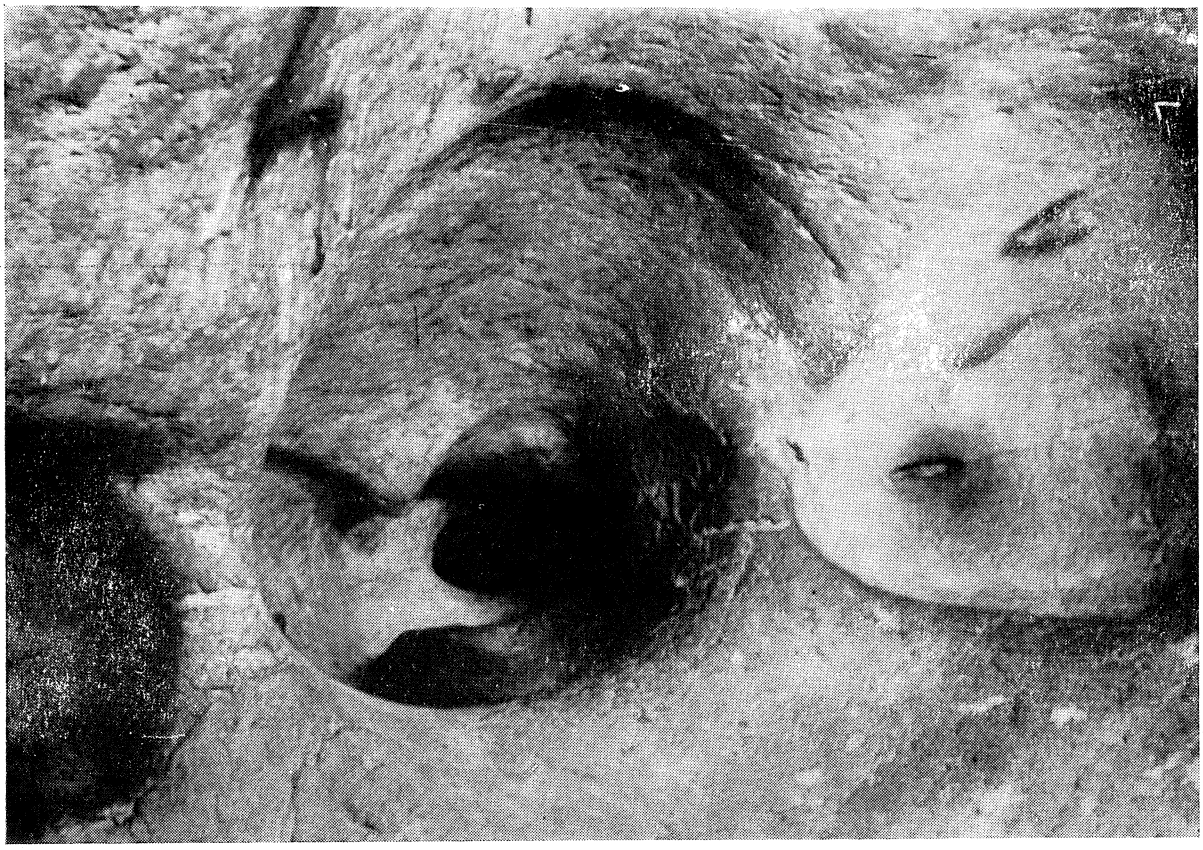
R. Gradziński



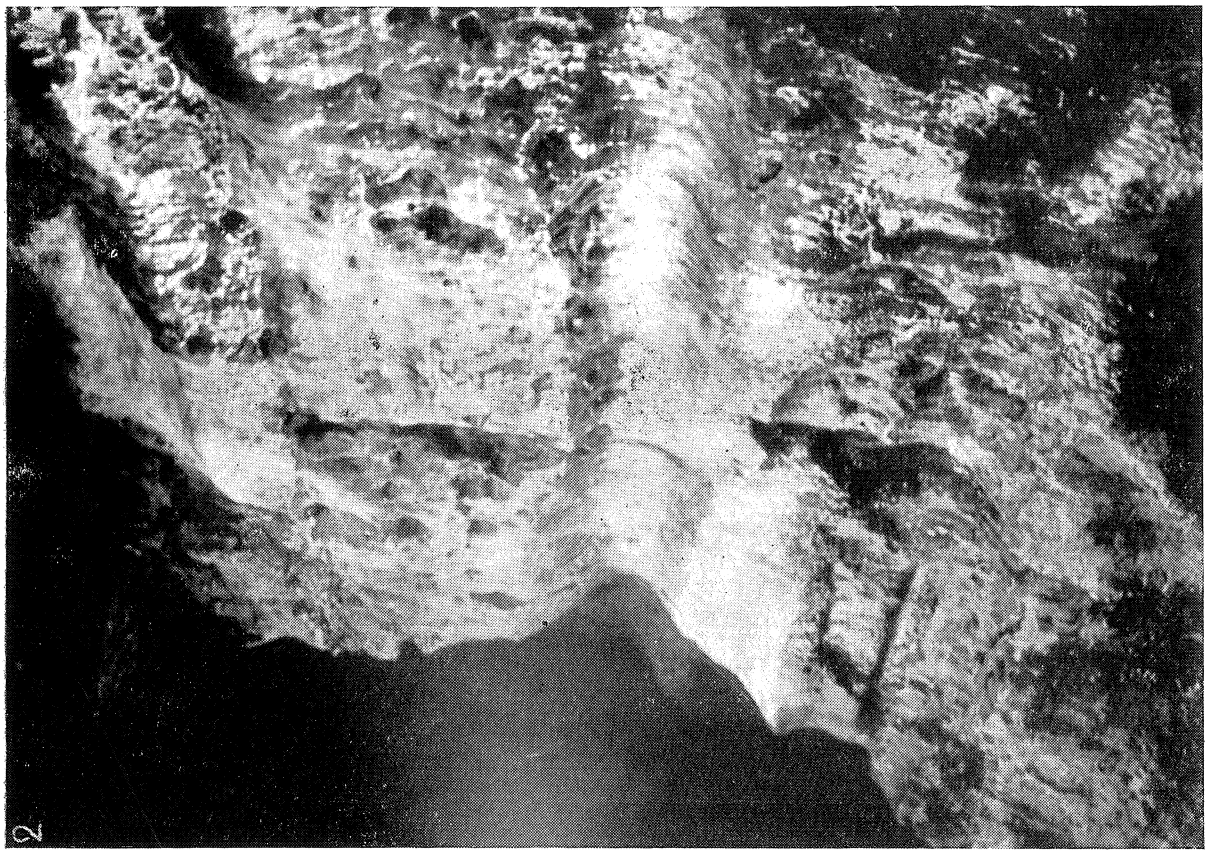


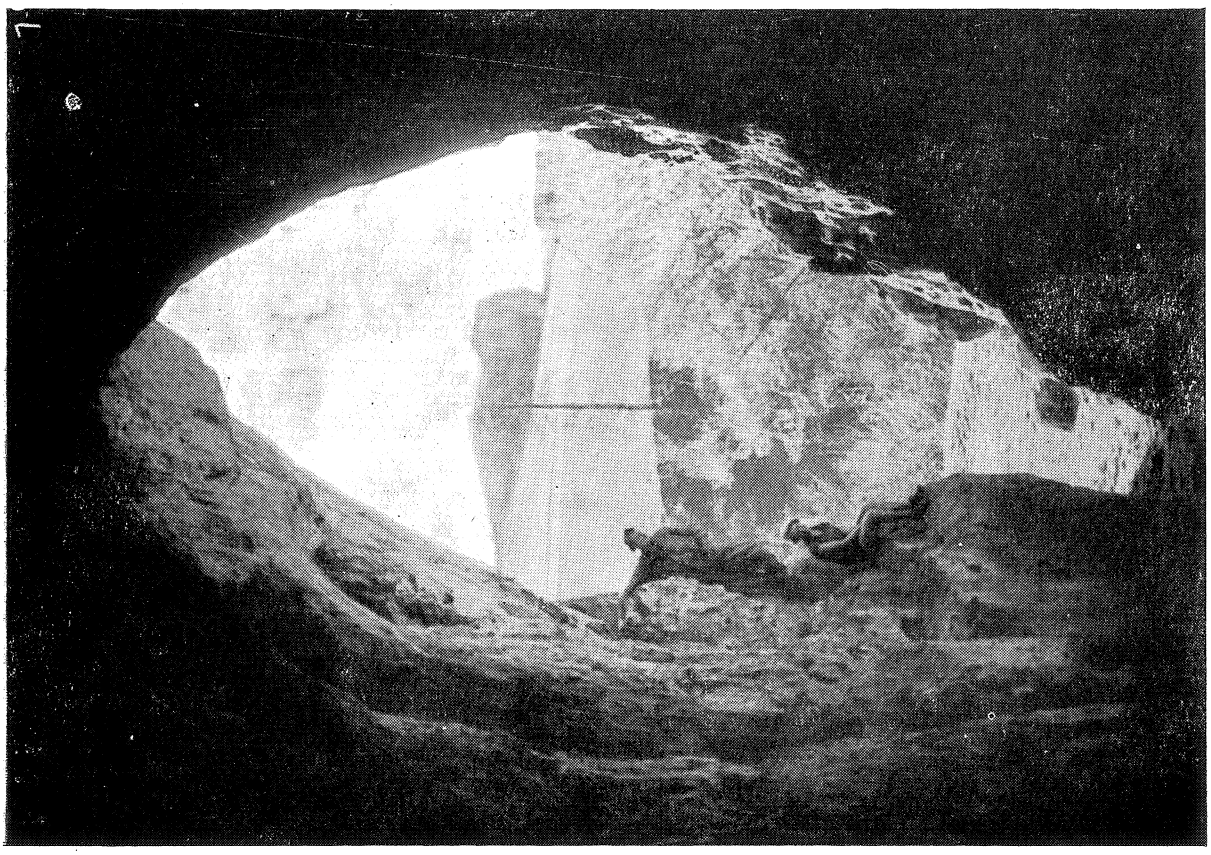
R. Gradziński





R. Gradziński





R. Gradziński