

Niečo o autorovi

RNDr. Ján Kysela (1950–1985), mladý slovenský geológ, vyznačoval sa mimoriadnym nadaním a pracovitosťou. Upozornil na seba už ako poslucháč 1. ročníka geológie vlastnými výskumami z okolia Žiliny, odkiaľ bol rodákom. V roku 1974 ukončil vysokoškolské štúdium na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. Jeho diplomová a najmä rigorózna práca z roku 1975 „Geologické pomery bradlového pásma medzi Žilinou a Hričovským Podhradím“, za ktorú získal titul doktora prírodných vied, boli príslubom, že na výskumné pole vstupuje príslušník mladej generácie, ktorý bude schopný obsiahnuť, pochopiť a zvládnuť najzložitejší úsek Západných Karpát – pieninské bradlové pásmo.

Nastúpil do Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, kde v rokoch 1974–1976 pracoval v oddelení inžinierskej geológie na zostavovaní inžinierskogeologických máp. Tu dobre uplatnil svoj komplexný pohľad na terén. Od roku 1977 začal pracovať v oddelení výskumu hlbinej stavby, zameranom na vyhľadávanie perspektívnych štruktúr pre výskyt ropy a plynu. Tu sa plne rozvinuli jeho schopnosti viesť kolektív pri výskumných úlohách. Jeho skromné vystupovanie, priateľský vzťah k spolupracovníkom sa spájali s dokonalými znalosťami od mikropaleontológie, cez sedimentológiu, stratigrafiu, tektoniku až po problémy genézy a akumulácie živíc a technológiu ich dobývania. Dvere na jeho pracovni sa takmer nezatvárali; bol potrebný mnohým, lebo vedel vytušiť súvislosti, poradiť, inšpirovať.

K jeho významnejším prácam patria „Geológia a tektonika pieninského bradlového pásma a manínskej jednotky medzi Žilinou a Považskou Bystricou (s R. Marschalkom, publikované v zborníku „Tektonické profily Západných Karpát“, GÜDŠ, 1979). Sedimentologickú problematiku tej istej oblasti uverejnil spolu s R. Marschalkom v roku 1980 (Západné Karpaty, sér. Geol. 6). Stratigrafickú problematiku dánu a montu manínskej jednotky a otázku laramského vrásnenia riešil spolu s J. Salajom, V. Gašparikovou a A. Beganom v roku 1978 (Geol. Práce, Správy 70); veľmi potrebnú litostratigrafickú klasifikáciu vrchnokriedových sedimentov manínskej jednotky publikoval spolu s R. Marschalkom a O. Samuelom v roku 1982 (Geol. Práce, Správy 78). Jeho príspevky nájdeme v početných vytlačených exkurzných sprievodcoch ku konferenciám a sympóziám. Bol autorom a spoluautorom takmer tridsiatich výskumných správ. Posmrtné bola publikovaná významná práca, ktorú pripravil so svojím kolektívom: „Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložja slovenskej časti viedenskej panvy“ (Záp. Karpaty, sér. Geol. 11, 1988).

V tomto zväzku (sér. Geol. 13) predkladáme podstatnú časť jeho ukončenej kandidátskej práce pre dosiahnutie titulu kandidáta vied. RNDr. Ján Kysela ako obvykle neváhal prijať pre aspirantúru novú tému, ekonomicky dôležitú, problematiku, s ktorou sa doteraz na Slovensku nikto nezaoberal: genézu pórovitosti v karbonatických horninách, najmä v hlavnom dolomite a litavských vápencoch, najdôležitejších kolektoroch viedenskej panvy.

RNDr. Ján Kysela sa nikdy nevyhovára na svoje krehké zdravie. V roku 1985 ho smrť náhle a neočakávane vyrvala z kruhu rodiny a jeho spolupracovníkov, pre ktorých ostane vzorom.

1 B 107 b

1263/88

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 13

Ján Kysela

Mikrofaciálna analýza, typy porozity litavských vápencov
a vrchnotriasových dolomitov
z podložja viedenskej panvy

Microfacies, porosity types of the Leitha limestones
and Upper Triassic dolomites
underlying the Vienna basin

1988

1 B 107 b

Jda Kyrcik

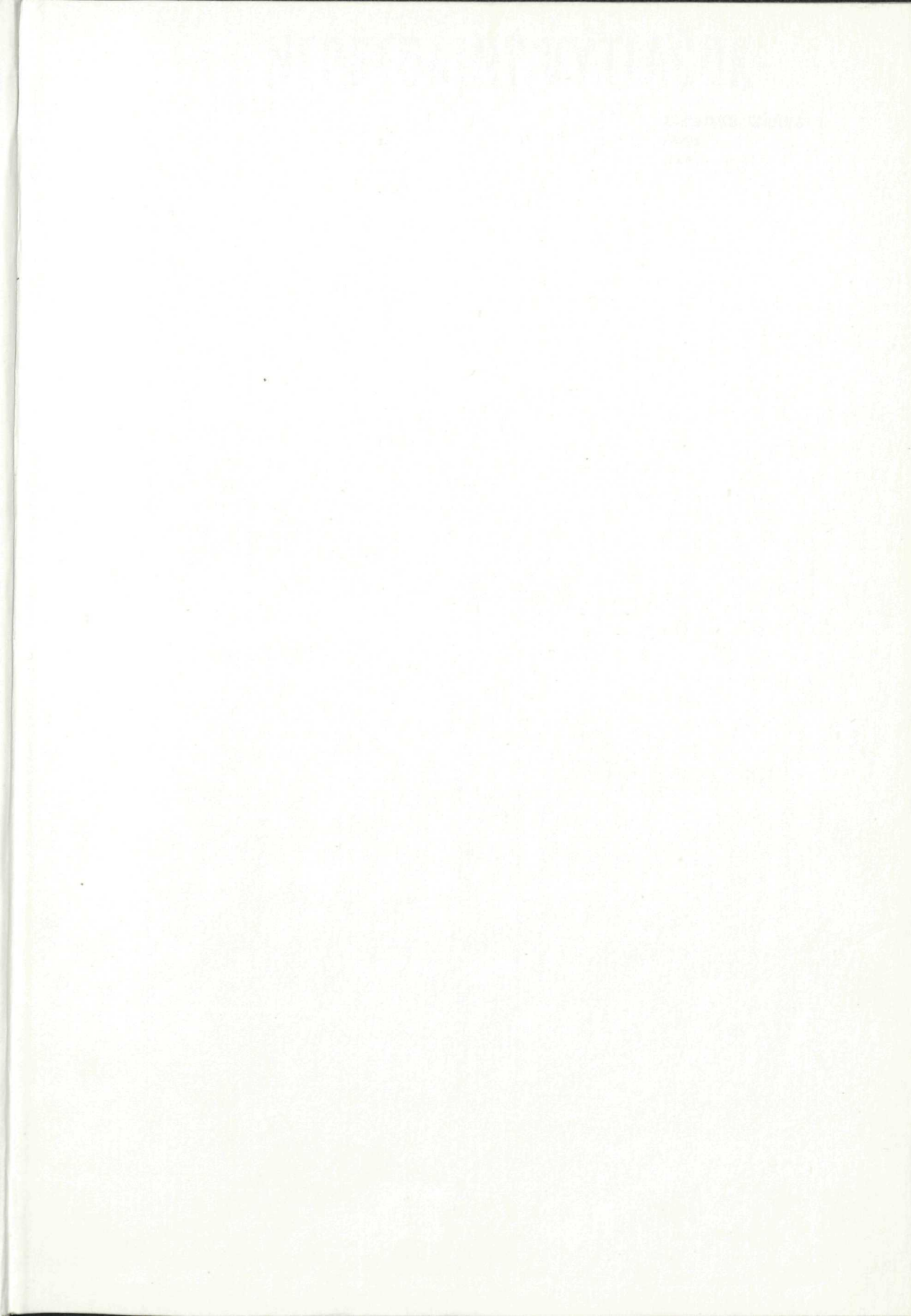
**Mikrofaaldina analýza, typy porozity litavských vápenocov
a vrehnotriaseovfch dolomitov
z podlozia viedenskej panvy**

**Microfacies, porosity types of the Letha limestones
and Upper Triasso dolomites
underlying the Vienna basin**

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020311



NEPREDAJNÝ VÝTLAČOK

ZÁPADNÉ KARPATY

séria

Geológia 13

NEPREDAJNÝ VÝTLAČOK

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Ján Gašparík, CSc.

ODBORNÍ RECENZENTI
Prof. RNDr. Milan Mišík, DrSc.
RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

REDAKČNÝ OKRUH
člen korešpondent SAV Oto Fusán, DrSc., RNDr. Peter Reichwalder, CSc.,
RNDr. Dionýz Vass, DrSc.

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 13

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1988

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA, Bratislava

Signatúra: 1 B 104 G

kat. čís.: 1263 / 1988

Kčs kúpa: 33 -

Kčs vým.: -

Kčs dar: -

Ján Kysela

**Microfacies, porosity types
of the Leitha limestones
and Upper Triassic dolomites
underlying the Vienna basin**

**Mikrofácie, typy porozity
litavských vápencov
a vrchnotriasových dolomitov
podložia viedenskej panvy**

Jan 1880

Mitteilungen der
Geologischen Reichsanstalt
über die geologische
Landkarte von Österreich
und die geologische
Landkarte von Ungarn
und der geologischen
Landkarte von Galizien
und der geologischen
Landkarte von Bosnien
und der geologischen
Landkarte von Serbien
und der geologischen
Landkarte von Rumänien
und der geologischen
Landkarte von Bulgarien
und der geologischen
Landkarte von Griechenland
und der geologischen
Landkarte von Italien
und der geologischen
Landkarte von Frankreich
und der geologischen
Landkarte von Deutschland
und der geologischen
Landkarte von England
und der geologischen
Landkarte von Schottland
und der geologischen
Landkarte von Island
und der geologischen
Landkarte von Norwegen
und der geologischen
Landkarte von Schweden
und der geologischen
Landkarte von Dänemark
und der geologischen
Landkarte von Preussen
und der geologischen
Landkarte von Bayern
und der geologischen
Landkarte von Württemberg
und der geologischen
Landkarte von Baden
und der geologischen
Landkarte von Hessen
und der geologischen
Landkarte von Nassau
und der geologischen
Landkarte von Rheinland
und der geologischen
Landkarte von Westfalen
und der geologischen
Landkarte von Ostfalen
und der geologischen
Landkarte von Pommern
und der geologischen
Landkarte von Brandenburg
und der geologischen
Landkarte von Sachsen
und der geologischen
Landkarte von Thüringen
und der geologischen
Landkarte von Preussen
und der geologischen
Landkarte von Bayern
und der geologischen
Landkarte von Württemberg
und der geologischen
Landkarte von Baden
und der geologischen
Landkarte von Hessen
und der geologischen
Landkarte von Nassau
und der geologischen
Landkarte von Rheinland
und der geologischen
Landkarte von Westfalen
und der geologischen
Landkarte von Ostfalen
und der geologischen
Landkarte von Pommern
und der geologischen
Landkarte von Brandenburg
und der geologischen
Landkarte von Sachsen
und der geologischen
Landkarte von Thüringen

CONTENTS — OBSAH

MICROFACIES, POROSITY TYPES OF THE LEITHA LIMESTONES AND UPPER TRIASSIC DOLOMITES UNDERLYING THE VIENNA BASIN	
Introduction	9
Material and applied methods	9
Leitha limestones	13
Stratigraphic position and survey of geological structure	13
Lithofacial character and microfacial analysis, environment of origin	16
Diagenetic processes	24
Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes	41
Upper Triassic dolomites	47
Stratigraphic position and survey of geological structure	47
Lithofacial and microfacial character, environment of sedimentation	49
Types of porosity, porogenesis and poronecrosis	51
Conclusion	54
List of figures (1—10)	55
List of tables (1—10)	56
Explanation of photographs (I—LXVI)	56
References	114
MIKROFÁCIE, TYPY POROZITY LITAVSKÝCH VÁPENCOV A VRCHNOTRIASOVÝCH DOLOMITOV PODLOŽIA VIEDENSKEJ PANVY	
Úvod	83
Prehľad porozity v sedimentárnych karbonátoch, jej vzťah k sedimentačnému prostrediu a k diagenéze; klasifikácia porozity	84
Terminológia porozity z časového aspektu	85
Základné typy pórov (porozity)	89
Vzťahy medzi sedimentačným prostredím a porozitou	93
Vzťahy medzi diagenézou a evolúciou porozity	94
Eogenetická fáza evolúcie porozity	94
Mezogenetická fáza evolúcie porozity	101
Telogenetická fáza evolúcie porozity	103
Trendy evolúcie porozity; pórogenéza a póronekróza	103
Klasifikácia porozity	104
Záver	107
Litavské vápence (resumé anglického textu)	111
Vrchnotriasové dolomity (resumé anglického textu)	114
Literatúra	114
Vysvetlivky k fotografickým tabulkám	118
Fotografická príloha (I—LXVI)	

MEMORANDUM FOR THE DIRECTOR, FBI (100-442100)

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50

RE: [Illegible text]

MEMORANDUM FOR THE DIRECTOR, FBI (100-442100)

RE: [Illegible text]

Microfacies, porosity types of the Leitha limestones and Upper Triassic dolomites underlying the Vienna basin

Introduction

The Vienna basin and its pre-Neogene underlier is one of the traditional regions of the exploration and exploitation of hydrocarbons in Czechoslovakia. At present it is valued as most perspective for the occurrence of their further industrial resources.

A part of the deposits in the Neogene filling of the basin and the majority in the underlier as well as the perspective zones are bound to carbonate rocks. Although we have relatively precise knowledge on their geological knowledge, we have paid insufficient attention to the genesis of the pore system, thus to the origin of the carbonate collector so far. Its presence is, however, one of the necessary presuppositions of formation of deposits, where distinguishing of the porosity character and processes responsible for its formation together with determination of the stage, in which the evolution of porosity ceased, is of indubitable importance for finding out the most favourable collector zones below the surface.

The study of former pore spaces in carbonates, however, equally contributes to clearing up of their geological history, summarizing deposition and post-deposition diagenetic processes.

Regarding to practical application of this knowledge in the search and exploration of hydrocarbon deposits I focused on the study of two verified and furthermore perspective types of carbonate collectors — the Leitha limestones from the filling and Upper Triassic dolomites from the underlier of the basin.

Introducing this study it was necessary to solve terminologic problems as in the Slovak geological literature special terms from this sphere, known abroad already for more than 10 years, have not been used so far.

The survey of Slovak terminology of the fundamental types of porosity, individual stages of their origin and other special concepts I mention in the Slovak text. It is completed by photographic documentation of porosity and its genesis from the Leitha limestones, Hauptdolomite, Dachstein dolomite and from rocks of Inner-Carpathian nappes.

It is my kind obligation to thank both my teachers — Prof. Milan

Mišík, DrSc. and Dr. Miloš Rakús, CSc., who took over the training obligations after departure of Prof. M. Mišík for expert activity, for attentive leading, valuable advice and consultations to the problem of porosity as well as for lending of literature difficult to access. I am indebted with thanks to Prof. M. Mišík for providing the photographic material of some rare types of porosity from rocks of the Inner-Carpathian nappes.

Thanks to understanding of the workers of the MND (Moravian Oil Mines), Hodonín, I could study the geological material from boreholes at the localities Láb, Lednice, Týnec as well as from boreholes into the underlier of the Vienna basin and a part of their material of thin sections from the last mentioned areas. For providing this material I am mainly indebted to RNDr. R. Jiříček, CSc., B. Jandová and RNDr. M. Zádrapa.

For determination of the paleontological material (of coralline algae) I am thankful to Doc. RNDr. A. Schaleková, CSc.

Material and applied methods

The studied material comes from boreholes of prospecting, preliminary and detailed exploration of oil and natural gas and from the borehole of hydrogeothermal exploration, a part of the material, for comparison, I took from outcrops at the margin of the Vienna basin (see Text-figs 1 and 13).

The most complete material from the Leitha limestones I obtained from borehole Láb—129, in which the deposit part of the collector was cored continuously with the purpose to obtain a survey of collector properties for the needs of construction of industrial gas reservoir. The borehole was drilled in the year 1979 and in the time of sampling (1981—1982) the drilling cores were still preserved in a good state.

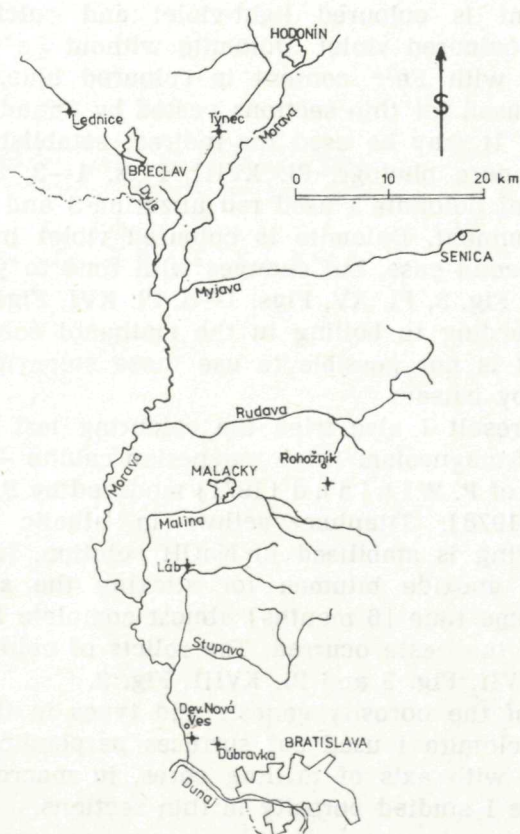
The remaining samples from this locality are from drillings of detailed exploration drilled in the 50-ties and the first half of the 60-ies (Láb 37, 41, 44, 82, 100). Coring of the collector rock was carried out in intervals (see Text-figs 3—5). At presents the cores are preserved as relicts only. The density of sampling also corresponds to this circumstance. I obtained sporadical samples of limestones from boreholes Lednice — 5, Týnec — 51, Týnec — 73. The comparative material from the surface is derived from the localities Rohožník — quarry at the SW slope of Vajarská, Devínska Nová Ves — Sandberg, above the quarry and from the locality Důbravka.

From the aspect of génesis and types of porosity I studied Upper Triassic dolomites in boreholes of prospecting investigation for oil and natural gas (Šaštín — 12, Lakšárska Nová Ves — 7, Závod — 73, Láb —

115) and in the borehole of hydrogeothermal investigation RGL—2 (compare Text-figs. 13, 14).

From the Leitha limestones of borehole Láb — 129 I took samples within the range of intervals of 0,5—1,5 m. I used one half of the core sample for the study of lithofacies and macroporosity, the second half I employed for preparation of standard thin-sections — for the study of microfacies and microporosity, for determination of the mineralogical composition by X-ray analysis, for chemical analysis and determination of the insoluble residue. The thin-sections and analyses were prepared or made at the Dionýz Štúr Institute of Geology (GÚDŠ). In case of sufficient material I provided from equal samples to the laboratories of the MND Hodonín for determination of porosity and permeability.

An equal method, when also regarding to the scarcity of material in closer range of determinations, I applied in the study of organogenic



Text-fig. 1 Map of localities studied of Leitha limestones (compiled by J. Kyselá, 1984, S = 1 : 400 000).

limestones from other boreholes at the localities Láb, Týnec and surficial localities at the periphery of the Slovak part of the Vienna basin.

I studied the microporosity and carbonate cement by scanning electron microscope JSM—U₃ at the GÚDŠ Bratislava. I used two kinds of samples; unetched and etched. In the first case they are fragments of rock with fresh fracture or cut surface, in the second case I etched the fragments 30 secs. in 5 % solution of HCl. The second way of preparation is suitable for the study of processes of poronecrosis in the advanced stage of lithification.

In the study of distribution of dolomite in the Leitha limestones I used colouring tests on thin sections and polished sections according to recipes of G. Friedman (1959), B. Evamy (1963) mentioned generally in R. Carver ed. (1971).

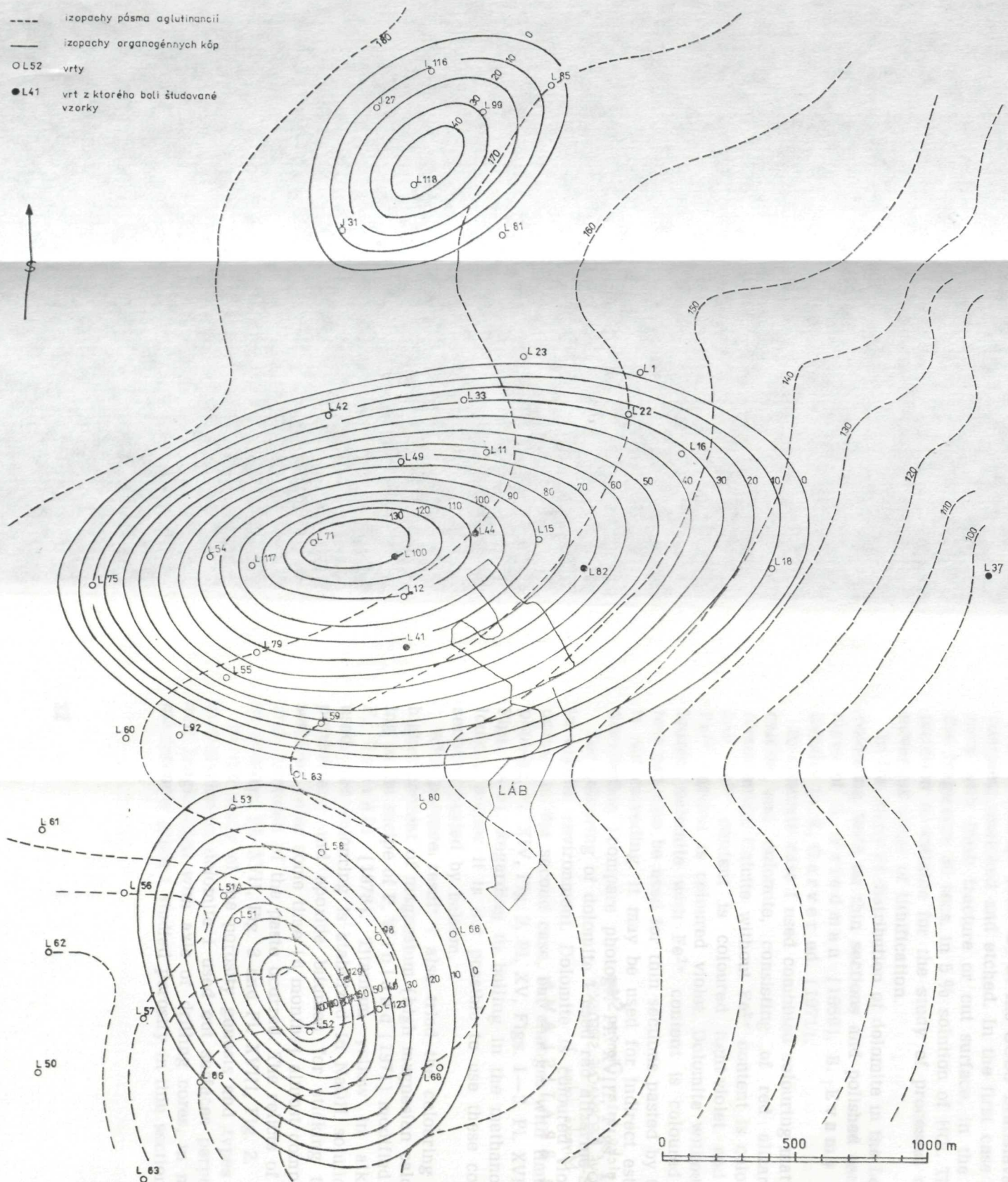
In concrete case I used combined colouring matter for calcite, ferrous calcite and dolomite, consisting of red alizarine-S and potassium ferricyanide. Calcite without Fe²⁺ content is coloured red, calcite with low Fe²⁺ content is coloured light-violet and calcite with higher Fe²⁺ content is coloured violet. Dolomite without Fe²⁺ remains uncoloured, dolomite with Fe²⁺ content is coloured blue. This colouring test can also be used for thin sections pasted by Canada balsam, which is not corroding. It may be used for indirect establishing of dolomite distribution (compare photogr. Pl. XVIII, Figs. 1—3, Pl. XIX, Fig. 1).

For colouring of dolomite I used red alizarine-S and titanium yellow in alkalic environment. Dolomite is coloured violet in the first case, orange in the second case, but changes with time to yellow (compare photogr. Pl. XIV, Fig. 3, Pl. XV, Figs. 1—3, Pl. XVI, Figs. 1—3, Pl. XVII, Figs. 1—2). Regarding to boiling in the methanol solution of the colouring matter it is not possible to use these colouring tests on thin sections pasted by balsam.

With positive result I also tried the colouring test for calcite with higher content of magnesium (high magnesian calcite — HMC), according to the recipe of P. Winland (1971) modified by P. Choquet — F. Trusell (1978). Titanium yellow in alkalic environment is used. Red colouring is stabilized in NaOH solution. In spite of using polystyrene and epoxide bitumen for sticking the so coloured thin sections, after some time (6 months) almost complete loss of colouring and corrosion of the paste occurred. The relicts of colouring are shown in photogr. Pl. XVII, Fig. 3 and Pl. XVIII, Fig. 2.

In the study of the porosity genesis and types in the Hauptdolomit and Dachstein dolomite I used out surfaces perpendicular to the axis and longitudinal with axis of drilling cores, in macroscopic scale. In microscopic scale I studied porosity in thin sections.

- izopachy pásma aglutinancii
- izopachy organogénnych kóp
- L52 vrty
- L41 vrt z ktorého boli študované vzorky



Text-fig. 2 Map of sediment thickness in agglutinates zone of Láb elevation (after R. Jiříček, 1981, S = 1:10 000).
 1 — isopachytes of agglutinates zone, 2 — isopachytes of organogenic heaps, 3 — boreholes, 4 — borehole sampled.

Leitha limestones

Stratigraphic position and survey of geological structure

The so far known occurrences of the Leitha limestones in the Vienna basin are bound to the Middle Badenian — base of the agglutinated zone. They are found in close overlier of the Láb sandstones and sands (Láb horizon), which is developed in almost the whole basin and used as correlation horizon.

According to K. Bílek (1974) on the Láb elevation the underlier of the Láb horizon is formed by calcareous clays, claystones with beds of sandstones. They are of Karpation age and resting transgressively on alpine type folded Mesozoic carbonates. Thickness of the Karpation sequence is 600 m.

On the denuded surface of the Karpation pelites and psammites Lower Badenian basal sands, sandstones and conglomerates are resting. Their thickness is minimum 30 m. Above them variegated, clays of the lagoonar series with intercalations of coal, 20 m thick, follow, on which the Láb psammites attaining thickness of up to 20 m are resting. In the western part of the elevation three mounds of the Leitha limestones accumulated on the Láb horizon. According to R. Jiříček (oral information) their growth was predisposed by locally greater thickness of the underlying sands. The dimensions of the greatest carbonate accumulation of elliptic ground plan are $2,8 \times 1,5$ km with elongation in direction east — west, thickness is 130 m. At the northern and southern side it is accompanied by smaller carbonate mounds (compare with Text. fig. 2).

The relation of calcareous pelites of the upper part of the agglutinant zones to carbonates is not interpreted uniformly. M. Dlabáček (1971) considers the shape of accumulations only partly as primary. According to the author (l. c.) the existing relief is modelled by later erosion. He proves this idea by the presence of sharp contact between the mounds and pelites surrounding them, i. e. without finger-like transitions and by the possibility of reliable parallelization of thin pelite beds in the mound bodies. According to this interpretation the calcareous claystones surrounding the mounds are younger, deposited after erosion of limestones, preserved in form of „residual hills“.

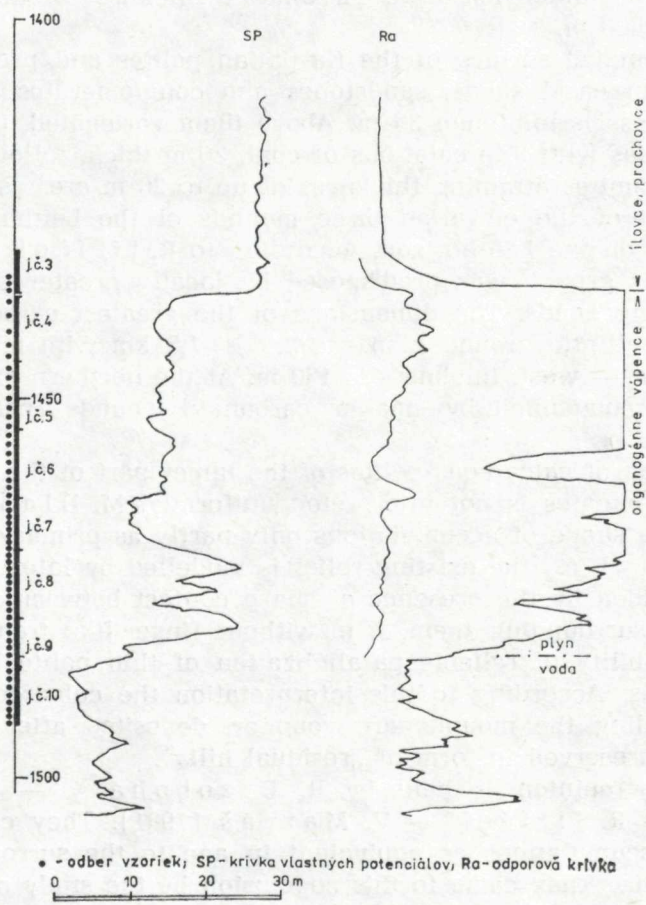
A different opinion is held by R. Brzobohatý — M. Holzknecht — R. Jiříček — V. Matyáš (1981). They consider the carbonate accumulations as equivalent in age to the surrounding calcareous pelites. They came to this conclusion by the study of paleoecological relations of the individual foraminifer associations. The organogenic structures are bound to the area of deeper-living assemblages, above which they were salient during sedimentation.

The calcareous clays of the agglutinant zone overlap the Upper Badenian pelites with instable psammite beds. Total thickness of Badenian sediments is 1000—1200 m.

The younger — Sarmatian sediments are 350—400 m thick. Sedimentation in the Láb area was terminated by the Pannonian cycle of sedimentation. Thickness of its sediments is approximately 600 m.

The Leitha limestones are found at depth of 1400—1500 m and are collector of natural gas. The geological resources of gas were calculated to $1238.83 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ gas in category A + B and the balance resources $991.068 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. These resources were worked out (D. K r a j č o v i č o v á, 1984).

In the western part of the Mistelbach block near Lednice another



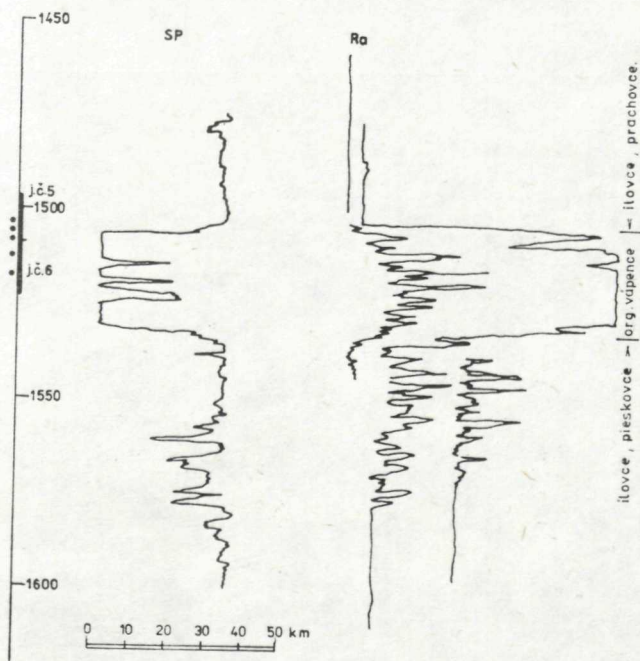
Text-fig. 3 Borehole Láb — 129 (logging, lithology, coring, sampling gas/water boundary) — (compiled by J. Kyselá, 1984; S = 1 : 500).

● sampling, SP — proper potentials curve, Ra — resistance curve

occurrence of the Leitha limestones is known. The carbonate accumulation attains thickness of 50—65 m. It is found above the Láb psammities in the pelitic zone of agglutinants reaching thickness of 250 m. The limestones are found in the interval of depth 1150—1250 m. In boreholes inflows of gas were established by pumping tests. The investigation of the deposit has not been finished. It is supposed that it will be possible to find further carbonate collectors.

In the area of Týnec, Kostice and Hrušky a horizon with fragments of stalks of coralline algae and amphistegines is present in the Middle Badenian. It is of variable lithological character in the extent of calcareous sandstones to calcareous claystones with biodetritus, locally also organogenic limestones are found. Thickness of the horizon 7—30 m and is found at depths 650—1350 m. Near Kostice and Týnec the horizon contained oil, which is already worked out at the deposit Kostice (D. Krajičová, 1984).

The occurrences of the Leitha limestones at the periphery of the Slovak part of the Vienna basin are bound to the base of the Upper Badenian transgressive cycle (T. Buday — I. Čichá, 1967). They are resting on Mesozoic rocks of the Inner Carpathian units (Rohožník, Devínska Nová Ves) or on crystalline rocks (Dúbravka). They are repre-

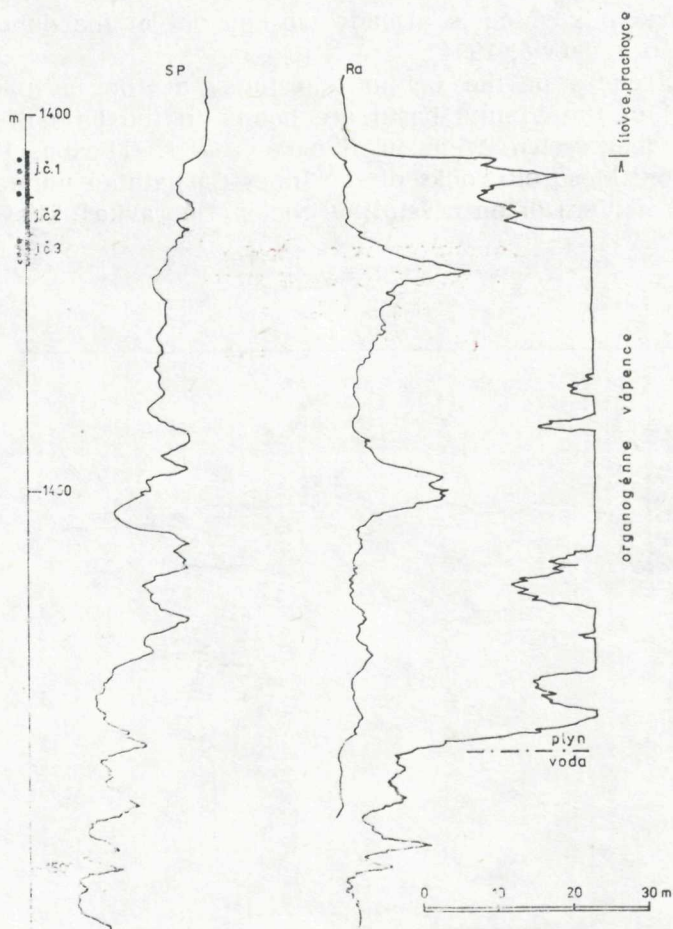


Text-fig. 4 Borehole Láb — 37 (logging, lithology, coring, sampling, gas/water boundary) — (compiled by J. Kysela, 1984; S = 1:1000).

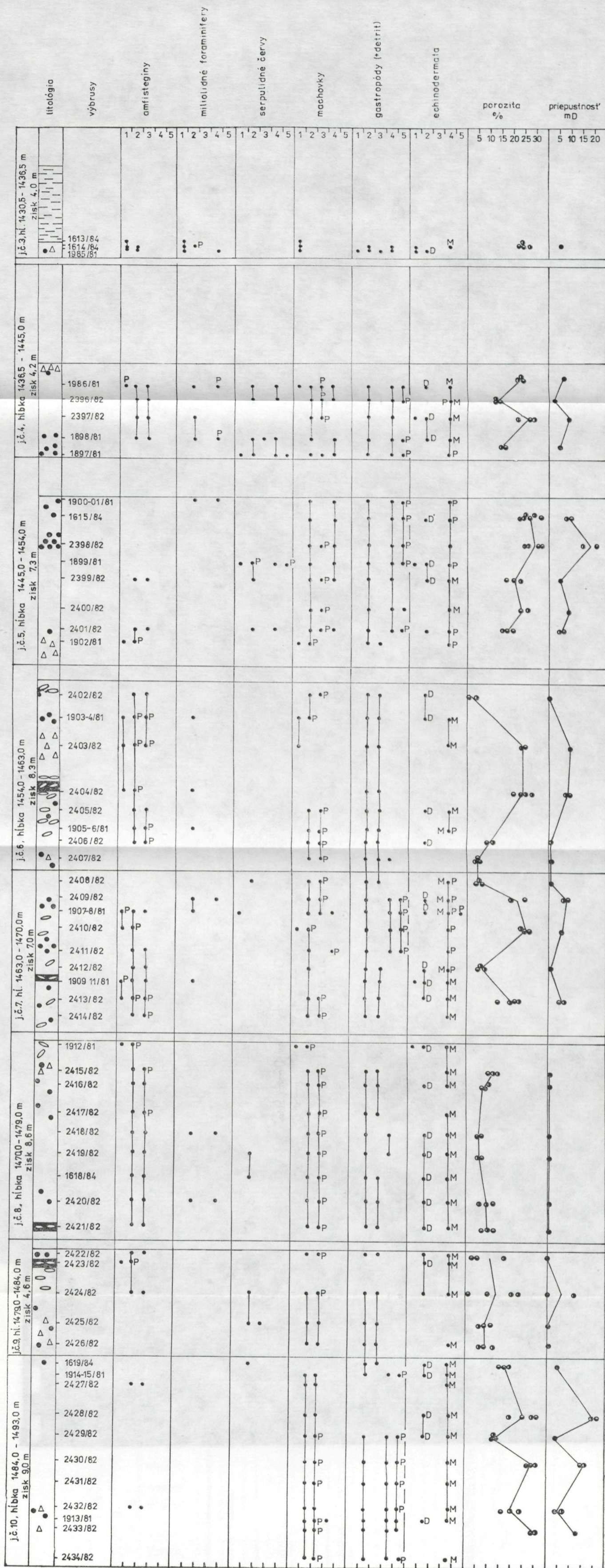
sented by organogenic — algal limestones with clasts of Mesozoic carbonates (Rohožník), rhodolite and algal limestones with detritus from crystalline rocks (Důbravka), or are found as thin beds (up to 15 cm) of organogenic limestones in clayey siltstones overlying the basal pschite-psammitic sequence (Devínska Nová Ves).

Lithofacial character and microfacial analysis,
environment of origin

I studied the most complete profile of the Leitha limestones from the filling of the Vienna basin in the borehole Láb — 129, in which the



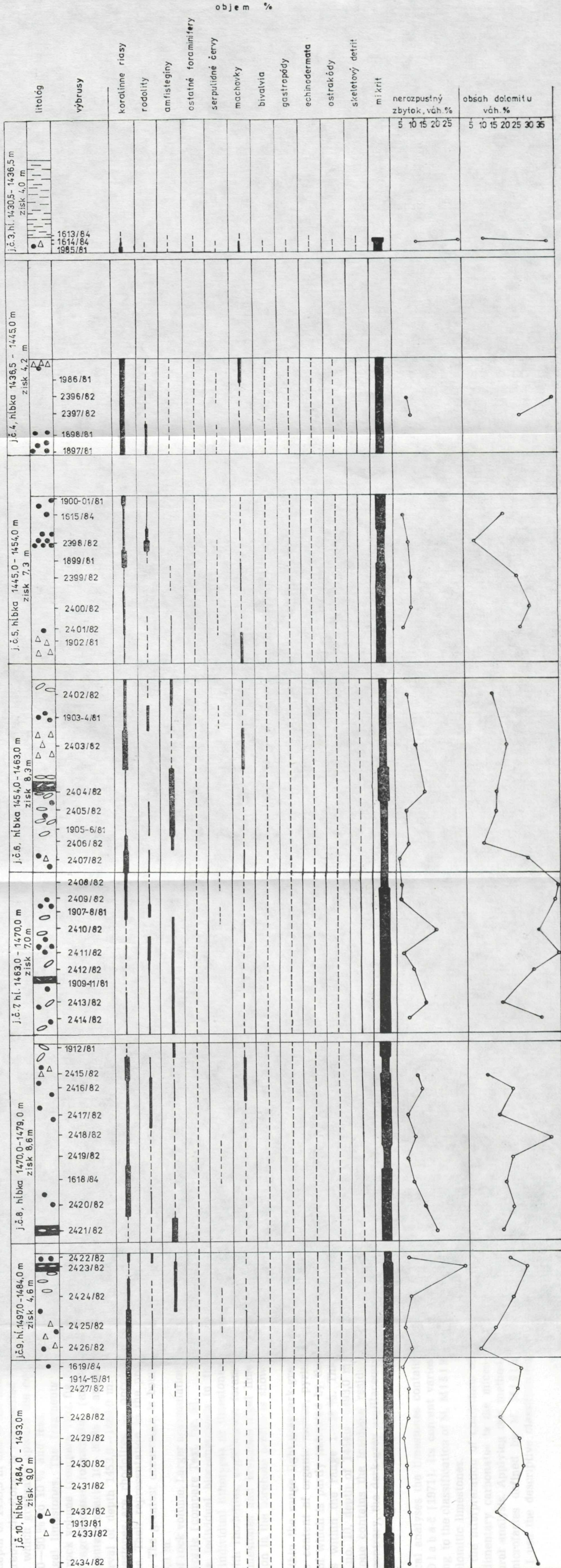
Text-fig. 5 Borehole Láb — 100 (logging, lithology, coring, sampling, gas/water boundary) — (compiled by J. Kyseľa, 1984; S = 1 : 500).



Vysvetlivky :

- | | | |
|----------------------------------|----------------------------|--|
| 1 - prázdne póry | P - čiastočne | ● - parametre v horizontálnom smere |
| 2 - výplň pórov (kal, tmel) | D - syntaxiálne dorastanie | ● - parametre v vertikálnom smere |
| 3 - rekryštalizácia schránky | M - mikropóry | ● - nerozlišené, rovnaké hodnoty v oboch smeroch |
| 4 - rozpúšťanie schránky (forma) | | |
| 5 - tmel vo forme | | |

Text-fig. 7 Porogenic and poronecrotic processes, porosity and permeability in Leitha limestones from borehole Láb - 129 [compiled by J. Kysela, 1984]
 1 - empty pores, 2 - pore filling, 3 - test recrystallization, 4 - test dissolution [form], 5 - cement, P - partially, D - syntaxial growing, M - micropores,
 ● - horizontal parameters, ● - vertical parameters, ● - non-differentiated equal values in both directions.



Vysvětlivky :

- vápenaté ílovce
- vápence s riasami
- ílovité amfisteginové vápence
- rodolity
- amfisteginy
- machovky

- 0 - 5%
- 5,1 - 10%
- 10,1 - 20%
- 20,1 - 35%
- 35,1 - 50%
- > 50%

Text-fig. 6 Distribution of allochems, groundmass, residuum and dolomite in Leitha limestones from borehole Láb - 129 (compiled by J. Kysela, 1984)

1 - calcareous claystones, 2 - limestones with algae, 3 - clayey amphistegine limestones, 4 - rhodolites, 5 - amphistegines, 6 - bryozoans.

section 1430,5—1493,0 m, i. e. an interval 62,5 m thick, was continuously cored, from it limestones are 57 m. Although with drilling there was some loss of the drilling core (compare the core recoveries, Text. fig. 6), this material proves most completely the lithofacial character of limestones.

According to the drill core and logging measurement the surface of limestones is lying approximately at depth of 1435,5 m and is not sharp. The transition to the overlying calcareous claystones is represented by an interval minimum 0,3 m thick, in which gradually upward the content of bioskeleton decreases from 40—50 % to 10 % and less.

The fundamental lithotype are algal limestones. The fragments of stalks in them form 10—35 % of the rock volume (compare Text. fig. 6).

In them thin beds (5—15 cm) of argillaceous foraminifer (amphistegine) limestones are found. They contain nearly 10—30 % of amphistegines. They are found in the interval of depth 1453,0—1484,0 m.

A frequent component of the limestones are rhodolites — oncoids formed dominantly by corraline algae. Their representation in the profile varies within the range 0—30 %. The greatest occurrence is bound to the interval of depth 1463,0—1479,0 m.

Bryozoan zoarians reach 5—15 % of rock volume. Larger accumulations are found in the upper part of the profile (compare Text. fig. 6).

According to representation of the individual biocomponents in the limestones we may characterize the individual lithotypes of limestones. Algal limestones, algal limestones with rhodolites, argillaceous foraminifer limestones, foraminifer-algal limestones and bryozoan-algal limestones are present. Their representation in the borehole profile is shown schematically in Text.-fig. 6, left.

Colouring of carbonates varies within the range light-grey-dark-grey limestones and obviously reflects the content of organic matter, pyrite and clayey admixture, the quantity of which is partly indicated by the insoluble residue. Its content varies within the range 1—28 %. This dependence may be proved on core no. 10, depth of 1484,0—1493,0 m, in which the light-grey algal limestone contains the insoluble residue within the range 1,5—4,5 %. On the contrary, the dark-grey argillaceous foraminifer limestones from core no. 9 (photogr. Pl. IV, Fig. 2) contains 28 % of insoluble residue.

According to the results of chemical analyses the limestones contain dolomite already mentioned by M. D l a b a č (1971). Its content varies within the range 4—39,5 %. According to the classification of M. M i š í k (1959) they are weakly to highly dolomitic limestones.

Suitable method making possible the interpretation of conditions of sedimentation and diagenesis in sedimentary carbonates is the microfacial analysis, completed by structural analysis. Applying this method, I keep to understanding of the microfacies defined by M. M i š í k (1966). In the study of the texture I use the descriptive classification

of R. Folk (1959, 1962) and volumetric classification of R. Dunham (1962), completed by A. Embry — E. Klován (1972).

The Leitha limestones consist of the bioskeleton and „ground-mass“ formed by microcrystalline calcite — micrite, locally recrystallized to microsparite. Insignificantly, mostly as filling of tests of organisms and openings after boring crystalline calcite sparite is found. Free spaces — pores are often found.

The bioskeleton is formed by fragments of stalks of coralline algae, rhodolites, smaller and larger foraminifers, from which amphistegines are most abundant. Shells of serpulid worms are rare, mainly bound to rhodolites. A biocomponent locally important are zoaria of bryozoans, either independent or encrusting stalks of coralline algae, incidentally forming layers in rhodolites. Bivalve shells are little numerous, mostly belonging to the genus *Ostrea*. The gastropods are a permanent component of the Leitha limestones. They are found continuously in little amount up to 5 %. Echinoid spines reach equal representation, most often found in argillaceous amphistegine limestones. Ostracode tests are also found continuously. Their average content is nearly 1—2 %. A persistent component of limestones is fine organic detritus prevalently coming from shells of gastropods and thin-valved bivalves. Its origin, however, often cannot be identified.

The survey of representation of bioskeleton in borehole Láb — 129 is mentioned in Text. fig. 6. (I established representation of the individual components semiquantitatively, by tables published in the work by E. Flügél, 1978).

Coralline algae

They are multicellular algae, the stalk of which is formed by two parts, the hypothalium consisting of larger cells than the perithalium. Each part has its characteristic arrangement of cells (photogr. Pl. XIII). The spores ripen in spaces called sporangia (photogr. Pl. XIV, Fig. 1), which are often joined into larger units, called conceptacula (photogr. Pl. XXV, Fig. 1).

According to data of G. Flajs (1977) the skeleton of recent coralline algae of the family *Corallinaceae*, to which the genera found in the Leitha limestones belong, consists of calcite with a high content of magnesium. He distinguishes two types of cell wall structures: the goniolithon type and lithothamnium type. In the first type the primary — organic layer is not preserved. The secondary layer is only preserved, formed by small needle-shaped crystals of calcite with high content of magnesium, which are oriented perpendicularly to the organic layer. In the lithothamnium type of structure the primary layer is calcified and preserved together with the secondary layer. Equal structures were identified by W. Ch. Dulló (1983) in fossil stalks at Austrian occur-

rences of the Leitha limestones. These two types of structure or their negatives I also identified in the Leitha limestones from the locality Láb (photogr. Pl. XXI, XXII).

The species of coralline algae are distinguished on the basis of the type and structure of the hypothalium, perithalium, structure of arrangement and size of conceptacula and fine details of the skeleton.

The Leitha limestones contain stalks, which according to the above mentioned marks belong to the species or genera: *Lithophyllum ramosissimum* G ü m b. (C o n t i), *Lithophyllum florea-brassica* L e m o i n e, *Lithophyllum vienoti* L e m o i n e, *Lithophyllum prelichenoides* L e m o i n e, *Lithothamnium florea-brassica* L e m o i n e, *Mesophyllum* sp. (ex E. K o n d e r l í k o v á, 1981; determined by A. S c h a l e k o v á). Besides them *Mesophyllum* cf. *contrae* L e m o i n e and stalks of the genus *Archeolithothamnium* sp. are present (photogr. Pl. XXXVI, Fig. 1, Pl. XIV, Fig. 1; determined by A. S c h a l e k o v á).

I did not succeed to demonstrate unambiguously the stalks in growth position. Where such a situation could be taken into consideration, e. g. phot. Pl. III, Fig. 4, the existence of rhodolite cannot be excluded. In a part of cases the original structure of stalk and „cells“ in filaments is preserved (phot. Pl. XIII, Fig. 1, Pl. XXI, Figs. 1, 4). The stalks are often bored (compare phot. Pl. I, Fig. 2). According to the shape of openings the boring activity of the worms *Potamilla* sp. and other unidentifiable worms may be supposed (compare A. R a d w a ŋ s k i, 1968).

The size of fragments of coralline algae varies within the range of 1—15 mm, most frequent are fragments 5—10 cm large.

Rhodolites

They are oncoids, in which the dominating building element are coralline algae. The genera *Lithothamnium*, *Mesophyllum* and *Lithophyllum* are represented. Bryozoans and serpulid worms are also taking part in their structure (composite rhodolites), cf. phot. Pl. I, Fig. 1, Pl. V, Fig. 3). The shape of rhodolites points to the energy of environment, in which they formed. In limestones rhodolites of four growth shapes are present: branched (phot. Pl. III, Fig. 4), globular (phot. Pl. II, Fig. 1), columnar (phot. Pl. IV, Fig. 4) and laminar growth shape (phot. Pl. II, Fig. 3, Pl. III, Fig. 2, Pl. XII, Fig. 2), (A. B o s e l l i n i — R. G i n g s b u r g, 1971). In the order, in which they are mentioned, they correspond to increasing energy of the environment (compare W. C h. D u l l o, 1983). In the studied limestones rhodolites of globular and laminar shape of growth are most abundant, indicating medium to high energy of the environment of their formation. The size of rhodolites varies within the range 1—5 cm, most abundant are of size 2—3 cm. They are often bored up to the stage of complete destruction of the centre of rhodolite

(phot. Pl. XII, Fig. 2). According to the shape of the openings the bivalves *Gastrochaena* sp.; worms *Potamilla* sp. and other unidentifiable worms were taking part in boring activity. The major part of openings is filled up with lithified calcareous mud and calcite cement.

Foraminifers

Textularia sp. (phot. Pl. XXVIII, Fig. 1), with the shell formed by microcrystalline calcite, miliolid foraminifers, (phot. Pl. XXVIII, Fig. 4, Pl. XXIX, Figs. 1, 2), are present, the shell of which originally consisted of microcrystalline calcite with a high content of magnesium. The wall of the shell is microporous. R. Brzobohatý et al. (1981), mention from them the species *Quinqueloculina akneriana* d'Orbigny. Further *Planorbulina* sp., peneropliid and rotalid foraminifers are present, the last named represented by the species *Cibicides* sp., *Asterigerina* sp. (phot. Pl. XXIX, Fig. 4—6). Continuously, in little amount (up to 1%), globigerines are found (phot. Pl. XXX, Fig. 1). According to data of P. Blackman — R. Tod (1959) ex G. Bathurst (1971), the wall of their shell is formed by calcite with low content of magnesium.

In the limestones amphistegines are a frequent biocomponent. The test of recent species is composed of crystals of calcite, which contains 3—7 mol % $MgCO_3$. They are ordered into laminar layers and oriented perpendicularly to the test wall. This arrangement causes characteristic extinction with crossed nicols (J. Milliman, 1974). Unrecrystallized tests of amphistegines from the Leitha limestones also display such optical properties. A part of tests have preserved the original structure to the smallest details (phot. Pl. XXX, Figs. 4—7). They are represented by the species *Amphistegina hauerina* d'Orbigny (R. Brzobohatý et al., 1981).

Serpulid worms

The tubes of serpulid worms in limestones are found sporadically. They occur either isolated (Pl. XXXII, Figs. 1, 2) or take part in the structure of rhodolites (phot. Pl. XXXII, Fig. 3, Pl. XXXIII, Figs. 2, 4), incidentally encrust stalks of algae (phot. Pl. XVII, Fig. 1). According to the data of E. Flügel (1978) the tubes of serpulid worms are formed by aragonite and calcite. The aragonite tubes consist of needles oriented perpendicularly to the tube wall (phot. Pl. XXIII, Fig. 1). They are only rarely preserved, in most cases dissolved.

Bryozoans

The zoaria of bryozoans are common in limestones, locally forming up to 15 % of rock volume. They are either found isolated (phot. Pl. XXXIV,

Figs. 1—6, Pl. XXXV, Figs. 1—3), or take part in the structure of rhodolites (phot. Pl. IX, Fig. 2, Pl. XXXVI, Fig. 1) where they form encrusting layers or are attached to fragments of stalks of coralline algae (phot. Pl. IX, Fig. 1).

According to the data of J. Rucker — R. Carver (1969), A. Cheetham — J. Rucker — R. Carver (1969) and P. Sandberg (1971) the zoaria of bryozoans are formed by aragonite and calcite. Monomineral types are found, the skeleton of which consisted only of one mineral, or bimineral types, the skeleton of which is formed by aragonite and calcite. The size of zoaria varies within the range 2—18 mm.

Bivalves

They are found in rock prevailing in form of fragments. According to the foliation structure of the wall it may be concluded that they are derived from shells of the genus *Ostrea* in most cases (phot. Pl. XXXVII, Fig. 2), which are formed by calcite. Their share in rock varies within the range 0—5 %.

Gastropods

They are common, maximum up to 5 %. Species with smooth conch, also sculptured are present (phot. Pl. XXXVIII, Figs. 1—3). The conchs were originally formed by aragonite. Its inner structure is rarely preserved in relicts. In most cases the conch is dissolved.

Echinodermata

Echinoid spines are present in an amount of up to 50 % of rock volume, are common. Spines with a central opening are present or the central part of the spine is filled up with spicular skeleton — steteome (phot. Pl. XL, Fig. 1, Pl. XLII, Fig. 3, or Pl. XLII, Fig. 4, Pl. XLIII, Fig. 1, left, Fig. 3). The spines were originally formed by calcite with a high content of magnesium. The diameter of spines varies within the range 0,2—2,4 mm.

Ostracodes

The ostracode tests are common in limestones, in an amount of 1—2 %. They belong to the genera *Loxoconcha*, *Aurila*, *Xestoleberis*, *Bairdia*, *Pontocythera* sp. (B. Brzobohatý et al. 1981). The size of tests is approximately 0,3—0,5 mm and they are formed by calcite.

Fine biodetritus

Representation in limestones varies between the values 0—10 %. It is derived from gastropod conchs, bivalve shells, rarely the detritus of amphistegines and serpules is found.

In a part of cases the origin is not identifiable, mainly when the detritus is dissolved (leached). The size of detritus attains the values of 0,1—1 mm, rarely up to 2 mm.

Micrite, microsparite

It is common in all limestones. The size of microcrystals varies within the range 3—5 microns, most often is the fraction of 3—6 microns. The microcrystals are formed by calcite (phot. Pl. XLV, Fig. 2), more rarely they consist of dolomite (phot. Pl. XLV, Figs. 4, 5). In micrite quartz grains of silt and fine-sandy size (15—120 microns) are common. Most abundant is the fraction of 30—60 microns.

In the clayey admixture are present: illite, montmorillonite, kaolinite (E. K o n d r l í k o v á, 1981). The last named mineral I also identified in photos from the scanning electron microscope (phot. Pl. XL, Fig. 4, Pl. XLII, Fig. 2). The presence of illite was also proved by standard X-ray analysis (compare Text. fig. 10).

Together with the clayey admixture also organic matter is found, represented by fragments of carbonised plant tissues-kerogene. It reaches greatest concentrations in clayey amphistegine limestones.

According to representation of the individual biocomponents microfacies analogous to the facies distinguished macroscopically may be observed in the Leitha limestones.

The algal microfacies is most abundant in the borehole profile (phot. Pl. X, Fig. 2). The rock consists of fragments of stalks of coralline algae, gastropods, zoaria of bryozoans, echinoid spines are rare.

Less frequent are the amphistegine-algal, algal-amphistegine and bryozoan-algal microfacies (phot. Pl. IX, Figs. 1, 3, 4). Besides the dominating components miliolid foraminifers and echinoid spines are found in the rock. Equally represented are the rhodolite and amphistegine microfacies (phot. Pl. IX, Fig. 2, Pl. X, Fig. 1). In these cases, besides the main components, the rock contains small foraminifers, gastropods and echinoid spines.

The amphistegine microfacies is least frequent (phot. Pl. IX, Fig. 5), bound to thin beds of argillaceous amphistegine limestones. Besides amphistegines echinoid spines and small foraminifers are present in the rock.

Equal microfacies are found at the localities Týnec, Rohožník, Devínska Nová Ves and Dúbravka.

From the textural aspect the Leitha limestones may be characterized

as biomicrites and packed biomicrites, locally as biomicrosparites or packed biomicrosparites. Only seldom parts of biosparites are found in the limestones (classification sensu R. Folk, 1959, 1962). Regarding to the size of allochems (often more than 2 mm) in a part of cases we may characterize the limestones texturally as biomicrorudites and biomicrosparrudites (compare M. Mišík, 1970).

In the sense of Dunham's classification (1962) modified by A. Embry — E. Klovan (1972) we may characterize the limestones texturally as „wackestone“ and „packestone“. (Phot. Pl. IX, Figs. 1, 3—5). In the cases when the content of allochems greater than 2 mm is more than 10 % the rock may be characterized texturally as „floatstone“. (phot. Pl. IX, Fig. 2, Pl. X, Figs. 1—2). The presence of textures of „boundstone“ type, i. e. with organisms in growth position, I have not proved unambiguously at the locality Láb. They are found at the locality Rohožník, where they are represented by textural types „bindstone“ and „bafflestone“.

According to the shape of accumulation and facial content of limestones at the locality the body of limestones may be characterized as a bioherm. More in detail then, in the sense of the classification of J. Wilson (1975) as accumulation of calcareous mud with bioskeleton — mound. In the limestones the algae and bryozoans are not in growth position, the material is poorly sorted. On the other hand, however, they contain rhodolites, the growth shapes of which indicate a medium to high energy of the environment. How to join these contradictory information? The mounds are growing in calm water below the level of wave effect. Their shape is the result of the narrowing surface of locally produced carbonate sediments to the base level of wave activity under conditions of stable or rising sea level (J. Wilson, 1975). The orientation of the longer axis is conditioned by the direction of water flow. The mounds begin to grow on mechanic accumulations of fine-grained and coarser-grained material, in our case on coarser accumulation of the Láb psammites. The essential part of the mound-core is formed by micrite limestones containing sessile organisms in growth position. When in this stage of growth the mound surface reaches the base of the zone of wave activity and persists in it for a longer time, extensive slope beds around it.

In the case of moderate subsidence these beds completely overlap the original mounds. In such a situation these beds may predominate in volume.

According to the above mentioned data (compare J. Wilson, l. c.), we may interpret the growth and composition of mounds at the locality Láb as follows. The sediments and sessile organisms living on them (coralline algae, bryozoans) reached the level of the wave activity base soon after the beginning of the mound core growth and were gradually disintegrated. The presence of rhodolites also points to such a situation.

The destructed bioskeleton and rhodolites were displaced from the level of wave activity to the periphery of the mounds, below the level of wave activity and formed together with the calcareous mud thick slope beds. The facies of the mound core has not preserved because it was completely destructed or has preserved in relicts only. In the preserved geological material of the borehole it is not found.

In the mounds thin beds of argillaceous amphistegine limestones are found, which probably represent records of „breaks“ in the growth of the mound induced by the supply of a larger amount of fine clastic material — making the environment turbid (compare W. Ch. Dullo, 1983).

A similar situation, according to the shape of bodies and facies of carbonates, may be supposed at the locality Lednice. At the localities Hrušky, Týnec, Kostice beds of algal detritus mixed with non-carbonate detritus are present. They formed by destruction of algal mounds or algal banks similarly as mentioned by S. Schlanger — Ch. Johnson (1968). A similar situation in minimum extent is at the locality Devínska Nová Ves.

At the localities Rohožník and Dúbravka the algae are often found in growth position. They form crusts and in the second case also rhodolites. They were probably part of near-shore ridges.

Diagenetic processes

In the Leitha limestones diagenetic processes are represented by the growth of calcite and dolomite cement, recrystallization of bioskeleton and micrite, dissolution of bioskeleton, compaction-plastic and rupture deformation and pressure dissolution. In the following text I shall describe these processes in the individual components.

Coralline algae

The inner spaces of „cells“ in the stalks were filled up with micrite cement at the beginning after decomposition of organic matter, originally first with micrite calcite with a high content of magnesium (phot. Pl. XX, Figs. 1, 2, Pl. XXI, Fig. 2), compare with micrite in „cells“ from the work by T. Alexandersson (1974) and microchemical analyses of R. Moberly (1970). In a part of cases the distribution of micrite calcite of the cement is conditioned by the course of growth lines (phot. Pl. XIII, Fig. 2). Does this indicate cementing of near-surface layers during the breaks in growth supported by the existence of particular microbiochemical conditions a microenvironment in empty „cells“? According to estimation of T. Alexandersson (1974) the time necessary for cementing of empty spaces in the cell varies orderly

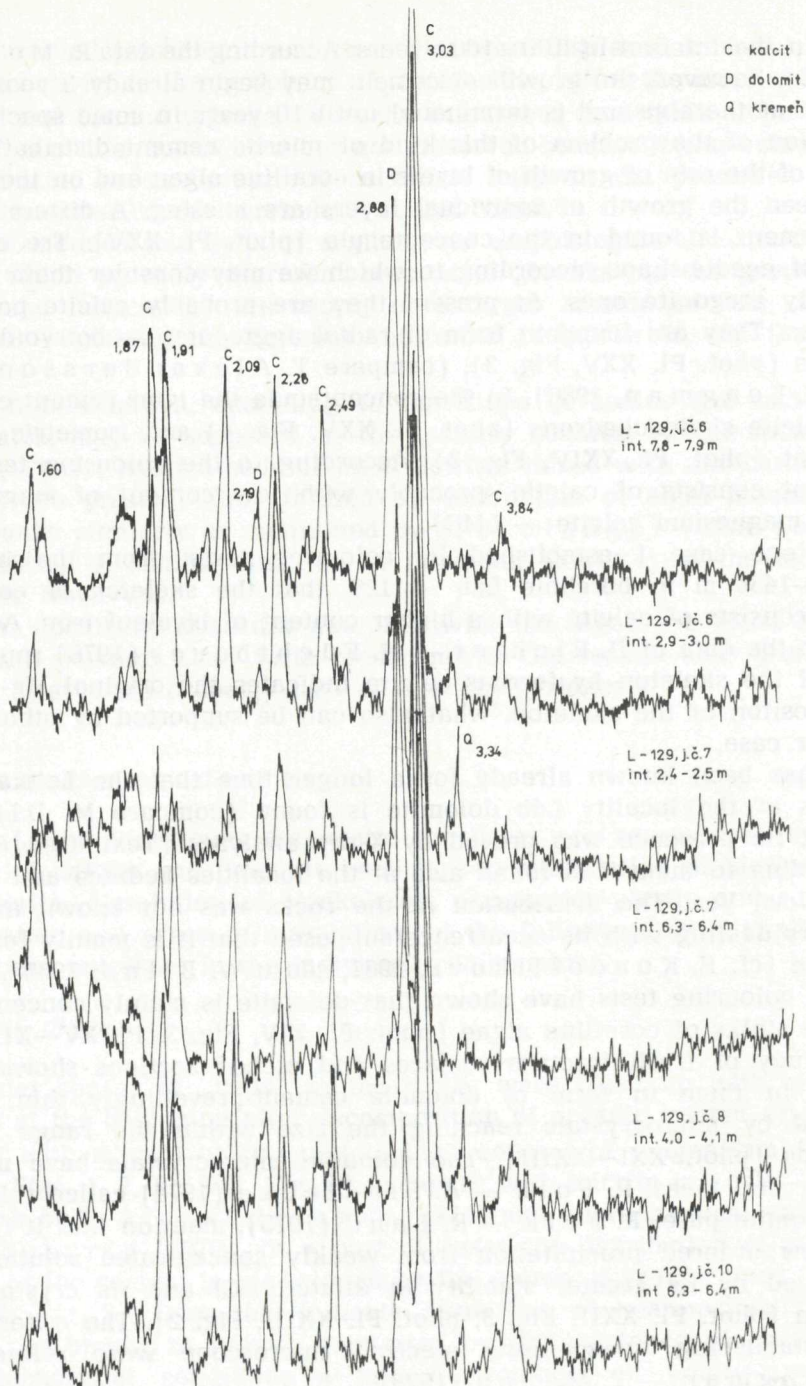
within the interval of 100—1000 years. According to the data of R. Moberly (1973), however, the growth of cement may begin already 3 years after death of the alga and is terminated until 10 years in some species. For solution of the problem of this kind of micrite cement distribution the data of the rate of growth of layers in coralline algae and on the breaks between the growth of individual layers are missing. A different kind of cement is found in the conceptacula (phot. Pl. XXV). The crystals are of needle-shape, according to which we may consider them as originally aragonite ones. At present they are probably calcite paramorphoses. They are found in form of radial aggregates — botryoidal aragonite (phot. Pl. XXV, Fig. 3), (compare T. Alexandersson, 1974; M. W. Longman, 1980). In the conceptacula the later cement consists of calcite scalenohedrons (phot. Pl. XXV, Fig. 4) and isometric calcite cement (phot. Pl. XXIV, Fig. 3). According to the colouring tests the cement consists of calcite, probably with low content of magnesium (low magnesium calcite — LMC).

In one case I established by colouring tests, from the interval 1430—1436 m in borehole Láb — 129, that the skeleton of coralline alga consists of calcite with a higher content of bivalent iron. According to the data of D. Richter — H. Fuchtbauer (1978) replacement of the skeleton by ferrous calcite indicates the original Mg-calcite composition of the skeleton, what also can be supported by other facts in our case.

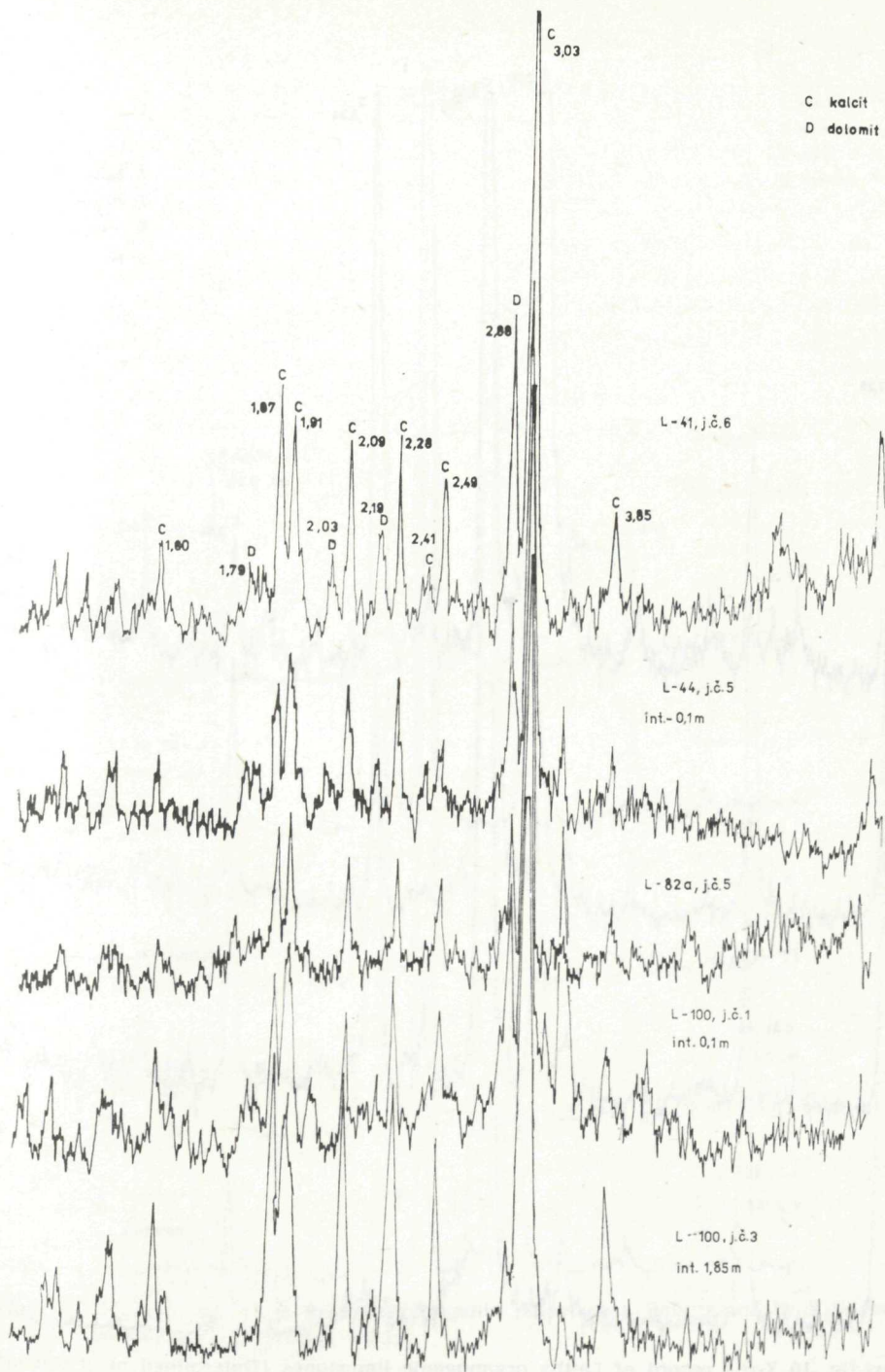
It has been known already for a longer time that the Leitha limestones at the locality Láb dolomite is found (compare M. Dlabač, 1971). Its presence was proved by X-ray analyses (Text. figs. 8—11). According to them it is found also at the localities Lednice and Devínska Nová Ves. The distribution in the rocks was not known and the authors dealing with its occurrence supposed that it is mainly found in micrite (cf. E. Konderlíková, 1981, sensu W. Blind, 1965).

The colouring tests have shown that dolomite is mainly concentrated in the stalks of coralline algae (phot. Pl. XIV, Fig. 3, Pl. XV—XIX). As the study of fresh fracture surfaces and etched sections shows, it is found in them in form of dolomite cement-prevailingly thin crusts formed by microcrystals reaching the size within the range 0,5—6 microns (phot. XXI—XXIII). The dolomite microcrystals have mirror-like crystal faces. R. Folk — A. Siedlecka (1974) called this type of dolomite pure. R. Folk — R. Land (1975), mention that it formed by slow ordered precipitation from weakly concentrated solutions as indicated by its greater stability in diluted HCl and its crystal perfection (phot. Pl. XXII, Fig. 3, phot. Pl. XXIII, Fig. 2). The criteria for its establishing in scanning electron microscope were refined by M. Longman — P. Mench (1978).

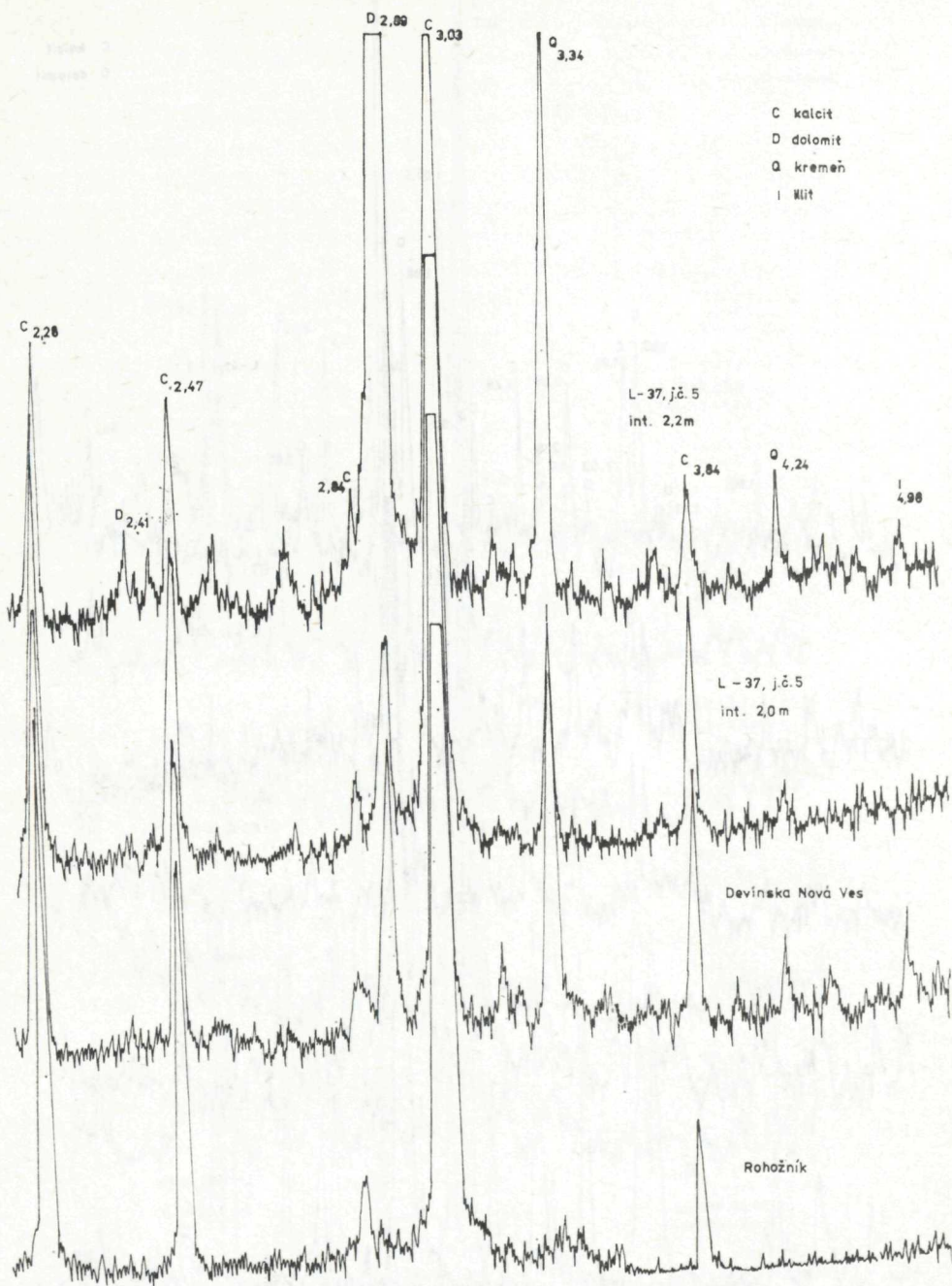
The shape of dolomite crusts corresponds to the inner dimensions of „cells“ and only in the marginal parts of the occurrence of dolomite



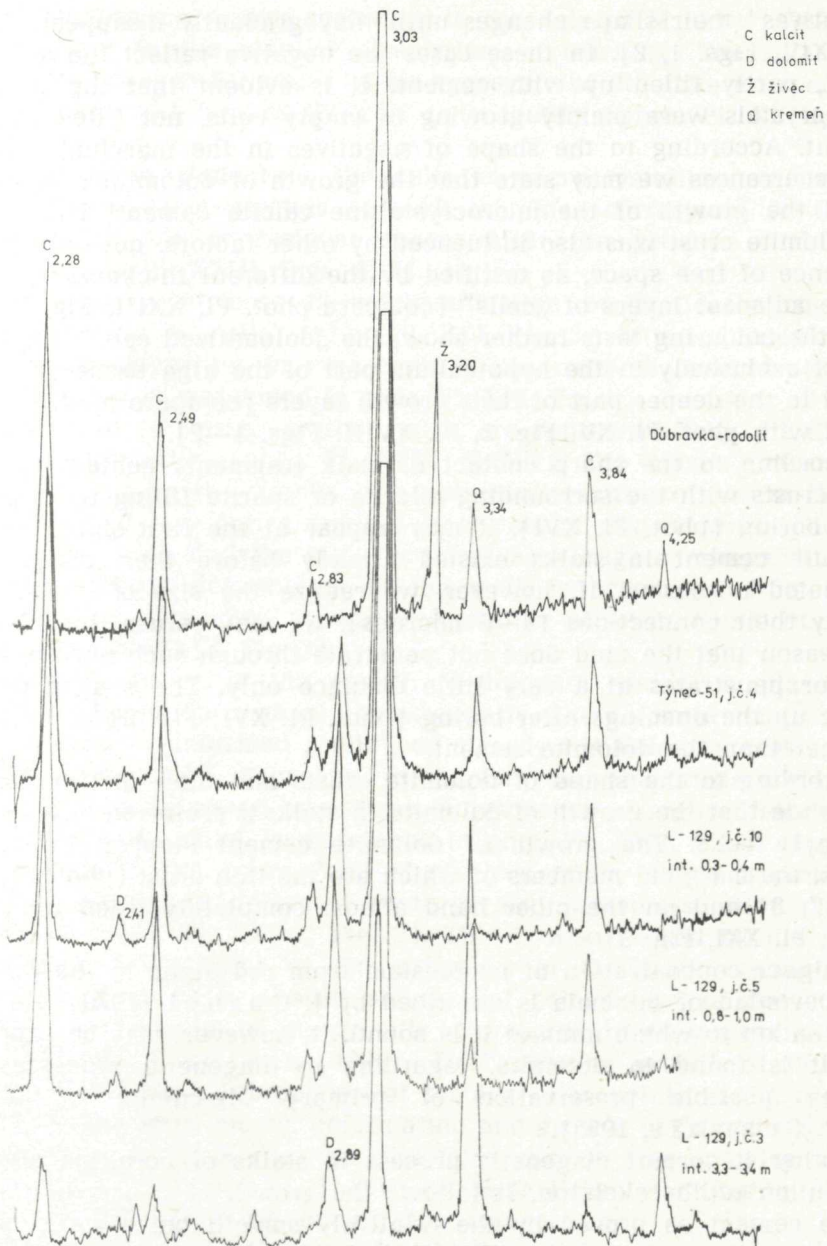
Text-fig. 8 X-ray record of Leitha organogenic limestones (Determined by R. Gavenda, 1982; Compiled by J. Kysela, 1984).



Text-fig. 9 X-ray record of Leitha organogenic limestones (Determined by R. Gavenda, 1983; Compiled by J. Kysela, 1984).



Text-fig. 10 X-ray record of Leitha organogenic limestones (Determined by R. Gavenda, 1983; Compiled by J. Kysela, 1984).



Text-fig. 11 X-ray record of Leitha organogenic limestones [Determined by R. Gavenda, 1984; Compiled by J. Kysela, 1984].

„negatives“ their shape changes until they gradually disappear. (Phot. Pl. XXIV, Figs. 1, 2). In these cases the negative reflect the shape of „cell“, partly filled up with cement. It is evident that the dolomite microcrystals were mainly growing in empty cells, not filled up with cement. According to the shape of negatives in the marginal parts of the occurrences we may state that the growth of dolomite cement followed the growth of the microcrystalline calcite cement. The growth of dolomite crust was also influenced by other factors, not only by the existence of free space, as testified by the different thickness of crusts in the adjacent layers of „cells“ (compare phot. Pl. XXIII, Fig. 7).

As the colouring tests further show, the „dolomitized cells“ are found almost exclusively in the hypothalium part of the alga tissue and were bound to the deeper part of their growth layers (compare phot. Pl. XIII, Fig. 2 with phot. Pl. XV, Fig. 2, Pl. XVIII, Figs. 1—2).

According to the sharp contact of stalk fragments containing dolomite crusts with the surrounding micrite or sparite filling up openings after boring (phot. Pl. XVI), it may appear at the first sight that the dolomite cement in stalks existed already before their composition originated or boring. If, however, we realize the size of „cells“ and mainly their connections (4—6 microns), we may refuse this idea for the reason that the mud does not penetrate through such narrow openings or penetrates at a very little distance only. The sparite cement filling up the openings after boring (phot. Pl. XVI, Fig. 2) is, however, younger than the dolomite cement.

According to the shape of dolomite crusts and their distribution we may state that the growth of dolomite in stalks is preferentially located in empty cells. The growth of dolomite cement stopped in various stages, the marginal members of which are the thin crust (phot. Pl. XXI, Figs. 7, 8) and on the other hand almost completely filled up „cell“ (phot. Pl. XXI, Fig. 3).

A higher concentration of magnesium from red algae in the Silurian and Devonian of Bohemia is described by J. O b r h e l (1979). He does not mention to which mineral it is bound. It, however, may be supposed that it is found in dolomite, regarding to diagenetic processes not making possible preservation of primary Mg-calcite of brucite (cf. R. S c h m a l z, 1965).

Another important diagenetic process in stalks of coralline algae is dissolution of the skeleton. It follows the growth of a part of the dolomite cement as proved by the relatively smooth outer walls of dolomite negatives in phot. Pl. XXII, Figs. 3—5, but often dolomite microcrystals were growing into the pores after the dissolved skeleton (compare phot. Pl. XXII, Figs. 6, 8, Pl. XXIII, Figs. 1, 5). Thus we may state that dissolution of the skeleton of coralline algae and the growth of dolomite cement are connected with each other. This obviously reflects processes of stabilization of skeleton calcite with a high cont-

ent of magnesium, which according to the data of M. Oti (1982) was taking place in the way of dissolution — leaching. The final stage of this processes is formation of an aggregate of dolomite microcrystals with the original texture difficult to indentify (phot. Pl. XXIII, Figs. 4, 5).

The youngest cement in the cells is microcrystalline calcite. The dimensions of microcrystals (10—20 microns) correspond to the dimensions of cell or residual spaces after the growth of dolomite cement (phot. Pl. XXIII, Figs. 6, 7).

A little frequent case is recrystallization of the early eogenetic micrite cement in „cells“ (phot. Pl. XXI, Fig. 3). It is indicated by the presence of impurities in monocrystals. An extreme case of stalk recrystallization is mentioned in phot. Pl. XIX, Fig. 3.

Compaction processes in the stalks are represented by plastic and rupture deformation (phot. Pl. XXVI, XXVII). The plastic deformation is conditioned by the porous — „moss-like“ texture of the stalk. The original round boundaries are deformed, sharp shapes form (phot. Pl. XXVI, Figs. 3, 4) and the stalk acquires an elongated shape. In some cases the plastic deformation of the stalk is accompanied by brittle deformation — breaking, shown by formation of joints (phot. Pl. XXVI, Fig. 2, phot. Pl. XLVI, Fig. 3).

The time relation of the growth of dolomite cement to plastic deformation may be determined unambiguously. The dolomite cement could grow already in deformed „cells“, or already the dolomite crusts could have been deformed. Regarding to the fact that the crusts are brittle, they should be deformed by rupture. An evidence of such a deformation of the „dolomite cells“ is mentioned in phot. Pl. XXII, Fig. 1 (top).

According to the course and sharp truncation of the hypothalium layers in plastically deformed ruptures also pressure-solution may be concluded (phot. Pl. XXVII, Fig. 2). This is also proved by the occurrence of microstylolites at the periphery of the stalk. Releasing of magnesium ions with pressure-solution of calcite and of the content of magnesium results in the growth of dolomite in close proximity according to H. Wanless (1979). The extensive growth of dolomite cement in the stalk (obscuring of texture) also points to the contemporaneous course of plastic deformation and growth of dolomite cement. So we may conclude that the dolomite cement was growing before compaction and during it. I have not established a situation corresponding to the growth of cement after compaction.

In the stalks often openings after boring are found. They are usually filled up with two generations of calcite cement. The initial cement is formed by skalenedrons (crystals of „dog teeth“ type). The central part of pores is filled up with isometric calcite cement (phot. Pl. XXIV, Figs. 3, 4).

Rhodolites

In coralline algae forming the largest part of rhodolites equal diagenetic processes were taking place as described in the preceding part. I shall describe the diagenetic changes in the zoaria of bryozoans and tubes of serpulid worms with the individual bioskeletons.

The original aragonite botryoidal cement is found more often than in the particular last-named bioskeletons (phot. Pl. XXXVI, Fig. 1). It formed most likely still during the growth of rhodolite, in an environment without mud, in the zone of active circulation of water (compare M. Longman, 1980).

Foraminifers

The chambers of the genus *Textularia* are filled up with microcrystalline calcite. The initial stage of growth is shown in (phot. Pl. XXVIII, Fig. 2). In the Leitha limestones no case of recrystallization of the test has been observed. This is obviously connected with composition of the test wall, in which originally the organic cement was found.

The chambers of miliolid foraminifers are filled up with framboid pyrite (phot. Pl. XXVIII, Fig. 5) and calcite with low magnesium content. The beginnings of the growth of calcite skalenohedrons are recorded in (phot. Pl. XXVIII, Fig. 5). At the locality Rohožník also tests which chambers filled up with izopachic, originally aragonite cement (phot. Pl. XXIX, Fig. 2) are found. The residual pores are filled up with izometric calcite cement. In rare cases the test of its part is recrystallized (see phot. Pl. XXIX, Fig. 1).

Dissolution of miliolid tests is bound to certain interval of the Leitha limestones (compare Text. fig. 7).

Cores of tests formed by calcite cement are preserved only (phot. Pl. XXVIII, Fig. 3).

In rare occurrences of test of the genus *Planorbulina* the chambers are filled up with microcrystalline calcite.

Peneroplid foraminifers are found sporadically. They have chambers filled up with microsparite to sparite cement. Only parts of the test are affected by recrystallization (phot. Pl. XXIX, Fig. 4).

The chambers in rotalid foraminifers are filled up with calcite skalenohedrons (cement of „dog teeth“ type). (Phot. Pl. XXIX, Figs. 5, 6). The cement often is completely filling up the chambers. The common globigerines show usually chambers filled up with calcite cement formed by skalenohedron crystals. The initial stage of their growth is shown in (phot. Pl. XXX, Fig. 3). The test is recrystallized in most cases. The chambers of amphistegines are filled up with calcite cement of „dog teeth“ type (phot. Pl. XXXI, Fig. 2) and residual pores are subsequently filled up with izometric cement. The beginnings of cementig and

recrystallization are shown in preservation of wall pores (compare phot. Pl. XXXI, Fig. 1 and Fig. 2). In completely recrystallized tests only phantoms of the inner structure are preserved (phot. Pl. XLVIII, Fig. 3). The division of cement growth in amphistegines and recrystallization of their tests in the profile of borehole Láb — 129 is represented in Text. fig. 7. A frequent case of the diagenetic changes of amphistegine tests is pressure solution. In several cases the process was taking place up to complete destruction of the test (phot. Pl. XXXI, Fig. 1). An extreme manifestation of the compaction processes in amphistegine is pressing of the „dog teeth“ type calcite cement into the test wall (phot. Pl. XXXI, Fig. 2). This process indicates at the same time also the relative age of the cement, which must have formed before compaction.

Serpulid worms

The central cavity in the worms tubes is filled up with micrite or calcite cement during diagenesis, in some cases incompletely. The cement is formed by calcite skalenohedrons (phot. Pl. XXXIII, Fig. 2), izometric cement (phot. Pl. XXXII, Fig. 2), or the cavity is filled up with an initial thin layer of isopachic fibrous cement and subsequently with izometric calcite cement — occurrence in rhodolite (phot. Pl. XXXII, Fig. 3). In a part of cases the shells are paramorphosed with calcite, phantoms of the wall structure are preserved in them, Pl. XXXII, Fig. 3. In most cases the shell is dissolved (phot. Pl. XXXIII, Figs. 2—4). The initial stages of dissolution are recorded in phot. Pl. XXXIII, Fig. 1 and phot. Pl. XXXII, Fig. 3. In the case of complete dissolution the tube filling is preserved only (cement, micrite). The last named case is mentioned in phot. Pl. XVI, Fig. 3. There are scarce cases when the tube was not filled up and dissolved (phot. Pl. XXXIII, Fig. 3). The skalenohedron calcite cement growing centripetally from the opening walls after dissolution of the tube is necessarily younger than the process of dissolution. Compaction phenomena shown by breaking of the tube are also rare (phot. Pl. XXXII, Fig. 2). The cement filling up the so affected tube is certainly post-compactional (compare the text to the figure). The division of the above mentioned processes in the profile of borehole Láb — 129 is mentioned in Text. figure 7.

Bryozoans

The zooecia of bryozoans are filled up with botryoidal, originally aragonite cement during the diagenesis (in rhodolites, phot. Pl. XXXVI, Fig. 1) and with calcite cement of „dog teeth“ type, the initial growth stage of which is shown in phot. Pl. XXXIV, Figs. 4, 5 and Pl. XXXV, Fig. 2 (centre). Some zooecia are bordered by pyrite and filled up with

microsparite (phot. Pl. XXXV, Figs. 1—3). At the locality Lednice I established the growth of dolomite cement in wall pores and fine joints (phot. Pl. XXXV, Figs. 5, 6).

The recrystallization and more intensive course of the paramorphic process is bound to some parts of the skeleton and shown in the unclear contact of pore filling and walls (compare phot. Pl. XXXV, Figs. 1, 3).

A part of the skeleton of zoaria, mainly of those taking part in the structure of rhodolites, is dissolved. The initial stage of dissolution, in form of micropores, is shown in phot. Pl. XXXIV, Fig. 3. It is possible that they are primary-skeletal pores enlarged by dissolution. The dissolution is strictly selective and affects the monomineral zoaria (phot. Pl. XXXVI, Fig. 2, phot. Pl. XXXVII, Fig. 1) as well as a part of the skeleton of bimineral zoaria (phot. Pl. XXXVI, Figs. 1, 3). According to the location of secondary pores, comparing with the figures of A. Cheetham — J. Rucker — R. Carver (1969), a part of the zoarium formed by aragonite was dissolved preferentially. A part of the wall of zoaria formed by calcite is preserved. The selective character of dissolution is also shown in preservation of the micrite filling of wall pores. The aragonite botryoidal cement filling up the zooecia in phot. Pl. XXXVI, Fig. 1 is not affected by dissolution, calling attention again to a possible porous structure of the aragonite bioskeleton, accelerating dissolution. The division of diagenetic processes affecting the skeleton of zoaria in borehole Láb — 129 is mentioned clearly in Text. fig. 7.

Bivalves

The shells of bivalves are rarely found. They are mainly represented by shell fragments of the genus *Ostrea*. They are neither more distinctly recrystallized, nor dissolved.

Gastropods

They are common. The inner pores are filled up with mud, recrystallized mud and sparite. In the less part of cases the conch is replaced by calcite paramorphosis. This is proved by the occurrence of phantoms of the wall structure (phot. Pl. XXXVIII, Figs. 1—2). Cases are also found (phot. Pl. XXXVIII, Fig. 3), in which it is difficult to determine whether there is a rapid course of paramorphosis (missing phantoms) or other processes leading to the existing state (compare the text to figure).

In most cases the gastropod conchs are dissolved (phot. Pl. XXXIX). This is obviously connected with the structure of the wall and its mineralogical composition. According to the data of R. Bathurst (1971) the gastropod conch is formed by aragonite. The secondary pores are

often filled up with calcite cement. I observed various stages of its growth. In phot. Pl. XXXIX, Fig. 3 it is the cement „dog teeth“ type. In Figs. 4—5 the secondary pores are partly filled up with izometric calcite cement. The survey of the mentioned diagenetic processes in the borehole profile Láb — 129 is given in Text. fig. 7. The compaction processes are shown by determination of secondary pores (see Pl. XXXIX, Fig. 2).

Echinodermata

The inner pores of echinoderm spines are filled up with calcite cement of optical orientation identical with the monocrystal of the spine. According to this relation the cement growth is called syntaxial or epitaxial growth. The initial stage of growth in the central part of the spine — stereome is shown in phot. Pl. XL, Fig. 6 (compare J. Neugebauer, 1979). In some cases the syntaxial cement grew into the free space in the frame of the spine (phot. Pl. XL, Fig. 6), or into the free space at the periphery of the spine (phot. Pl. XLI, Figs. 2—4). There are, however, also cases, in which the syntaxial cement was growing into micrite (phot. Pl. XLI, Figs. 1, 5). R. Bathurst explains such a situation (p. 431, Fig. 310, l. c.) by mud filling after the growth of cement. Such an explanation is improbable in our case. The syntaxial cement was growing first in micropores of mud and to its detriment by recrystallization.

The spine body is often of „powdery habit“ (phot. Pl. XLII, Fig. 1). This is caused by the presence of inclusions-micropores in spines (phot. Pl. XLII, Figs. 2—4). According to G. Neugebauer (1979) they formed by dissolution of the skeleton, which was originally formed by calcite with a high content of magnesium. The manifestations of dissolution can be observed unambiguously at the surface of the spine skeleton (phot. Pl. XL, Fig. 6, Pl. XLII, Fig. 2). The micropores in echinoid spines are found in the whole profile of the Leitha limestones from borehole Láb — 129 (Text. fig. 7) so that the question arises whether they cannot be the original micropore system, the presence of which is normal in the bioskeleton. Later dissolution processes would then use the primary micropore system only. Its existence would only accelerate dissolution. According to the shape of micropores (phot. Pl. XLII, Fig. 4), which are bordered by crystal faces in some cases, we cannot unambiguously conclude on the primary origin, as their origin can also be polygenetic including dissolution and subsequent growth. For the equal reason I cannot separate the primary pores from pores formed by dissolution. We can explain formation of the micropore system in the spine also by the process of stabilization of calcite with a high content of magnesium. If it was equal, as mentioned by M. Oti (1982), from stalks of coralline algae, a micropore system which is evidently

secondary, formed with it. It is only obvious that maximum concentration of micropores is in the ribs of the spines, influencing their preferential, unambiguously identifiable dissolution (phot. Pl. XLIII, Figs. 1—3). In the dissolved ribs pure calcite (phot. Pl. XLIII, Fig. 4) is found. Its presence may be explained by the filling of inclusions of released CaCO_3 . Repeated syntaxial growth after dissolution is, however, also possible. In phot. Pl. XLIII, Fig. 4 the fact may be proved that secondary pores formed by dissolution are bound to the spine body only — its ribs (correlation with the peripheral arch of rib) and does not affect the syntaxial cement growing into the inner pores. This testifies to the mineralogical and micropore predisposition of dissolution. The advanced and terminal stage of dissolution of spines are recorded in phot. Pl. XLIV, Figs. 1, 2. Noteworthy is still the relation of compaction and syntaxial growth. It is obvious according to the situation in phot. Pl. XLI, Fig. 1, that the syntaxial growth into the inner pores of spine was taking place after compaction. The distribution of the diagenetic processes affecting the echinoid spines in the borehole profile Láb — 129 is mentioned in Text. fig. 7.

Ostracodes

The ostracode tests are filled up with calcite cement of „dog teeth“ type. Various stages of its growth, from initial to complete filling up of the test, are preserved. In the last named case the test is often recrystallized.

Fine biodetritus

It consists mainly of bivalve shell and gastropod conch fragments and is prevalingly found in various stages of dissolution. The advanced stage is shown in phot. Pl. XXXVII, Fig. 3 and the terminal stage in phot. Pl. XXXIX, Fig. 4. We may often identify the former presence of biodetritus only by the occurrence of residual pores and larger crystals in micrite — microsparite (phot. Pl. XLV, Fig. 3). Selective — dissolved biodetritus is also rarely found. In this case the selective character is conditioned by the structure of layers in the detritus and by their mineralogical composition. The detritus from zoaria of bryozoans is also dissolved.

Let us still compile the order of resistance of individual bioskeletons to dissolution. As it results from Text. fig. 7, the conchs of gastropods are least resistant to dissolution, originally formed by aragonite, equally as the formerly aragonite tubes of serpulid worms. After them aragonite zoaria of bryozoans follow. The gradually increasing resistance to dissolution is shown further in the skeleton of coral-

line algae, echinoid spines and test of miliolid foraminifers, which were originally formed by calcite with a high content of magnesium.

Micrite — microsparite

The size of crystals in the „groundmass“ varies within the interval of 3–15 microns. According to the shape of microcrystals (phot. Pl. XLV, Figs. 2–3), their further growth may be considered. In some cases recrystallization is found (aggradational neomorphism). In one case (core no. 7) I established more extensive dolomitization of micrite. The dolomite microcrystals are packed, the original micrite takes up a small volume of space only (phot. Pl. XLV, Fig. 4). The size of dolomite microcrystals varies within the range of 2–6 microns and their crystal faces are not smooth. Before etching by diluted HCl they obviously contained calcite inclusions. The incomplete microcrystals were growing on micrite. These structures are characteristic of the growth of dolomite in micrite (compare M. Longman — P. MENCH, 1978).

Authigenic minerals are represented by pyrite, in the uppermost part of limestones in borehole Láb — 129 glauconite is found E. Konderlíková (1981) described also barite from the insoluble residue in intervals of depth 1430,5–1436,2 m and 1470,0–1479,0 m.

Pyrite is found in micrite and foraminifer tests in the form of fram-boids. Less often it borders the walls of zoecia in bryozoans (phot. Pl. XXXV, Fig. 2) or impregnates the tubes of serpulid worms (phot. Pl. XXXVII, Fig. 2).

Glauconite is found in form of free grains in micrite, filling up the chambers of globigerines and openings after boring in bivalve shells. According to the data of G. Odin — A. Matter (1981) it forms in the Recent on continental shelves with depth of water between 50–500 m. We may suppose formation on the bottom of the basin with depth of water more than 50 m also in the case of the Leitha limestones. I have not identified barite microscopically and so I also do not know its distribution in rock.

Compaction

Compaction of the carbonate sediment is accompanied by plastic and rupture deformation. Plastic deformation affects the stalks of coralline algae (Phot. Pl. XLVI, Fig. 3) and very rarely zoaria of bryozoans (phot. Pl. I, Fig. 3). In a part of cases plastic and rupture deformations are connected (phot. Pl. XLVI, Fig. 3). Rupture deformations shown in breaking of components (formation of joints) are bound to the period, in which the calcareous mud was not lithified yet, indicating its penetration into open joints (phot. Pl. XLVI, Fig. 1), or to the period when

the free spaces were still not filled up with calcite cement (phot. Pl. XLVI, Fig. 2). The rupture deformation in the environment with partly lithified mud are shown in phot. Pl. XLVI, Figs. 1, 2.

The youngest rupture deformation evoked by pressure and accompanied by formation of joints affect the already lithified sediment. The joints penetrate through all components and are either free (phot. Pl. V, Figs. 1, 2, phot. Pl. VIII, Fig. 3) or filled up with calcite cement, (phot. Pl. III, Fig. 4). According to the character of cement rapid stretching of the joint may be concluded (see M. Mišík, 1971), but also slow stretching may be taken into consideration, where the joint is not continuously filled up with cement.

Pressure solution

It is a frequent diagenetic process in the Leitha limestones. According to the data of R. Bathurst (1971) pressure solution is accompanied by migration of pore fluids to a large extent and so requires the existence of interconnected pore spaces, which are not found in completely lithified rocks. Ca^{2+} , Mg^{2+} , CO_3^{2-} ions released by pressure solution are a significant source of the carbonate cement.

In the Leitha limestones two types of contacts caused by pressure solution are found. They are stylolites and microstylolites. The former originate in pure limestones according to H. Wanless (1979), which contain textural resistant components (phot. Pl. XLVIII, Figs. 2, 4). The microstylolites form in argillaceous limestones. The combination of the boundaries of both types of limestones, or of resistant grains and argillaceous limestones is frequent (phot. Pl. XLVIII, Fig. 1). In this case stylolites are not forming because the lateral movement along microstylolites resolves the pressure effect over a wider area. Planar or undulated zones of microstylolite boundaries originate (phot. Pl. III, Fig. 2, Pl. IV, Fig. 4, Pl. VIII, Fig. 2). In phot. Pl. XLVIII, Fig. 1 also different resistance of the biocomponents to pressure solution may be observed. More resistant is the spine of echinoid. This situation is obviously conditioned by the type of skeleton and orientation of crystal axes of calcite in it.

Conditions of dolomite cement growth— ? dolomitization

According to R. Murray (1964) the growth of dolomite crystals during dolomitization is taking place in form of replacement of calcite, preservation of pre-existing empty spaces and is contradictory to the growth of cement. Dolomitization is understood equally also by J. Wilson (1975).

In our case the dolomite microcrystals are prevailing bound to formerly free spaces — thus are the cement. Only in several cases

dolomite is found in micrite and it is not completely clear whether it formed only by replacement or also by growth of micropores. In the advanced stage of growth of dolomite cement it is, however, problematic to distinguish whether dolomite formed by replacement of calcite or filling up of free pores when we do not know the preceding stages (compare phot. Pl. XXIII, Figs. 4, 5). This problem, concluding from the description of the situation in the figures, is neither clear to other authors (compare B. Buchbinder, 1979; D. Sibley, 1982), who describe the dolomite cement and call the process of its formation dolomitization.

Let us, however, abandon terminological problems and devote to the genesis of dolomite. At present several models of dolomitization exist. In our case we may exclude models reckoning with the effect of concentrated solutions bound to arid areas with evaporite sedimentation („seepage reflux“ model and „evaporation pumping“ model).

I mention the model considering mixing of meteoric and marine waters (L. Land, 1973; K. Badiozamani, 1973). The last named author mentions the results of calculations, according to which meteoric waters mixed with 5 to 30 % of marine water cause undersaturation regarding to calcite (dissolution), whereas saturation regarding to dolomite gradually increases.

This model is topical because the growth of dolomite at the locality Láb is connected with dissolution of the skeleton, originally formed by calcite with a high content of magnesium, thus with possible effect of meteoric (fresh) water (compare W. Longman, 1980). The formation of microdolomite in crinoids (skeleton with a high Mg content) and in cement in the environment with mixed water is described by W. Meyers — K. Lohman (1978) and A. Leutloff — W. Meyers (1984).

If we, however trace distribution of dolomite in the Leitha limestones, we establish that it is bound to accumulations enclosed in clayey environment (Láb, Lednice, Devínska Nová Ves), the occurrence at the basin margin (marginal parts of the sedimentation basin with permeable environment) do not contain dolomite (compare the X-ray analyses in Text. figs. 8—11). Thus it is missing at these localities where the activity of meteoric waters is most probable.

When we notice more in details the relation of the beginning of dolomite growth to dissolution, we see an opposite situation to the model supposed by K. Badiozamani (1973). First the cement was growing and then the skeleton was dissolved. Dolomitization in the sense of K. Badiozamani's model is described by J. Kaldi — J. Gidman, (1982). In this case the growth of crystals was preceded by dissolution of the skeleton.

What is thus the genesis of dolomite in limestones? Let us set out from the fact that the Leitha limestones at the deposit Láb contained

below the gas cap water with the content of components close to composition of recent marine water (compare the plate). The average chemical composition of marine water and deposit water at the locality Láb (content in g/l).

	1	2		1	2
Na ⁺	10,76	10,74	Cl ⁻	19,35	17,76
K ⁺	0,38	0,11	Br ⁻	0,067	0,048
Ca ²⁺	0,41	0,54	I ⁻		0,024
Mg ²⁺	1,29	0,16	SO ₄ ²⁻	2,71	0,14
Fe ²⁺ + Fe ³⁺		0,004	HCO ₃ ⁻	0,14	0,363
NH ₄ ⁺		0,048	H ₂ SiO ₃		0,012
sum:				35,0	30,27

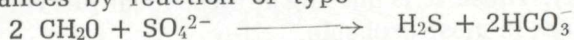
- 1 — Average composition of marine water according to J. Meyers et al. (1969)
 2 — Composition of deposit water at the locality Láb

In both cases the contents of individual components are close, analogous in composition to those described by F. Sayles — F. Mannheim (1975) from deeply buried marine sediments investigated in the frame of the DSDP Project.

The loss of magnesium and sulphate ions in pore waters is evident, less evident is the increase in Ca²⁺ and HCO₃⁻ contents. According to the cited authors these changes are characteristic of carbonate sediments with the rate of sedimentation greater than several cm for 1000 years, what also may be supposed in our case.

The carbonate sediment contained marine water during the growth of dolomite cement, which, however, is not aggressive to carbonates. It becomes aggressive when the partial pressure of CO₂ in it increases, accompanied by formation of HCO₃⁻ ions.

The last mentioned ions also forms by reduction of sulphate ions by organic substances by reaction of type



where CH₂O represents the source of organic carbon (l. c.). With this reaction the inhibiting effect of sulphate ions on precipitation of dolomite is removed at the same time.

The loss of certain part of sulphates in the solution may also be connected with the presence of barite in the Leitha limestones.

Carbon dioxide is also released with decomposition of organic substances — decarboxilations during formation of biogenic gas (D. Ríca — G. Claypool, 1981), or with thermocatalytic formation of natural gas and carbonization (J. Hunt, 1979). A further increase in

the partial pressure of CO₂ is possible in the case of formation of a migration barrier, which was represented in our case by calcareous claystones of the agglutinant zone surrounding the mounds of the Leitha limestones.

Under such conditions less stable components — aragonite and calcite with high Mg content begin to dissolve. Mg-calcite is subject to the process of microdissolution — precipitation. If the carbonate system is closed or half-closed (it is found in impermeable or little permeable environment) released Mg and Ca as well as Mg from marine water in form of disordered calcium dolomite-protodolomite are precipitated (D. Blake — D. Peacor — B. Wilkinson, 1982), which is gradually, in the way of cation ordering and reaching stoichiometry changing into dolomite. In our case it was mainly growing as cement on the walls of cells of coralline algae, dissolved in microscale. The preferential orientation of dolomite microcrystals in crusts (phot. Pl. XXI, Fig. 6) conditioned by the orientation of axes of calcite with a high content of magnesium in the wall of cell, confirms such a course of the process of cement growth also in our case (also compare D. Sibley, 1982).

The dolomite microcrystals in micrite (phot. Pl. XLV, Fig. 5) are not preferentially oriented, indicating the origin by replacement of micrite according to D. Sibley, l. c.

We still mention the positive results of colouring tests on the occurrence of Mg-calcite (recipe of H. Winland, 1971). According to colouring distribution (phot. Pl. XIX, Fig. 2) it should be found at the equal place as dolomite microcrystals. Or this effect is caused only by the mechanism of bond of titanium yellow to Mg-ions in alkalic environment?

Tracing the quantitative relation of dolomite — coralline algae — insoluble residue I cannot state an obvious dependence in the borehole profile Láb — 129 (compare Text-fig. 6). Only in core no. 7 I found out more extensive dolomitization in micrite. Indirect dependence between the content of dolomite and insoluble residue exists in it. The probably negative influence of clayey admixture on dolomitization is reflected.

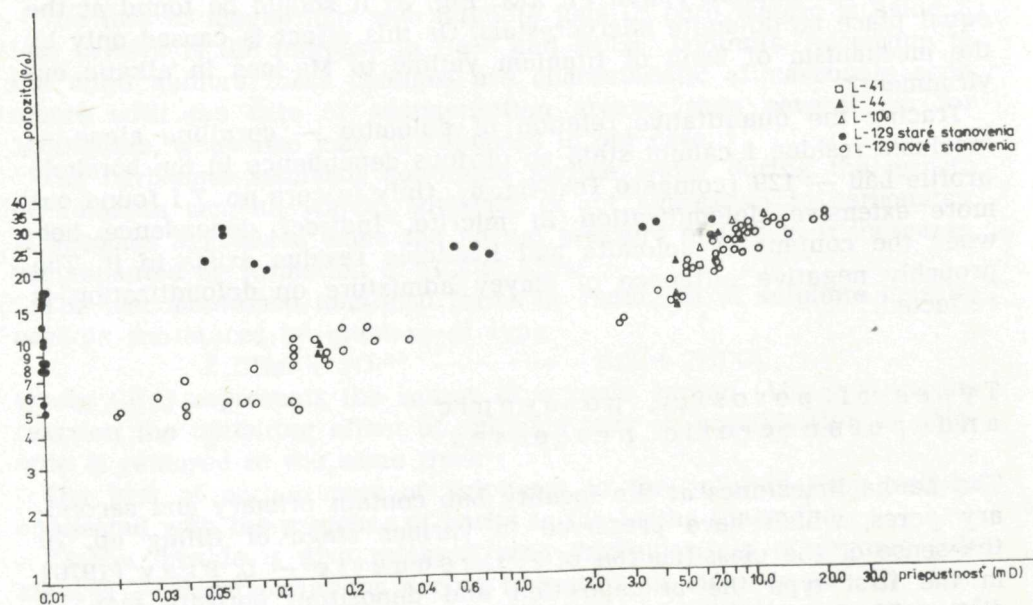
Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes

The Leitha limestones at the locality Láb contain primary and secondary pores, which have preserved in various stage of filling up. In the sense of the classification of P. Choquette — L. Pray (1970) in the first type the predeposition and deposition porosity may be distinguished. The secondary porosity in limestones is represented by the mesogenetic porosity.

The predeposition porosity is the prevailing type of primary porosity in the Leitha limestones at the deposit Láb. It is represented by the major part of intraparticulate porosity and part of porosity after boring by boring organisms.

Intraparticle porosity

It is bound to the bioskeleton and forms during the growth of cells (coral-line algae, phot. Pl. XIII, Figs. 1, 2; phot. Pl. XXI, Figs. 1, 4), chambers and pores (foraminifers, bryozoans, phot. Pl. X, Fig. 3; Pl. XI, Figs. 1, 2; Pl. XXVIII, Figs. 1, 2, 4, 5; Pl. XXIX, Figs. 1, 5, 6; Pl. XXX, Pl. XXXIV), or other openings in the bioskeleton (serpulid worms, gastropods, echinoid spines, phot. Pl. XL). It is also found in compact-looking parts of the skeleton (phot. Pl. XXVIII, Fig. 5, phot. Pl. XXXIV, Fig. 3). During deposition the intraparticle pores are reduced to filled up with mud, (phot. Pl. XXXII, Figs. 1; Pl. XXXVIII), during post-deposition processes they are reduced to filled up with cement (Pl. XXI, Figs. 2, 3; Pl. XXIV, Figs. 1, 2; Pl. XXV, Pl. XXIX, Pl. XXXII, Figs. 2, 3; Pl. XXXIV, Figs. 4–6; Pl. XXXV, Pl. XXXVIII, Pl. XLI). A particular case of intraparticle porosity is porosity after boring in our case, as it is strictly bound to the



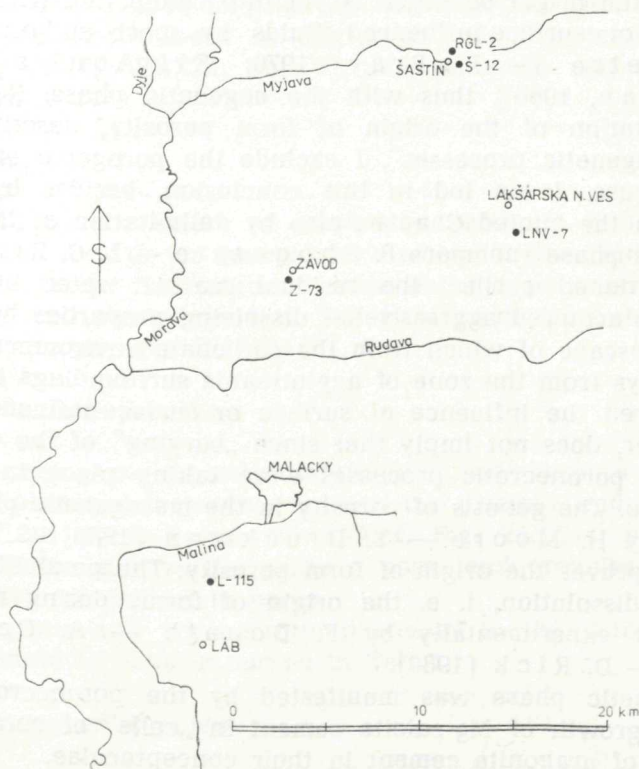
Text-fig. 12 Relation of porosity and permeability in organogenic limestones in Láb deposit compiled by J. Kyselá, 1984.

bioskeleton — particles and the term interparticle porosity is used in the sense of position and not in genetic sense (compare P. Choquette — L. Pray, l. c.).

Porosity after boring

It is bound to the stalks of coralline algae and rhodolites. It often formed before final deposition of the bioskeleton (phot. Pl. XXIV, Figs. 3, 4), in some cases, however, I cannot exclude formation after deposition (phot. Pl. XXVI, Fig. 1; Pl. XLIV, Figs. 3, 4). Often it is reduced to filled up with mud and cement (the photographic documentation is identical with the last quoted). With reduction of pores by mud geopetal textures form.

The deposition porosity originates during final sedimentation before subsequent burying. In our case it is represented by interparticle (matrix) porosity in carbonate mud, in sporadical case also large interparticle pores are found.



Text-fig. 13 Localization of boreholes studied in Vienna Basin basement (Compiled by J. Kysela, 1984).

Interparticle porosity

The interparticle pores in carbonate mud are figured in phot. Pl. XLV, Fig. 2. Regarding to the crystalline character of micrite we may call this porosity also intercrystal porosity. A large interparticle pore is shown in phot. Pl. XLI, Fig. 3. Pores of this type are reduced to filled up with cement in microscale and mesoscale.

Post-deposition — secondary porosity

It forms in carbonates after final deposition. As the mounds of the Leitha limestones were not emerged above the sea level, we may exclude the effect of the telogenetic phase. Unclear circumstances arise when we have to consider the effect of the eogenetic phase of porosity evolution and its relation to the mesogenetic phase. This is also connected with the origin of form porosity—porosity after the dissolved bioskeleton, the origin of which is put into connection with the effect of surficial or surface-influenced fluids by most authors (compare P. Choquette — L. Pray, 1970; Elf-Aquitaine, 1975; W. Longman, 1980), thus with the eogenetic phase. Regarding to the interpretation of the origin of form porosity, described in the Chapter „Diagenetic processes“, I exclude the porogenic effect of the eogenetic phase. I am led to this conclusion, besides by the facts mentioned in the quoted Chapter, also by delimitation of the effect of the eogenetic phase (compare P. Choquette — L. C. Pray, l. c.).

As I mentioned earlier, the residual marine water in carbonate accumulation acquired aggressive — dissolving properties by the effect of CO₂, the escape of which from the carbonate environment was hindered by clays from the zone of agglutinants surroundings the mounds. These hindered the influence of surface or surface-influenced waters. This, however, does not imply that since „burying“ of the mounds porogenic and poronecrotic processes were taking place in the mesogenetic phase. The genesis of porosity in the mesogenetic phase is also mentioned by H. Moore — Y. Druckman (1980); S. Mazullo (1981) also proves the origin of form porosity. The possibility of texture-selective dissolution, i. e. the origin of forms during mesogenesis was verified experimentally by F. Donath — A. Carozzi — L. Fruth — D. Rick (1980).

The eogenetic phase was manifested by the poronecrotic process only — by growth of Mg-calcite cement in „cells“ of coralline algae and growth of aragonite cement in their conceptaculæ.

During the mesogenetic phase form and joint porosity originated in the Leitha limestones at the locality Láb.

Form porosity

It originated by selective dissolution of the bioskeleton originally formed by calcite with higher magnesium content (coralline algae, phot. Pl. XXI, Figs. 5, 6; Pl. XXII, Figs. 3—7; Pl. XXIII, Figs. 1, 3, miliolid foraminifers, phot. Pl. XXVIII, Fig. 3, echinoid spines phot. Pl. XLIII, Fig. 4, Pl. XLIV, Figs. 1—2) and by aragonite (tubes of serpulid worms, phot. Pl. XVI, Fig. 3; Pl. XVII, Fig. 1; Pl. XXXIII, Figs. 2—4, zoaria of bryozoans Pl. XXXVI, Figs. 2, 3; Pl. XXXVII, Fig. 1; gastropods, phot. Pl. XXXIX, some bivalves and fine bioskeleton detritus mainly derived from gastropods and lamellibranchs, phot. Pl. XXXVII, Fig. 3; Pl. XXXIX, Fig. 4). The above mentioned bioskeleton is not dissolved in some intervals of borehole Láb — 129, also in individual cases. This is probably caused by the stagnant environment or microenvironment with processes analogous to those occurring in the stagnant fresh-water phreatic environment (compare W. Longman, 1980).

With dissolution of the bioskeleton with reduced primary porosity combined type of pore spaces originate (see phot. Pl. XXXIII, Figs. 2, 3).

The forms are reduced to filled up with dolomite cement (Pl. XXIII, Figs. 1, 5), calcite cement of the „type“ of „dog teeth“ (phot. Pl. XXXIII, Fig. 3, Pl. XXXIX, Fig. 3) and isometric cement (phot. Pl. XXXIX, Figs. 4, 5).

Joint porosity

It originated by the effect of tension or pressure on the individual components in rock or on the rock as a whole. In the Leitha limestones it is found rarely. The joints interconnect the pore systems and so improve the collector properties. The joint porosity is shown in phot. Pl. V, Figs. 1, 2 and Pl. VIII, Figs. 1, 3.

Other poronecrotic processes

During the mesogenetic plastic deformation and pressure solution take place. The plastic deformation reduces the primary and scarcely also secondary-form pores (phot. Pl. XXXIX, Fig. 2). The pressure solution reduces to destroys the primary pores and provides the material for the growth of cement in pores.

The porogenic and poronecrotic processes in the Leitha limestones are represented in form of survey in Tab. 1.

Fundamental types of porosity

The fundamental types of porosity in the Leitha limestones at the deposit Láb are the intraparticle, form and interparticle (matrix) po-

Table 1 Porogenic and poronecrotic processes in Leitha limestones at Láb locality

Mesogenetic	Eogenetic		Diagenetic environment	
	marine phreatic			
			inner sediment.	cement
			aragonite	
			Mg—calcite	
			dolomite	
			scal. calcite	
			syntax calcite	dissolution (forms)
			aragonite	
			Mg—calcite	
			skal. calcite (cement)	compaction
			plastic deformation	
			rupture deformation	
			pressure solution	
			tectonic joints	
			isometric calcite	

rosity. The porosity varies within the range of 4—31 %, permeability reaches the values of 0,01—22 mD. It is valuated as weak. The relation of porosity and permeability is represented in Text. fig. 12. The low values of permeability indicate micropore interconnections corresponding to matrix porosity. If we compare the values of porosity with representation of primary and form pores in borehole Láb — 129 (Text. fig. 7) at the level of mesoporosity, we may state certain dependence. The high values of porosity mostly correspond to the presence of form or primary — intraparticle pores. The data, however, are not complete. Continuous information on microporosity is missing, requiring an extensive study on scanning electron microscope. Let us still notice the differences in establishing of permeability in old samples and new samples (Text. fig. 12).

In new determinations the permeability reaches higher values. This probably corresponds to the loss of capillary water from cores with longer storing.

I stated equal types of porosity, porogenic and poronecrotic processes as in the Leitha limestones at the deposit Láb, also at the localities Lednice and Týnec. At the locality Rohožník only scarce forms occur, obviously formed in the fresh water phreatic environment. At the localities Rohožník and Devínska Nová Ves porosity is filled up.

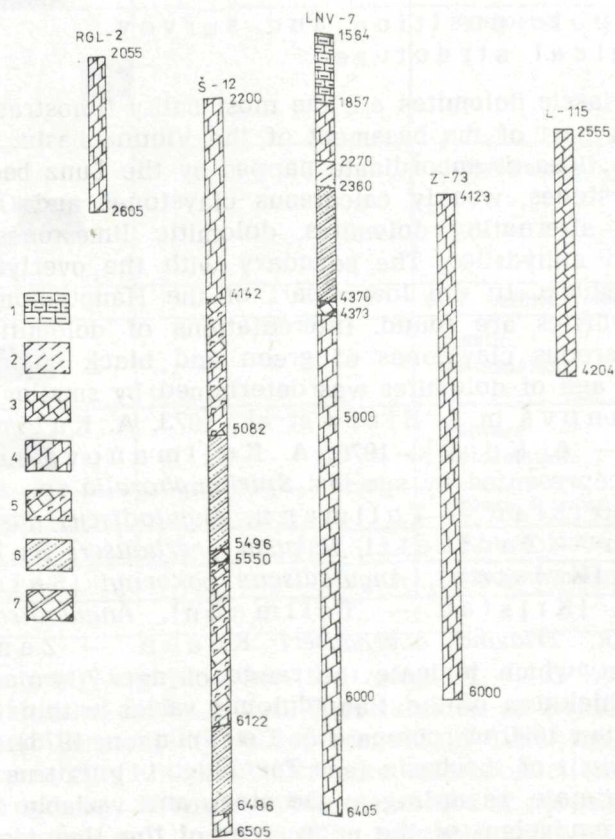
Upper Triassic dolomites

Stratigraphic position and survey of geological structure

The Upper Triassic dolomites are the most bulky lithostratigraphic unit in the Slovak part of the basement of the Vienna basin. Its basement is formed in slices or subordinate nappes by the Lunz beds consisting of shaly claystones, weakly calcareous claystones and Opponitz beds consisting of alternating dolomites, dolomitic limestones, calcareous dolomites and anhydrites. The boundary with the overlying Hauptdolomit is not sharp. In the lower part of the Hauptdolomit numerous beds of anhydrites are found. Intercalations of dolomitic limestones and non-calcareous claystones of green and black colours are little frequent. The age of dolomites was determined by smaller foraminifers (A. Kullmanová in A. Biely et al., 1973, A. Kullmanová ex F. Němec — A. Kocák, 1976; A. Kullmanová in J. Kysela et al. 1983), represented by species: *Spiriamphorella* sp., *Agathammina austroalpina* Kristan — Tollmann, *Angulodiscus gaschei praegaschei* Koehn — Zaninetti, *Rakusia oberhauseri* Salaj, *Angulodiscus tenuis* (Kristan), *Angulodiscus pokornyi* (Salaj), *Angulodiscus friedli* (Kristan — Tollmann), *Angulodiscus sinuosus* Weyschenk, *Triasina oberhauseri* Koehn — Zaninetti et Brönniman, which indicate the range of age ?Carnian — Norian (Rhaetian). Thickness of the Hauptdolomit varies within the range of 500 to more than 1000 m (compare A. Tollmann, 1976). In boreholes into the basement of the basin (see Text. Fig. 14) its true thickness is difficult to estimate, regarding to the steep and variable dips of beds.

The lateral equivalent of the upper part of the Hauptdolomit at the locality Láb are bedded Dachstein dolomites and dolomitic limestones. They contain foraminifers: *Angulodiscus gaschei gaschei* Koehn — Zaninetti et Brönniman, *Angulodiscus impressus* Kristan — Tollmann, *Angulodiscus tumidus* Kristan — Tollmann, *Rakusia oberhauseri* Salaj, which indicate a Norian — Rhaetian age (cf. A. Kullmanová, l. c.). Thickness of the Dachstein carbonate attains several hundreds of metres.

The tectonic structure of the basement of the Slovak part is complicated, however, essentially it may be stated that minimum as far as the line (Kovalov, Lakšárska Nová Ves, Rohožník) it is analogous to the structure in the Austrian Calcareous Alps and in the Austrian part of the basement of the Vienna basin (compare R. Jiříček, 1981, J. Kysela et al., 1983, R. Jiříček, 1984). According to the lithostratigraphical and tectonic criteria we may distinguish the Frankenfels — Lunz slice system, Gieshübel syncline, Ötscher nappe system (Tirolicum) and higher Alpine nappes (Juvavicum) or their equivalents.



Text-fig. 14 Schematized lithostratigraphic sections of boreholes studied in Vienna Basin basement (Compiled by J. Kysela, 1984)

1 — clayey limestones (Senonian); 2 — dark schistose claystones (?Rhaetian — Liassic); 3 — Dachstein dolomites and dolomite limestones (Norian); — Hauptdolomite with occasional anhydrite intercalations (Norian); 5 — Opponitz beds, anhydrites, dolomites, clayey limestones, claystones (Upper Carnian — ?Lower Norian); 6 — Lunz beds — dark schistose claystones and sandstones (Lower Carnian); 7 — Reifling limestones with occasional cherts, marls (Middle Triassic).

The Hauptdolomit in the individual nappes is of similar lithological character. Certain changes may be stated in representation of claystone intercalations. The Dachstein dolomites and limestones are found in the innermost tectonic units only.

Lithofacial and microfacial character, environment of sedimentation

The fundamental lithotypes of the Hauptdolomit are stromatolite dolomites, often with fenestrae — loferites, microcrystalline and crystalline dolomites. Less often are brecciated dolomites. Colouring varies within the range light-grey to dark-grey, also greyish-brown to brownish-grey colouring is frequent.

According to the data of A. Kullmanová in A. Biely et al. (1973), A. Kullmanová in J. Kysela et al. (1983) these microtextural types are found in dolomites: dolomicrite, dolosparite, dolooosparite, dolobioosparite, doloomicrite, dolobiomicrite and dolopelmicrite.

Bioskeleton allochems are represented by foraminifers, gastropods conchs, ostracodes and rarely also crinoids. Relatively often pellets and oolites are found. Pseudomorphs after evaporites — after crystals of gypsum and „birdseyes“ — pseudomorphs after gypsum concretions are also frequent.

All macro- and micro-features testify to sedimentation in subtidal environment (compare W. V. Müller — Jungbluth, 1968, 1970; K. Czurda — L. Niklas, 1970), in arid climate.

The Dachstein dolomites and limestones are represented by grey loferites, fine-grained and detrital calcareous dolomites and dolomitic limestones. In one case I also found out the presence of intervals of the lofer cyclothem (A. Fischer, 1964; see phot. Pl. LVIII, Figs. 1, 2). In the core the reduced interval A (black subhorizontal curve) is recorded, representing the period of emergence and erosion of the underlying interval C, in which cavities filled up with reddish mud are found (detail in Fig. 2, Pl. LVIII). Above the interval A a laminated dolomite with fenestrae-loferite is found. According to A. Fischer (1964) the cyclic sequence represents a reflection of transitions from the supratidal environment (interval A and part of interval B) to the intertidal environment (interval B) and finally to the subtidal environment (interval C).

Solution of relation of Hauptdolomit and Dachstein dolomite lithofacies was proposed by H. Zankl (1971, p. 150). In my opinion it corresponds to known facts.

The northernmost part of the Upper Triassic sedimentation area, preserved in the basement of the Slovak part of the Vienna basin was

drilled in boreholes Šaštín — 12 and RGL—2. The Hauptdolomit contains intercalations of green, black, locally also red claystones, indicating the supply of fine clastic material from the sedimentation area of the Carpathian Keuper, which is now part of the Fatricum, or formed by weathering processes in situ. According to A. Kröll — G. Wessely (1973) and G. Wessely (1975) the more frequent presence of these pelites in the Hauptdolomit is an indicator of competence to the Frankfels — Lunz sliced system. In southern direction the pelites gradually disappear.

A similar situation we may also observe on our territory, where in boreholes Lakšárska Nová Ves — 7 and Závod — 73 the intercalations of claystones are less represented and mainly bound to fillings of joints and stylolites. The Hauptdolomit drilled in the last named boreholes is already part of the Ötscher nappe system or Tirolicum. In southern direction the upper part of the Hauptdolomit gradually passes into the Lofér facies of the Dachstein dolomites and limestones, drilled in borehole Láb — 115. We could expect the cycles of transgression distinctly shown in the Dachstein carbonates also in the Hauptdolomit where, however, they were shown less distinctly (not containing unambiguous manifestations of subaerial weathering). It is difficult to trace cyclic dependence in boreholes cored in intervals, with length of interval 80—100 m.

We may consider only a part of fine-grained dolomites found in the Hauptdolomit but mainly in the underlying Opponitz beds, connected with evaporites (phot. Pl. LIV, Fig. 2) as primary, precipitated directly from solution.

The prevalence of micrograined dolomites (dolomicrites) and grained dolomites (dolosparites) formed by dolomitization of limestones, by replacement of a part calcium ions by magnesium ions.

The presence of evaporites in the succession unambiguously points to two models of dolomitization, established in areas with arid climate. They are the model of evaporation pumping and the model of „seepage reflux“.

In the first case (K. Hsü — C. Siegenthaler, 1969) the evaporation increases the concentration of salts in pore waters near the surface of supratidal to the point when calcium sulphate begins to precipitate in mass amount. This process removes the inhibiting influence of calcium sulphate in the solution on precipitation of dolomite and increases the Mg/Ca ratio in the residual salt brine. These conditions are suitable for dolomitization of near-surface parts of the sediment. Evaporation brings by capillary rise always new water from deeper beds of the sediment and so makes possible continuation of dolomitization.

The second model („seepage reflux“ — J. Adams — M. Rhodes, 1960) also reckons with the effect of highly mineralized salt brines,

impoverished in calcium sulphate. According to it a part of dense, heavier salt brines penetrates into depth towards the open sea and dolomitizes the limestones present there. According to both models dolomitization takes place during early diagenesis, is penecontemporaneous. The following late diagenetic dolomitization is taking place during the action of buried relict waters on limestones usually deep below the surface.

Types of porosity, porogenesis and poronecrosis

The dominating type of porosity in Upper Triassic dolomites is the secondary porosity represented by joint and brecciated porosity, to a less extent also vacuole and channel porosity. Its origin is polygenetic and connected with overthrusting of nappes, their additional thrusting, multiple uncovering of rocks and their non-structural dissolution.

Following the porogenic and poronecrotic processes in the Upper Triassic dolomites we may distinguish their following stages:

Depositional and eogenetic stage

The fenestral and intercrystal porosity originated in it.

The fenestral porosity is part of algal mats. Its origin is polygenetic, including decomposition of organic substances, shrinkage during desiccation and accumulation of water or gas. In the Hauptdolomit from the substratum of the basin fenestral porosity is filled up with clayey mud and dolomite cement (phot. Pl. XLIX, Fig. 2, Pl. L, Figs. 1, 3), only in scarce cases the fenestral pores are partly filled up (phot. Pl. L, Fig. 2). In the Dachstein dolomite the fenestral pores are filled up with calcite (phot. Pl. LVIII, Figs. 3, 4). Filling up or reduction of pores was obviously taking place during mesogenesis in both cases.

The intercrystal porosity arising during the dolomitization processes in the eogenetic stage of development is already also not preserved at present. It was filled up with dolomite cement.

Mesogenetic and telogenetic stages

The pre-nappe stage of mesogenesis was prevailingly shown by poronecrotic processes represented by the growth of cement in fenestrae, scarcely also in intraparticle pores and further growth of dolomite into intercrystal pores.

A significant post-orogenic process was Mediterranean overthrusting of nappes (compare A. Tollmann, 1976). It formed joint to brecciated porosity. Post-orogenic processes evoked by hydraulic splitting of rock

near beds with anomalous high bedding pressure were also not negligible, which are usually bound to evaporite horizons. This process is, however, also accompanied by poronecrosis — filling up of joints with unconsolidated clayey material.

In the near-surface zone of the nappes the post-orogenic processes were taking place by expanding of the joint systems and nonstructural dissolution of rocks by aggressive fluids. Channel and vacuole porosity forms. The origin of the last named type of porosity could be pre-disposed also by the presence of forms after dissolved evaporites. Dissolution of a larger mass of evaporites resulted in further formation of joint porosity. We may designate this stage of porosity genesis as pre-Gosau telogenesis. In this stratigraphic range it is bound to the Frankenfels — Lunz sliced system only. The near-surface part of the more inner nappes was subject to telogenesis for a longer time, to the Upper Campanian in the area of Studienka and further to the south the telogenesis persisted to the Eocene.

In deeper parts of the nappes the mesogenesis continued, in which poronecrotic processes — pressure solution and cementation predominated. As the photographic material shows (phot. Pl. LVI, Fig. 2, Pl. LVII, Fig. 3, Pl. LVIII, Fig. 5), pressure solution accompanied by formation of stylolites followed formation of at least a part of joints.

The Gosau transgression probably affected the poronecrotic system of the secondary — pre-Gosau telogenetic porosity. We may suppose that the near-surface joint system was filled up with internal sedimentation and later in the mesogenetic zone also with carbonate cement. This stage persists in a part of the sedimentation area to the Paleogene.

Another, important porogenic process was post-Gosau, more precisely said Pyreneic additional thrusting of nappes (cf. A. Tollmann, 1976). It was accompanied by formation of a new system of joint porosity.

In the near-surface zone of nappes also a new telogenetic stage of the genesis of porosity — the pre-Neogene telogenesis began. It mainly affected the frontal parts of nappes with denuded Gosau sediments. Its persistence was not equally long in the basin. In the larger part of the basin it ended with the Eggenburgian, only west of the line Rohožník — Šaštín (see R. Jiříček, 1978) it persisted to the Karpatian. It was shown by the second stage of formation of channel and vacuole porosity.

In the deeper — mesogenetic zone of nappes further mesogenesis was taking place, shown in poronecrosis—pressure solution, cementation of joint systems and vacuole porosity.

The Neogene transgression was shown in the zone of pre-Neogene telogenesis by poronecrosis, internal sedimentation in the joint systems, in channels, locally possibly also in caverns. With continuing sinking to the mesogenetic zone cementation was and recently probably also is taking place in them.

The last porogenic process is formation of joint porosity near the Neogene faults.

Let us still notice the telogenetic stage of formation of porosity bound to the Dachstein dolomites.

It is represented by formation of texturally non-selective cavities (? channels) in the interval C of Fischer's cyclothem. According to the quoted author they could have formed by the effect of meteoric water. Soon after formation, during sedimentation of the overlying bed they were filled up with several generations of reddish carbonate mud. The younger of them are separated by crusts of calcite cement.

Comparing the outlined course of porogenesis (poronecrosis) in the Upper Triassic dolomites from the basement of the Vienna basin with factual — drilling geological material we may state one to three generations of joint systems or stages of their expanding (cf. phot. Pl. LV, Fig. 2). We may identify their formation with the distinguished stages of porogenesis but such identification may be far from the reality. Problems arise when only one generation of joints is present in the rock. It could have formed in some of the mentioned porogenic stages or during some of their parts. Certain guide may be the state of filling up, we suppose there that the youngest generations are unfilled, however, this need not be a rule. The equal statement is also valid in the case of vacuole porosity (phot. Pl. LIII, Figs. 3, 6). According to crossing of several joint generations we although have certain information on their relative age, but the data on the conditions of their filling up are missing. We may obtain these in future by combination of the methods of petrological, cathode — luminescence and isotopic study and studies of homogenization temperature of two-component inclusions in the joint filling.

A part of the joints, vacuoles and channels, usually the youngest generation is not filled up with the solid phase and forms collector spaces.

The porosity and permeability of the Hauptdolomit as collector at the deposit Závod was evaluated quantitatively by B. J a n d o v á in F. N ě m e c (1983). She mentions porosity within the range of 0,5—5 %, permeability within the range of 38—93 mD.

Prognosis of the collector zones

Closing I still am dealing with prognosis of most favourable developed collector zones in the Hauptdolomit. The most favourable obviously will be the zones, in which several porogenic processes are connected. The dense, unfilled joint systems will be bound mainly to the frontal parts of the post-Gosau nappes near the pre-Neogene surface (zone of pre-Neogene telogenesis). An optimal case is the presence of evaporites in this zone. At the deposit Závod evaporites, although obviously forming the stable horizon at the base of the Hauptdolomit, are not found

from the pre-Neogene surface on the depth of 1800 m below it. They were dissolved during the pre-Neogene telogenesis. The open joint system accompanies also Neogene faults in the pre-Neogene basement. The influence of the mentioned factors may be proved at the gas deposit Závod, J. Kyselá — A. Kullmanová (1976) and at the deposit Borský Jur.

Conclusion

The analysis of microfacies, microtextures, diagenetic-poronecrotic and porogenic processes in the Leitha limestones indicated that the limestones form organogenic mounds. They consist mainly of detritus of coralline algae, rhodolites, amphistegines and bryozoans. The mounds accumulated on the Láb sands, with their surface reached the boundary of wave effect, which destructed the algal mats and displaced the detrital material to the periphery carbonate accumulation.

They contain primary porosity represented by pores in the bioskeleton (intraparticle porosity) and pores in micrite (interparticle — matrix porosity). The secondary porosity formed during the mesogenesis and is represented by form porosity. Its formation was evoked by the process of ripening of organic matter, accompanied by release of CO₂ and hydrocarbons. The residual — marine water in carbonate mounds surrounded by impermeable pelites of the zone of agglutinants was gradually saturated with CO₂ and became aggressive regarding to less stable carbonates, to calcite with a high content of magnesium and to aragonite. In the initial phase of mesogenesis this led in coralline algae to microdissolution of Mg-calcite in the walls of „cells“ and to growth of the dolomite cement, followed by complete dissolution of the skeleton and further growth of dolomite crystals into the secondary pores. The mineralogically conditioned dissolution also affected the tests of miliolid foraminifers, tubes of serpulid worms, zoaria of bryozoans, gastropod conchs and echinoid spines.

The poronecrotic processes affected the primary and secondary pores. They are represented by filling up with mud, cementing, compaction and pressure solution. They were not taking place to complete filling up the porosity, in which case also continuous accumulation of hydrocarbon gases played some rôle.

We may expect analogous mounds of the Leitha limestones with equal porogenic and poronecrotic processes in the area north and north-east of Láb. If they are in suitable structural position, they can contain accumulations of hydrocarbons regarding to their porosity.

The Upper Triassic dolomites in the basement of the Slovak part of

the Vienna basin contain secondary porosity represented by joint, brecciated and vacuole porosity. It formed in the time of the Mediterranean and Illyrian phase of mesogenesis and following — pre-Gosau and pre-Neogene telogenesis. The poronecrotic processes represented by filling up with clayey matter during hydraulic splitting, by filling up with sediments and cement with pressure solution did not reach the final stage of filling up of the porosity. In the open pore systems accumulations of hydrocarbons are found (deposits of Závod [and Borský Jur]).

When we trace representation of the individual types of porosity in the Upper Triassic dolomites we may state that from the view-point of porosity zones are and will be most favourable, in which the effects of several porogenic processes are connected. In the basement of the Vienna basin there are the intensively jointed fronts of nappes or jointed imbricated zones in the part closely adjacent to the pre-Neogene surface, in which aggressive meteoric fluids were effective. An optimal case is the occurrence of evaporites in the near-surface zone situated in a permeable environment (Hauptdolomit). With their dissolution further joint and brecciated porosity forms. The youngest process improving the collector properties of the Upper Triassic dolomites are rupture deformations — accompanied by formation of joint along the Neogene faults.

List of Figures 1—10 (only in Slovak text)

- Fig. 1 Schematic section illustrating distribution and relationships of environment (zones) during eogenesis.
- Fig. 2 Characteristics of marine phreatic environment.
- Fig. 3 Schematic section illustrating marine phreatic environment divided into areas with active water circulation, poor cementing.
- Fig. 4 Characteristics of vadose freshwater environment.
- Fig. 5 Ideal section through freshwater vadose environment illustrating distribution of zones of dissolution and separation of carbonates.
- Fig. 6 Characteristics of fresh-water phreatic environment.
- Fig. 7 Schematic section of idealized fresh-water phreatic environment.
- Fig. 8 Geological classification of pores and pore systems in carbonates.
- Fig. 9 Pattern of porosity denomination.
- Fig. 10 Description and illustration of stages in evolution of form, demonstrating utilization of genetic information.

List of Tables 2—10 (only in Slovak text).

Table 2 Time-porosity conditions.

Table 3 Primary porosity division with respect to depositional environment.

Table 4 Ideal distribution of porogenesis and poronecrosis zones in fresh-water phreatic environment.

Table 5 Porosity evolution during eogenetic phase of diagenesis.

Table 6 Distribution and character of evolutionary changes during eogenetic phase of diagenesis.

Table 7 Influence of mesogenetic diagenesis phase on porosity.

Table 8 Distribution and character of evolution changes during mesogenetic phase of diagenesis.

Table 9 Influence of telogenetic phase of diagenesis and porogenesis on porosity.

Table 10 Relationships of diagenesis and porogenesis/poronecrosis.

Explanations of photographs (Plates I—LXVI)

Plate I

Lithofacies of the Leitha limestones from the borehole Láb — 129.

- 1 Algal limestone consisting of stalks of coralline algae and rhodolites, which have laminar to globular growth shape. The rhodolite right in the middle is composite; serpulids, coralline algae and bryozoans are in it.
Core no. 5, depth 1445—1454 m, interval 2,8—2,9 m (cut surface). Scale — band of millimetre paper, length 5 cm.
- 2 Algal limestone, in which are fragments of stalks of coralline algae, in a part of cases bored. Zoaria of bryozoans, gastropods and larger foraminifers are seldom.
Core no. 5, interval 5,9—6,0 m.
- 3 Bryozoan-algal limestone. The bioskeletons are affected by plastic deformation and pressure solution. The zoaria of bryozoans (middle below) are more resistant to plastic deformation.
Core no. 5, interval 6,3—6,4 m.
- 4 Algal limestone formed by fragments of stalks of coralline algae and rhodolites, which are of globular growth shape. Rarely are zoaria of bryozoans (left top) and larger foraminifers. The bioskeleton of algae and bryozoans is affected (to a different extent) by plastic deformation and pressure solution.
Core no. 4, depth 1454,0—1463,0 m, interval 1,7—1,8 m.

Plate II

Lithofacies of the Leitha limestones in borehole Láb — 129.

- 1 Clayey foraminiferal limestone with rare fragments of coralline algae. The foraminifers are represented by the genus *Amphistegina*. The fragments of stalks are plastically deformed. The black elongated spots at the photo consist of calcareous claystone.
Core no. 6, depth 1454,0—1463,0 m, interval 4,7—4,6 m.
- 2 Foraminiferal — algal limestone consisting of fragments of stalks of coralline algae, rhodolites with laminar growth shape (middle top) or also with ?branched growth shape (middle), with frequent conceptaculæ in the stalk. The rhodolites

are affected by boring. In the lower part of the core are abundant amphistegines.
Core no. 6, interval 5,7—5,8 m.

3 Foraminiferal — algal limestone formed by fragments of coralline algae, rhodolites of laminar and globular growth shape and amphistegines.

Core no. 7, depth 1463,0—1470,0 m, interval 3,4—3,5 m.

4 Relation of three lithofacies in the core fragment. In the upper part rhodolites of branched and columnar growth shape are found. In the middle part are stalk fragments of coralline algae with amphistegines, affected by plastic deformation and pressure solution. In the lower part of the core clayey amphistegine limestones are found.

Core no. 7, interval 4,7—4,9 m.

Plate III

Lithofacies of the Leitha limestones from borehole Láb — 129.

1 Algal limestone with stalk fragments of coralline algae and with rhodolites. The filamentous forms are stalks of the genus *Lithophyllum*, on which plastic deformation, also affecting rhodolites, is shown most distinctly.

Core no. 8, depth 1470,0—1479,0 m, interval 1,3—1,4 m.

2 Algal limestone formed by stalk fragments of coralline algae and rhodolites of laminar and globular growth shape. Amphistegines bound to clayey parts are little frequent. Pressure solution and plastic deformation are mainly distinct in clayey parts of the limestone (black spots).

Core no. 8, interval 1,9—2,0 m.

3 Foraminiferal algal limestone with fragments of coralline algae and amphistegines, left top a zoarium of bryozoan overgrown first with laminar type of stalk, which later developet into the globular type.

Core no. 8, interval 4,05—4,17 m.

4 Algal limestone with fragments of coralline algae (mainly *Lithophyllum*) with rhodolite of branched growth shape, with tendency to transition to the globular shape in the youngest layer. The rhodolite is affected by boring. Righth is a joint filled up with calcite.

Core no. 8, interval 4,97—5,1m.

Plate IV

Lithofacies of the Leitha limestones from borehole Láb — 129.

1 Algal limestone consisting of stalk fragments of coralline algae and rhodolites of laminar and globular growth shape, which are affected by boring. The openings after boring were filled up with calcareous mud.

Core no. 9, depth 1479,0—1484,0 m, interval 0,15—0,25 m.

2 Clayey foraminiferal limestone with larger foraminifers of the genus *Amphistegina*, which are partly affected by pressure solution.

Core no. 9, interval 0,6—0,7 m.

3 Algal limestone with stalk fragments of coralline algae and rhodolites of columnar and laminar growth shape. Zoaria of bryozoans are little frequent. The limestones are affected by pressure solution (black sutures).

Core no. 9, interval 4,0—4,1 m.

4 Algal limestone overfilled with fragments of coralline algae with rhodolites. Pressure solution and plastic deformation, mainly distinct in clayey parts of the limestone, are frequent.

Core no. 10, depth 1484,0—1493,0 m, interval 2,4—2,5 m.

Plate V

Porosity of the Leitha limestones from borehole Láb — 129 (photographed in oblique lighting).

- 1 Secondary — form and joint porosity in algal limestone. The first type of porosity originated by dissolution of shells (or their fragments) of serpules, bryozoans, gastropods. Porosity is 12 %, permeability 2,7 mD.
Core no. 4, depth 1436,5—1445,0 m, interval 1,7—1,8 m.
- 2 Primary, residual and secondary porosity in algal limestone. The first type is represented by porosity after boring in rhodolites (right top, left bottom). The pores were partly filled up with calcareous mud (geopetal textures). The secondary pores formed by dissolution of the skeleton of bryozoans, gastropod conchs or their detritus and echinoid spines. The last porogenetic process was formation of joints.
Core no. 5, depth 1445,0—1454,0 m, interval 0,0—0,1m.
- 3 Primary, residual and secondary porosity in algal limestone. Similarly as in the preceding case primary pores after boring are in rhodolites, partly filled up with lithified mud. The secondary porosity formed by dissolution of gastropod conchs, their fragments and the skeleton of bryozoans (middle top). The average porosity is 28 %, permeability 17,5 mD.
Core no. 5, interval 2,1—2,2 m.
- 4 Primary and secondary porosity in algal limestone. The „chalk“ habit of a part of stalks of coralline algae shows microporosity. The secondary porosity formed by dissolution of tubes of serpulid worms and skeleton of bryozoans in rhodolites (right middle) and conchs of gastropods or their fragments.
Core no. 5, interval 2,8—2,9 m.

Plate VI

Porosity in the Leitha limestones from borehole Láb — 129 (photographed in oblique lighting).

- 1 Primary and secondary porosity in algal limestones. The micropores are found in stalk fragments of algae (chalk habit). The secondary porosity formed by dissolution of the skeleton of bryozoans and detritus of gastropod conchs. The average porosity is 20 %, permeability 5 mD.
Core no. 5, depth 1445,0—1454,0 m, interval 3,6—3,7 m.
- 2 Primary and secondary porosity in algal limestone. In the stalks of algae are primary pores after boring, partly reduced by the sediments (geopetal textures, left). The secondary porosity formed by dissolution of the tubes of serpulid worms, gastropod conchs and their detritus. In the right part of the core is joint porosity. The average porosity of limestone is 17,5 %, permeability 6 mD.
Core no. 5, interval 5,9—6,0 m.
- 3 Primary and reduced primary porosity in bryozoan-algal limestone. Primary, intraparticle pores in the zoarium of bryozoan locally reduced by plastic deformation and pressure solution are visible. According to the „chalk“ habit of the deformed stalks of algae the presence of microporosity may be concluded.
Core no. 5, interval 6,3—6,4 m.
- 4 Primary and reduced primary porosity in algal limestone, represented by porosity after boring in rhodolites, by intraparticle porosity in rare zoaria of bryozoans. The micropores in the stalks are filled up with cement (glassy habit of most stalks).
Core no. 6, depth 1454,0—1463,0 m, interval 1,7—1,8 m.

Plate VII

Porosity in the Leitha limestones from borehole Láb — 129 (photographed in oblique lighting).

- 1 Primary porosity in clayey foraminiferal limestone. The intraparticle pores are found in the skeleton of amphistegines. Concluding from the chalk habit of stalks of coralline algae, the intraparticle micropores are preserved also in them. The average porosity of the foraminifer limestone is 24 %, permeability 9 mD.
Core no. 6, depth 1454,0—1463,0 m, interval 4,7—4,8 m.
- 2 Primary and secondary porosity in algal limestone. The micropores are preserved in most stalks of algae (chalk habit). The groundmass is in the advanced stage of lithification, secondary pores formed by dissolution of gastropod conchs and their detritus are rare. The average porosity of limestone is 4,5 %, permeability 0,06 mD.
Core no. 6, interval 7,8—7,9 m.
- 3 Primary and secondary porosity in algal limestone. According to the chalk habit of stalks in fragments and rhodolites the microporosity is preserved in them. The pores after boring are partly filled up with lithified calcareous mud. The secondary pores formed by dissolution [of bryozoan shells (in rhodolites) and gastropod conchs. In the lower part of the core microporosity in stalks is reduced by plastic deformation and pressure solution.
Core no. 7, depth 1463,0—1470,0 m, interval 1,7—1,9 m.

Plate VIII

Porosity in the Leitha limestones from borehole Láb — 129 (photographed in oblique lighting).

- 1 Prevaingly secondary porosity in algal limestone represented by forms after dissolution of bryozoan and gastropod shells, joints and? vacuoles in their vicinity. The stalks of algae have partly preserved microporosity (chalk habit).
Core no. 10, depth 1484,0—1493,0 m, interval 6,9—7,0 m.
- 2 Primary and secondary porosity in algal limestone. The microporosity is preserved in stalks of coralline algae, reduced by plastic deformation and pressure solution in the lower part of the core. In the groundmass secondary pores formed by dissolution of shell fragments are found. The average porosity of limestone is 28,5 %, permeability 13 mD.
Core no. 10, interval 7,4—7,5 m.
- 3 Residual primary and secondary porosity in algal limestone. In the stalk of alga (middle right) parts with preserved microporosity are stressed by cutting. In the lithified calcareous mud numerous forms — secondary pores after the dissolved organogenic detritus and scarce shells are found. The joints are in the initial stage of filling up, their walls are covered with calcite crystals.
Core no. 5, depth 1445,0—1454,0 m, interval 0,0—0,1 m.
Photographic equipment Opton, magnif. 13 x.

Plate IX

Microfacies and porosity of the Leitha limestones from borehole Láb — 129 (photographed in oblique lighting with black basis).

- 1 Amphistegine — algal microfacies. The primary intraparticle pores are preserved partly in stalks of algae (chalk habit), in amphistegines and zoarium of incrusting bryozoan. The pores in miliolid foraminifer (below) are filled up with calcite. The secondary pores are represented by forms after dissolved fragments of gastropod conchs and unidentifiable detritus. Wackestone texture.
Core no. 4, depth 1436,5—1445,0 m, interval 0,8—0,9 m, thin section 1896/81, photo-equipment Opton, magnif. 8,8 x.
- 2 Rhodolite microfacies. The primary pores in the stalks of algae are partly reduced.

Other intraparticle pores (bryozoans, conceptaculæ) are filled up with mud and calcite cement (geopetal textures). The pores after boring are equally filled up. The secondary porosity is represented by forms after dissolved gastropod conchs or their fragments and after bryozoan zoaria (bellow). Floatstone texture (picture turned by 180°).

Core no. 4, interval 3,3—3,4 m, thin section 1898/81, Opton, magnif. 3,4 x.

- 3 Algal — amphistegine microfacies. According to the chalk habit the microporosity is preserved in the stalks of algae. The pores in amphistegines are filled up with calcite cement, the test is recrystallized. The echinoid spine (right top) contains micropores. In the picture are sporadically present secondary pores after dissolved organogenic detritus. Texture: wackestone—packstone.

Core no. 6, depth 1454,0—1463,0 m, interval 6,5—6,6 m, thin section 1906/81, Opton, magnif. 5,7 x.

- 4 Amphistegine — algal microfacies. The limestone is affected by pressure solution. The plastically deformed stalks contain micropores according to the chalk habit. The intraparticle pores in amphistegines and zoarium of bryozoan (left bottom) are partly reduced by calcite cement. Wackestone texture.

Core no. 7, depth 1463,0—1470,0 m, interval 1,7—1,9, thin section 1906/81, Opton, magnif. 7 x.

- 5 Amphistegine microfacies. In amphistegines primary — intraparticle pores are preserved. In places they are reduced to destroyed by pressure solution. Wackestone texture.

Core no. 8, depth 1470,0—1479,0 m, interval 0,15—0,2 m, thin section 1912/81, Opton, magnif. 5,7 x.

Plate X

Microfacies and porosity of the Leitha limestones from borehole Láb — 129 (the first two objects photographed in oblique lighting with black basis, the third object-cut surface, photographed in oblique lighting).

- 1 Amphistegine — rhodolite microfacies. The stalks of algae contain relict preserved micropores. The conceptaculæ and pores after boring were filled up with mud and calcite cement. The intraparticle pores in amphistegines are filled up with calcite cement and the test is recrystallized. The secondary porosity is represented by joints. Floatstone texture.

Core no. 7, depth 1463,0—1470,0 m, interval 4,75—4,9 m, thin section 1910/81, Opton, magnif. 3,5 x.

- 2 Algal microfacies. A part of stalk fragments of coralline algae contains preserved micropores according to the chalk habit. The primary pores in bryozoan zoaria and pores after boring in stalks were filled up with mud and calcite cement. The secondary porosity is represented by forms after dissolved gastropod conchs and unidentifiable skeleton detritus. The secondary pores are partly filled up also with calcite cement. Floatstone texture.

Core no. 10, depth 1484,0—1493,0 m, interval 0,7—0,9 m, thin section 1914/81, Opton, magnif. 3,5 x.

- 3 Primary and secondary porosity in organogenic limestone. The primary intraparticle pores are found in amphistegines and zoaria bryozoans. The secondary porosity formed by dissolution of gastropod conchs, their fragments and unidentifiable skeleton detritus.

Core no. 3, depth 1430,5—1436,25 m, interval 3,6—3,7 m, Opton, magnif. 13 x.

Plate XI

Porosity of the Leitha limestones from borehole Láb — 129 (cut surface photographed in oblique lighting).

- 1 Primary, intraparticle porosity in amphistegines. Plastic-deformed stalks of algae contain micropores of (chalk habit).
Core no. 5, depth 1445,0—1454,0 m, interval 6,3—6,4 m, Opton, magnif. 16 x.
- 2 Primary, intraparticle porosity in amphistegine and zoaria of bryozoans. In a part of plastically deformed stalks of coralline algae micropores are found (stalk right below). In the stalks also pores after boring are found (left above).
Core no. 5, interval 6,3—6,4 m, Opton, magnif. 20 x.
- 3 Secondary-form porosity after dissolved conch of gastropod, which was previously partly filled up with carbonate mud (middle), after dissolved tube of serpulid worm, also previously filled up with carbonate mud. Fine pores in the „groundmass“ — lithified mud formed by dissolution of skeleton detritus.
Core no. 5, interval 5,9—6,0 m, Opton, magnif. 16 x.

Plate XII

Porosity of the Leitha limestones from borehole Láb — 129 (cut surface photographed in oblique lighting).

- 1 Secondary — form porosity after dissolved skeletal detritus (?bryozoans, ?gastropods).
Core no. 10, depth 1484,0—1493,0 m, interval 6,9—7,0 m, Opton, magnif. 16 x.
- 2 Primary and secondary porosity in composite rhodolite with laminar growth shape. In its structure serpules (left below), bryozoans (innermost layer) and coralline algae take part. The primary pores — conceptaculæ are preserved in the left and right part of rhodolite. The inner part of the rhodolite was bored, a part of the opening was later filled up with carbonate mud with skeletal detritus. They dissolved together with the tube of serpulid worm and bryozoan, forming form porosity.
Core no. 4, depth 1436,5—1445,0 m, interval 0,8—0,9 m, Opton, magnif. 13 x.
- 3 Stalk of coralline alga in the central part — hypothalium with preserved microporosity (chalk habit). The marginal parts of the stalk — perithalium are filled up with calcite cement.
Core no. 5, depth 1445,0—1454,0 m, interval 2,8—2,9 m, Opton, magnif. 20 x.

Plate XIII

Microporosity in coralline algae.

- 1 Hypothalium of coralline alga with preserved intraparticle porosity.
Borehole Láb — 129, Core no. 4, depth 1436,5—1445,0 m, interval 0,8—0,9 m, fracture surface, SEM, magnif. 100 x.
- 2 Hypothalium of coralline alga with reduced to filled up intraparticle porosity. The filled up „cells“ are ordered into strips following the growth lines, which represent breaks in growth, during which the marginal parts were probably filled up with cement.
Láb — 129, core no. 4, interval 0,8—0,9 m, cut surface, SEM, magnif. 200 x.

Plate XIV

Coralline algae in the Leitha limestones and distribution of dolomite in them.

- 1 Alga *Archeolithothamnium* sp., characterized by arrangement of sporangia into strips. Transversal section through stalk. The sporangia are filled up with sparite calcite cement.
Týnec — 73, core no. 3, thin section 1631/84, Amplival pol.d, magnif. 37 x, Nicols II.

2 Alga *Lithophyllum* sp. in organogenic limestone. The intraparticle pores are filled up with calcite cement, equally as the interparticle pores between the individual components.

Láb — 37, core no. 6, depth 1529,0—1523,3 m, interval 0,1 m, thin section 4498/82, Amplival pol.d, magnif. 37 x, Nicols II. |

3 Distribution of dolomite in the stalk of coralline alga. It is bound to a part of the hypothalium. Etched cut surface, coloured by alizarine in alkalic environment. The dolomite is coloured violet [darker shade in the picture].

Láb — 129, core no. 4, depth 1436,5—1445,0 m, interval 4,1—4,2 m, Opton, magnif. 20 x.

Plate XV

Distribution of dolomite in coralline algae from the Leitha limestones in borehole Láb — 129 (photographed in oblique lighting).

1 Dolomite coloured by alizarine in alkalic environment (the dark colouring in the original violet) is bound to a part of the hypothalium, where its distribution is influenced by the course of growth lines.

Core no. 4, depth 1436,5—1445,0 m, interval 4,1—4,2 m, Opton, magnif. 26 x.

2 Dolomite coloured by titanium yellow in alkalic environment [darker colouring, in the original it was red, in the time of photographing already yellow]. It is bound to a part of the hypothalium, its distribution follows the growth lines.

Core no. 4, interval 4,1—4,2 m, Opton, magnif. 13 x.

3 Detail from the preceding picture.

Opton, magnif. 40 x.

Plate XVI

Distribution of dolomite in coralline algae from the Leitha limestones in borehole Láb — 129 (photographed in oblique lighting).

1 Dolomite, coloured by alizarine in alkalic environment is bound to the hypothalium of stalk fragment, which is surrounded by lithified carbonate mud — micrite. The contact is sharp.

Core no. 4, depth 1436,5—1445,0 m, interval 4,1—4,2 m, Opton, magnif. 26 x. |

2 Dolomite coloured by alizarine in alkalic environment, bound to a part of the hypothalium and its distribution is conditioned by the course of growth lines. In the lower part of the picture the parts of stalk with dolomite are in contact with sparite, calcite cement filling up the pores after boring.

Core no. 4, interval 4,1—4,2 m, Opton, magnif. 32 x.

3 Dolomite coloured by titanium yellow in alkalic environment, bound to a part of the hypothalium and its occurrence is adapted to the course growth lines. In the central part of the stalk a form after the dissolved tube of serpulid worm, originally filled up with carbonate mud, is found. It contains a fragment of stalk with dolomite.

Core no. 4, interval 4,1—4,2 m, Opton, magnif. 40 x.

Plate XVII

Distribution of dolomite in coralline algae from the Leitha limestones in borehole Láb — 129.

1 Dolomite (coloured by titanium yellow in alkalic environment), is bound to a part of the hypothalium and perithalium and its occurrence is adapted to the course

of growth lines also in the part, which originally incrustated a sessile serpulid worm (now the tube is dissolved).

Core no. 4, depth 1436,5—1445,0 m, interval 4,1—4,2 m, Opton, magnif. 32 x.

- 2 Dolomite coloured by titanium yellow in alkalic environment, bound to a part of the hypothalium and its distribution is conditioned by the course of growth lines. The dolomite occurrences in both parts of the broken stalk are equivalent to each other. In the upper part of the picture an encrusting bryozoans shell, dissolved now, is found.

Core no. 4, interval 4,1—4,2 m, Opton, magnif. 16 x.

- 3 Distribution of dolomite coloured by titanium yellow in alkalic environment (dark colouring, in the original red) is controlled by the course of growth lines.

Core no. 4, interval 4,1—4,2 m, thin section 368/82, Opton, transmitted light, magnif. 13 x.

Plate XVIII

Distribution of dolomite in coralline algae from the Leitha limestones (photographed in transmitted light).

- 1 Distribution of dolomite in the hypothalium (white strips) is conditioned by the course of growth lines. Calcite is coloured with application of alizarine in acid environment (dark colouring, in the original red). The rock is penetrated by joints filled up with calcite.

Láb — 44, core no. 5, depth 1484,0—1488,0 m, thin section 355/82, Opton, magnified 20 x.

- 2 Distribution of dolomite in the hypothalium (white strips) follows the growth lines (calcite coloured by alizarine in dark environment).

Láb — 44, core no. 5, depth 1484,0—1488,0 m, thin section 355/82, Opton, magnif. 20 x.

- 3 Distribution of dolomite in the hypothalium (lighter strips) conditioned by the course of growth lines (calcite coloured by alizarine in acid environment — dark colouring, in the original red).

Láb — 44, core no. 5, thin section 355/82, Amplival pol.d, magnif. 76 x.

Plate XIX

Distribution of dolomite in coralline algae and their diagenesis in the Leitha limestones (photographed in transmitted light).

- 1 Distribution of dolomite in the hypothalium of stalk of the species *Lithothamnium* cf. *ramosissimum* Gumb. (Conti), determined by A. Schaleková. It is controlled by the course of growth lines (lighter strips of cells). Coloured calcite, by aid of alizarine in acid environment.

Láb—129, core no. 4, depth 1436,25—1445,0 m, interval 3,3—3,4 m thin section 365/82, Amplival pol. d. magnif. 76 x.

- 2 Distribution of dolomite in the hypothalium of coralline alga. (Dark rings in the original red). Coloured by titanium yellow in alkalic environment stabilized by 10 % solution of NaOH.

Láb—129, core no. 4, interval 4,1—4,2 m, thin section 368/82, Amplival pol. d., magnif. 152 x.

- 3 Recrystallization of stalk of coralline alga. In a part of the stalk the structure of hypothalium is preserved.

Láb—41, core no. 6, depth 1500—1502 m, thin section 1916/84, Amplival pol. d., magnif. 37 x.

Plate XX

Distribution of dolomite in coralline algae from the Leitha limestones in borehole Láb — 129.

- 1 Distribution of dolomites in the hypothalamium of coralline alga. The light-coloured „cells“ with openings are formed by dolomite. They originally formed as thin crust at the inner periphery of empty algal „cells“. Cut surface, etched 30 sec. by 5 % HCl.

Core no. 10, depth 1484,0—1493,0 m, interval 2,4—2,5 m, SEM, magnif. 200 x.

- 2 Distribution of dolomite in the stalk of coralline alga. The light-coloured „celles“ with apical openings are formed by dolomite. The openings at the side wall of cells are formed artificially, with etching. They formed by pressure of expanding CO₂. The „cells“ in the right upper part of the photo are filled up with micrite calcite cement (originally perhaps Mg—calcite). The structure of „cells“ is indistinct. Cut surface, etched 30 sec. by 5 % HCl.

Core no. 9, depth 1479,0—1484,0 m, interval 3,2—3,3 m, SEM, magnif. 150 x.

Plate XXI

Course of diagenesis and formation of dolomite in stalks of coralline algae from the Leitha limestones in borehole Láb — 129.

- 1 Stalk with primary porosity, in the upper part of the photo reduced by carbonate cement, fracture surface.

Core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, magnif. 150 x.

- 2 Stalk with reduced primary porosity. The pores are partly filled up with micrite calcite cement. The cut surface etched by 5 % HCl.

Core no. 5, interval 6,3—6,4 m, SEM, magnif. 750 x.

- 3 Primary pores filled up with calcite cement. Cut surface etched by 5 % HCl.

Core no. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, magnif. 1000 x.

- 4 Stalk with primary porosity in the initial stage of formation of dolomite microcrystals. Fracture surface.

Core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, magnif. 500 x.

- 5 Advanced stage of dolomite formation. The original skeleton is already dissolved, the microdolomite crystals formed a negative of the „cell“. Fracture surface.

Core no. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, magnif. 400 x.

- 6 Detail from the preceding picture. The dolomite microrhombhedrons at the surface of the negative of „cell“ indicate the beginning of further growth into the free space after the dissolved wall. The negative of the Lithothamnium type of the „cell“ wall structure. SEM, magnif. 3000 x.

- 7 Negative of the „cell“ structure of the stalk of coralline alga formed by a thin crust of dolomite microcrystals. Cut surface etched by 5 % HCl.

Core no. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, magnif. 250 x.

- 8 Detail from the preceding picture showing intercrystal pores in thin dolomite crust. SEM, magnif. 1000 x.

Plate XXII

Course of diagenesis and formation of dolomite in stalks of coralline algae from the Leitha limestones.

- 1 View of a layer of dolomite negatives of „cells“ parallel with the growth line. In the upper part of the picture the negatives of cells are broken (compaction deformation). Fracture surface.

Láb—129, core no. 5, int. 2,8—2,9 m, SEM, magnif. 750 x.

- 2 Equal orientation of picture as in the preceding picture. In the inner part of the negatives o. „cells“ idiomorphic microrhombhedrons of dolomite are developed. Etched fracture surface, 3 % HCl.
Lednice—5, core no. 6, depth 1200—1205 m, SEM, magnif. 1500 x.
- 3 Detail of dolomite negative of „cell“. The outer wall of the crust originally contiguous with the „cell“ wall, is little dissected. At the inner wall of the crust relict idiomorphic dolomite microrhombhedrons are developed (growth into the free space). Fracture surface.
Láb—129, core no. 5, interval 0,0—0,1 m. SEM, magnif. 3000 x.
- 4 Dolomite negative of stalk of the genus Mesophyllum. At the inner surface of the crust dolomite microrhombhedrons are developed, the outer side is smoother. Fracture surface.
Láb—129, core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, magnif. 800 x.
- 5 Mesophyllum sp. — dolomite negative of gonolithon structure of the „cell“ wall with uncalcified primary layer, which was formed by organic matter.
In the time of growth of dolomite microcrystals the organic layer was already decomposed, the dolomite microrhombhedrons filled up from two sides also the space, which remained after it. Fracture surface.
Láb—129, core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, magnif. 1000 x.
- 6 Mesophyllum sp., analogous object as in Fig. 5. The dolomite microcrystals were also growing on the outer side of the crust. This indicates the growth of dolomite after dissolution of the original „cell“.
Láb—129, core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, magnif. 800 x.
- 7 Growth of dolomite microrhombhedrons in the spaces after the dissolved „cell“ walls.
Láb—129, core no. 5, interval 0,05—0,1 m, SEM, magnif. 750 x.
- 8 Advanced stage of the growth of dolomite microrhombhedrons in pores after dissolved original „cell“ walls.
Láb—129, core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, magnif. 1500 x.

Plate XXIII

Course of diagenesis and formation of dolomite in stalks of coralline algae from the Leitha limestones in borehole Láb — 129.

- 1 Extensive growth of dolomite microrhombhedrons into secondary pores on the outer side of the crust of „cell“ negative. Cut surface, etched by 5 % HCl.
Core no. 7, interval 1,1—1,2 m. SEM, magnif. 1000 x.
- 2 Idiomorphic microrhombhedrons of dolomite in relict primary pores in the „cell“. Fracture surface.
Core no. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, magnif. 1500 x.
- 3 Primary pores in the stalk almost completely filled up with aggregate of dolomite microrhombhedrons. The original walls are dissolved. Fracture surface.
Core no. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, magnif. 750 x.
- 4 Advanced stage of growth of dolomite microcrystals into primary pores and pores after the dissolved original wall of „cell“. The structure of stalk is already indistinct. Fracture surface etched by 3 % HCl.
Core no. 7, interval 1,1—1,2 m, SEM, magnif. 300 x.
- 5 Detail from the preceding picture. The stalk structure is covered by intense growth of dolomite microcrystals. SEM, magnif. 1500 x.
- 6 Growth of dolomite microcrystals in the crust of the negative was stopped in the initial phase. The pore of „cell“ is filled up with a monocrystal of calcite. Fracture surface.
Core no. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, magnif. 1500 x.
- 7 Different intense growth of dolomite crust in the „cells“ of stalk layers. The resi-

dual primary pores are filled up with monocrystals of calcite. Cut surface etched by 5% HCl.

Core no. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, magnif. 500 x.

Plate XXIV

Formation of dolomite and course of diagenesis in stalks of coralline algae from the Leitha limestones.

- 1 Relation of dolomite negatives of „cells“ to „cells“ filled up with calcite cement. Cut surface etched by 5% HCl.
Láb—129, core no. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, magnif. 250 x.
- 2 Detail from the preceding picture. The dolomite negatives of „cells“ are narrowing in direction to the cells filled up with calcite. They reflect the shape of the residual primary pore of „cell“, which was previously reduced by microcrystalline calcite cement. SEM, magnif. 750 x.
- 3 Conceptaculæ and pore after boring covered by perithallium left. Pores filled up with calcite cement in two generations (crustification and isometric).
Láb—41, core no. 6, depth 1500—1502,0 m, thin section 1916/81, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, nicols II.
- 4 Pore after boring in the stalk of coralline alga with siphon, to which the course of the growth line was adapted (present-day existence). The pore is filled up with calcite cement in two generations (crustification and isometric).
Láb—37, core no. 5, depth 1497,0—1509,0 m, interval 2,0 m, thin section 4494/82, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

Plate XXV

Eogenetic cement in the conceptaculum of coralline alga. Leitha limestones from borehole Láb — 129.

- 1 Conceptaculum with eogenetic-originally aragonite cement, which is probably paramorphosed calcite.
Core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, magnif. 100 x.
- 2 Detail from the preceding object, lower part of the conceptaculum. Paramorphosis after aragonite needles, corroded in the apical part. SEM, magnif. 200 x.
- 3 Detail from the object in Fig. 1, upper part of the conceptaculum. Paramorphosis after botryoidal aragonite. In the left upper corner of the photo small skalenedrons of calcite are found.
SEM, magnif. 500 x.
- 4 Conceptaculum partly filled up with needles of paramorphosed aragonite and skalenedrons of calcite.
Core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, magnif. 500 x.

Plate XXVI

Course of diagenesis in coralline algae from the Leitha limestones.

- 1 Pores after boring and joints partly filled up with calcareous mud and subsequently by calcite cement. Filled up porosity.
Láb—129, Core no. 7, depth 1463,0—1470,0 m, interval 1,7—1,9 m, thin section 1907/81, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 2 Brittle deformation of stalk, accompanied by formation of joints and probably also by pressure solution.
Láb—129, core no. 8, depth 1470,0—1479,0 m, interval 1,35—1,45 m, thin section 2415/82, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.

3 Plastic deformation of algal stalk and distribution of dolomite in it (coloured by titanium yellow in alkalic environment, darker stalks red in the original). The black parts indicate porosity.

Láb—129, core no. 5, interval 6,3—6,4 m, thin section 374/82, Opton (oblique lighting with black basis), magnif. 26 x.

4 Equal object as in the preceding picture. Distribution of dolomite in plastically deformed stalk (coloured by titanium yellow—the black parts are red in the original). In the middle part of the picture the pores are preserved in the stalk. Photographed in transmitted light, Amplival pol. d, magnif. 76 x, Nicols II.

Plate XXVII

Plastic deformation of stalks of coralline algae in the Leitha limestones from the borehole Láb—129 (photos turned by 90°).

1 Plastically deformed stalks with layers of „dolomitized cells“ (white parts). In the left part of the picture are residual primary pores without the dolomite crust. Cut surface etched by 5 % HCl.

Core no. 5, interval 6,3—6,4 m, SEM, magnif. 200 x.

2 Plastically deformed stalk. The deformation is accompanied by pressure solution at the margins of the stalk (left). Extensive growth of dolomite crusts in the „cells“ of the hypothalium. Cut surface, etched by 5 % HCl.

Core no. 5, interval 6,3—6,4 m, SEM, magnif. 100 x.

Plate XXVIII

Foraminifers and their diagenetic changes in the Leitha limestones from borehole Láb—129.

1 *Textularia* sp. with preserved primary pores and pores in the test wall.

Core no. 3, interval 3,7—3,8 m, SEM, magnif. 45 x.

2 *Textularia* sp. in the initial stage of diagenesis. The intraparticle pores are insignificantly reduced by crustification cement.

Core no. 3, interval 3,4—3,6 m, thin section 1614/84, Amplival pol. d., magnif. 73 x, Nicols.

3 Miliolid foraminifer with dissolved test, previously filled up with calcite cement.

Core no. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, magnif. 70 x.

4 Miliolid foraminifer with preserved pores, insignificantly reduced.

Core no. 3, interval 3,7—3,8 m, SEM, magnif. 50 x.

5 Detail from the preceding picture. The phramboids of pyrite in pores of the test. On the microporous wall of test are sporadical calcites skalenohedrons.

SEM, magnif. 600 x. {

Plate XXIX

Foraminifers and their diagenetic changes in the Leitha limestones

1 Miliolid and rotalid foraminifers with reduced pores. A part of the test of miliolid foraminifer is recrystallized, the remaining test is of brown colour in the original with abundant inclusions (? pores).

Láb—129, core no. 3, interval 3,6—3,7 m, thin section 1895/81, Amplival pol. d., magnif. 73 x, Nicols II.

2 Miliolid foraminifer, *Triloculina* sp. with pores filled up with micrite and cement of two generations. At the periphery of chambers an isopachic fibrous cement, originally aragonite, or Mg-calcite, is grown, in their centre is isometric calcite cement.

- Rohožník, thin section 4507/82, Amplival pol. d., magnif. 73 x, Nicols II.
- 3 Sessile foraminifer *Planorbulina* sp. with chambers filled up with calcite cement. Láb—129, core no. 7, interval 3,4—3,5 m, thin section 2411/82, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
 - 4 Peneroplid foraminifer with chambers filled up with calcite cement, a part of the test is recrystallized. Láb—100, core no. 1, depth 1405—1411 m, interval 2,85 m, thin section 4474/82, Amplival pol. d., magnif. 37 x. Nicols II.
 - 5 Rotalid foraminifer in the initial stage of pore reduction — of chambers by small calcite skalenohedrons. Láb—37, core no. 5, depth 1497—1509 m, interval 2,2 m, thin section 4495/82, Amplival pol. d., magnif. 73 x. Nicols X.
 - 6 Rotalid foraminifer in initial stage of reduction of pores-chambers by calcite skalenohedrons. Láb—129, core no. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, magnif. 90 x.

Plate XXX

Foraminifers and their diagenetic changes in the Leitha limestones from borehole Láb — 129.

- 1 *Globigerina* sp. with insignificantly reduced pores (— chambers. Fracture surface. Core no. 3, interval 3,7—3,8 m, SEM, magnif. 70 x.
- 2 Detail from the preceding picture. Initial stage of calcite cement growth in chambers, SEM, magnif. 130 x.
- 3 Detail from the preceding picture. The small calcite skalenohedrons are growing centripetally from the chamber wall and enclose the wall pores and chamber. Fracture surface. SEM, magnif. 500 x.
- 4 *Amphistegina* sp. with preserved pores — unfilled chambers and wall channels. Core no. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, magnif. 50 x.
- 5 Detail of chamber and wall of *Amphistegina*, fracture surface. Core no. 8, interval 0,15—0,2 m, SEM, magnif. 100 x.
- 6 Detail of *Amphistegina* wall with preserved wall pores and their mouths from the side of chamber. Fracture surface. Core no. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, magnif. 1000 x.
- 7 Detail of mouth of the established pores from the side of the chamber with perfectly preserved network in th mouth. Core no. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, magnif. 2500 x.

Plate XXXI

Foraminifers, serpulid worms and their diagenetic changes in the Leitha limestones from borehole Láb — 129.

- 1 *Amphistegines* with preserved primary pores (chambers) and wall pores. The tests are corroded by pressure solution at the margin, which also reduces and destroys the pores. In the upper part of the picture a destructed test is found. Core no. 8, interval 0,15—0,20 m, thin section 1912/81, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 2 *Amphistegina* with pores reduced by calcite cement of „dog teeth“ type (skalenohedrons). The inner part of test has pores filled up and walls partly recrystallized (phantoms of wall pores). During pressure deformation the skalenohedrons were pressed into the test wall (middle below). Dating of cement formation. Core no. 7, interval 1,7—1,9 m, thin section 1908/81, Amplival pol. d., magnif. 73 x, Nicols II.

- 3 Tubes of serpulid worm incrustated by coralline alga. The tubes-intraparticle pores are reduced by a thin crust of calcite cement. At the outer periphery of tubes the beginnings of selective solution may be observed (formation of secondary-form porosity). Cut surface.

Core no. 4, interval 0,8—0,9 m, Opton (photographed in oblique lighting), magnif. 26 x.

Plate XXXII

Serpulide worms and their diagenetic changes in the Leitha limestones.

- 1 Tubes incrustated by coralline alga and filled up with micrite with quartz grains. The right tube is broken with compaction, in the initial stage of recrystallization. The left tube is almost completely replaced by crystalline calcite.

Devínska Nová Ves, thin section 1624/84, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.

- 2 Tube enclosed in micrite. It is broken during compaction of sediment (joint above, scaling of the inner layer below) and partly filled up with calcite cement, which is also found in joints. Dating of filling up.

Láb—37, core no. 5, interval 2,2 m, thin section 4495/82, Amplival pol. d., magnif. 73 x, Nicols.

- 3 Tube of serpulid worm paramorphosed by calcite (phantoms of wall structure) incrustated by coralline alga from outside and encrustated from the interior. The primary pore was filled up minimally with mud and detritus (above), picture turned by 180°, subsequently with thin isopachic layer of fibrous cement (originally aragonite or Mg-calcite) (below), the residual pore was finally filled up with sparite calcite.

Láb—44, core no. 6, interval 0,25 m, thin section 4466/82, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.

Plate XXXIII

Serpulid, worms and their diagenetic changes in the Leitha limestones from borehole Láb — 129.

- 1 Structure of tube wall of serpulid worm, stressed by partial dissolution. The wall consists of radially aligned fibrous crystals. Fracture surface.

Core no. 5, interval 2,8—2,9 m, SEM, magnif. 200 x.

- 2 Dissolved tube of serpulid worm, before dissolution partly filled up with cement of „dog teeth“ type. The tube is incrustated by coralline alga. Primary reduced and secondary form porosity. Fracture surface.

Core no. 5, interval 2,8—2,9 m, SEM, magnif. 20 x.

- 3 Dissolved tube of serpulid worm attached to the wall of opening after boring in rhodolite, which was filled up with calcareous mud, at least partly lithified before dissolution of empty tube. The primary pore enlarged by dissolution of the tube was reduced by calcite skalenohedrons cement of „dog teeth“ type in the last stage. In the micrite secondary pores—forms after dissolution of unidentifiable detritus are present.

Core no. 4, interval 4,1—4,2 m, thin section 1897/81, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.

- 4 Dissolved tube of serpulid worm incrustated by coralline alga. Before dissolution it was almost completely filled up with calcite cement (cross section in the middle of the picture). Cut surface.

Core no. 4, interval 3,3—3,4 m, Opton (oblique lighting), magnif. 26 x.

Plate XXXIV

Zoaria of bryozoans and their diagenetic changes in the Leitha limestones from the locality Láb.

- 1 Part of bryozoan zoarium with preserved pores. Fracture surface.
Láb—129, core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM,
magnif. 30 x.
- 2 Detail from the preceding object showing the structure of zoarium with wall pores.
SEM, magnif. 75 x.
- 3 Detail from the preceding object, structure of zoarium wall. Micropores of micron size are in it.
SEM, magnif. 750 x.
- 4 Primary pore in zoarium in the initial stage of filling up with calcite cement of „dog teeth“ type. Fracture surface.
Láb—129, core no. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, magnif. 125 x.
- 5 Zoarium in initial stage of filling up of pores with calcite cement of „dog teeth“ type.
Láb—100, core no. 1, interval 0,8 m, thin section 4472/82, Amplival pol. d., magnif. 73 x, Nicols II.
- 6 Zoarium in the central part with zooecia filled up with calcite cement. The intensity of cement growth gradually decreases to the periphery of zoarium. Cut surface in oblique lighting.
Láb—129, core no. 7, interval 2,4—2,5 m, Opton, magnif. 20 x.

Plate XXXV

Zoaria of bryozoans and their diagenetic changes in the Leitha limestones.

- 1 Zoarium with zooecia filled up with micrite and calcite cement. The contact of the cement and skeleton is in places unsharp, indicates the initial stage of recrystallization and paramorphosis of the skeleton.
Láb—100, core no. 3, interval 0,8 m, thin section 4476/82, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 2 Zoarium with zooecia filled up with microsparite, walls bordered by authigenic pyrite. Three zooecia (light-coloured) in the initial stage of filling up with calcite cement.
Láb—37, core no. 5, interval 2,6 m, thin section 4496/82, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 3 Zoarium with zooecia filled up with calcite, the skeleton is paramorphosed and in places more intensely recrystallized.
Láb—37, core no. 5, interval 2,0 m, thin section 4494/82, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 4 Structure of zoarium skeleton and of cement filling up the zooecia.
Cut surface, etched with 5% HCl.
Láb—129, core no. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, magnif. 400 x.
- 5 Growth of dolomite in the wall pores of the zoarium and in joints. Cut surface, etched by 5% HCl.
Lednice—5, core no. 6, depth 1200—1505 m, SEM, magnif. 150 x.
- 6 Detail from the preceding object. Crusts from dolomite microcrystals in the wall pore and in joint.
SEM, magnif. 1000 x.

Plate XXXVI

Zoaria of bryozoans and their diagenetic changes in the Leitha limestones from borehole Láb — 129.

- 1 Bedded zoarium of bryozoan incrusting and incrusting by a stalk of coralline alga of the species *Mesophyllum* cf. *korntrae* Lemoine (determined by A. Schaleková). The zooecia in rhodolite are filled up with radial, originally aragonite cement. The upper part of the zooecium wall is selective dissolved. Formation of secondary form porosity.
Core no. 4, interval 3,3—3,4 m, thin section 1898/81, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 2 Zooecia of bryozoan filled up before dissolution of the skeleton by carbonate mud, which was at least partly lithified in the time of dissolution. Structural selectiveness of dissolution is indicated by the micrite filling of wall pores (middle above). Secondary—form porosity.
Core no. 7, interval 3,4—3,5 m, thin section 2411/82, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 3 Zooecia filled up with micrite and calcite cement. Their wall is selective-dissolved, secondary-form porosity originates.
Core no. 4, interval 3,3—3,4 m, thin section 1898/81, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.

Plate XXXVII

Zoarium of bryozoan and bivalves in the Leitha limestones and their diagenetic changes.

- 1 Precise negative of bryozoan zoarium formed by micrite, which was originally filling it up. Micrite fillings of wall pores are also preserved, indicating the strict selective character of dissolution of the zoarium. Fracture surface.
Láb—129, core no. 5, interval 2,8—2,9 m, SEM, magnif. 60 x.
- 2 Shells of bivalves (right *Ostrea*). The shell right is bored and partly recrystallized. The fragment left below comes from a tube of serpulid worm. Texture of sediment of „wackestone“ type.
Láb—37, core no. 5, interval 2,6 m, thin section 4496/82, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 3 Selective dissolution of fragments of bivalve shells and ? gastropod. Origin of form porosity. Left below is an unfilled ostracode test.
Láb—129, core no. 3, interval 3,4—3,6 m, thin section 1614/84, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols X.

Plate XXXVIII

Gastropods and their diagenetic changes in the Leitha limestones.

- 1 Pore in the conch filled up with micrite and calcite cement poronecrosis. The conch is paramorphosed by calcite. Phantoms of the original structure are preserved in it.
Láb—37, core no. 6, interval 1,6 m, thin section 4499/82, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 2 Pores in gastropod conchs filled up with micrite and calcite cement-poronecrosis. The conchs are paramorphosed by calcite. Phantoms of the original structure are preserved in them.
Láb—37, core no. 6, interval 1,6 m, thin section 4499/82, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 3 Pores in gastropod conchs partly filled up by micrite, the rest by sparite cement. The conch is not containing phantoms of the original structure, what may either

testify to rapid formation of paramorphosis or to transition through the form stage and subsequent filling up with cement.

Láb—44, core no. 7, interval 0,6 m, thin section 4467/84, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.

Plate XXXIX

Gastropods and their diagenetic changes in the Leitha limestones at the locality Láb.

- 1 Form after dissolved gastropod conch. The pore after the column is empty. The pore along the peripheral mantle is filled up? in the time of dissolution still with unlithified sediment or the conch was originally very thin. The micrite in the conch was originally more porous than outside it. The micropores in the mud were cemented by calcite coming from a dissolved conch.
Láb—129, core no. 7, interval 1,7—1,9 m, thin section 1907/81, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 2 Form after dissolved conch, deformed by pressure of incompletely lithified sediment.
Láb—129, core no. 10, interval 0,7—0,9 m, thin section 1915/82, Amplival, pol. d., magnif. 73 x, Nicols II.
- 3 Form after dissolved conch, partly filled up with calcite cement of „dog teeth“ type. The conch is deformed by pressure. In micrite also forms after dissolved conch fragments are found.
Láb—129, core no. 5, interval 5,9—6,0 m, thin section 2401/82, Amplival, pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 4 Form after dissolved conch mostly filled up with sparite calcite cement, right residual secondary pores are found. (white). In the interior of the conch are secondary pore forms after skeleton fragments.
Láb—129, core no. 10, interval 0,7—0,9 m, thin section 1914/81, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.
- 5 Form after dissolved gastropod conch, mostly filled up with sparite calcite cement. The residual secondary pore is found in the right part of the conch (black).
Láb—41, core no. 6, thin section 1916/81, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols X.

Plate XL

Echinoderm spines and their diagenetic changes in the Leitha limestones from borehole Láb—129.

- 1 Spine with primary intraparticle porosity unfilled with micrite, deformed by the pressure of sediments. Cut surface (photographed in oblique lighting).
Core no. 4, interval 2,4—2,5 m, Opton, magnif. 32 x.
- 2 Spine with primary porosity, pores partly filled up with micrite.
Core no. 8, interval 0,15—0,2 m, SEM, magnif. 60 x.
- 3 Broken spine with preserved primary porosity, the skeleton of the spine is finely bored.
Core no. 5, interval 2,8—2,9 m, SEM, magnif. 200 x.
- 4 Kaolinite in primary pores of echinoid spine.
Core no. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, magnif. 500 x.
- 5 Stereome in the central part of echinoid spine with preserved microporosity.
Core no. 3, interval 3,7—3,8 m, SEM, magnif. 50 x.
- 6 Detail from the preceding object. Corroded surface of the stereome with sporadic dolomite rhombohedrons (left) and syntaxially further growing calcite in the initial phase of growth (middle and below). In the left upper corner are coccoliths. SEM, magnif. 400 x.

Plate XLI

Echinoderm spines and their diagenetic changes in the Leitha limestones.

- 1 Syntaxial further growth of calcite on spine in intraparticle pores and in smaller extent also into micrite.
Láb—82, core no. 5, depth 1468—1471 m, thin section 4470/82, Amplival pol. d., magnif. 73 x, Nicols X.
- 2 Syntaxial further growth of calcite on deformed spine in intraparticle pores.
Láb—129, core no. 7, interval 5,6—5,7 m, thin section 2413/82, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols X.
- 3 Syntaxial further growth of calcite in the interior, also on the periphery of the spine, into free space. Along the periphery of the intraparticle spore is the crustified cement in initial stage of growth. The body of the spine contains microinclusions causing its dark colouring, identical case as in Figs. 1 and 2.
Láb—129, core no. 5, interval 0,7—1,0 m, thin section 1615/84, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols X.
- 4 Syntaxial further growth of calcite on spine, probably into the free space.
Láb—100, core no. 3, interval 1,85 m, thin section 4478/82, Amplival pol. d., magnif. 73 x, Nicols X.
- 5 Syntaxial further growth of calcite on spine in direction to micrite.
Rohožník, thin section 4506/82, Amplival pol. d., magnif. 37 x, Nicols II.

Plate XLII

Echinoderm spines and their diagenetic changes in the Leitha limestones from borehole Láb—129.

- 1 Body of the echinoid spine with abundant inclusions (powdery habit) and with syntaxially further growing calcite at the central opening white parts.
Core no. 6, interval 6,5—6,6 m, thin section 1906/81, Amplival pol. d., magnification 37 x, Nicols II.
- 2 Corroded body of the echinoid spine with pore filled up with clayey minerals (identifiable kaolinite). Fracture surface.
Core no. 8, interval 0,15—0,2 m, SEM, magnif. 750 x.
- 3 Rib in the echinoid spine with micropores (in the thin section visible as inclusions), which probably originated by dissolution of the original Mg — calcite, fracture surface.
Core no. 8, interval 0,15—0,2 m, SEM, magnif. 1250 x.
- 4 Detail of the rib in spine with micropores. Fracture surface. Core no. 8, interval 0,15—0,2 m, SEM, magnif. 4000 x.

Plate XLIII

Echinoid spines and their diagenetic changes in the Leitha limestones from borehole Láb—129.

- 1 Spines, from which the left one is in the central parts—stereome affected by syntaxial further growth (lighter coloured irregular spots), a part of the right spine is selective dissolved. In micrite are also selective-dissolved fragments of the bioskeleton.
Core no. 7, interval 1,1—1,2 m, thin section 2409/82, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.
- 2 The selective dissolved part of the ribs in the echinoid spine, the spine right (oblique section) contains abundant inclusions (powdery habit).

- Core no. 5, interval 5,9—6,0 m, thin section 2401/82, Amplival pol. d, magnif. 73 x, Nicols X.
- 3 Partial dissolution of ribs in the spine. The insoluble part of the rib consist of pure calcite (filling up of inclusion with released of CaCO_3).
- Core no. 5, interval 5,9—6,0 m, thin section 2401/82, Amplival pol. d, magnif. 73 x, Nicols X.
- 4 Dissolved central parts of ribs in echinoid spine. The rest of the body is from pure calcite (without inclusions).
- Core no. 5, interval 0,7—1,0 m, thin section 1615/84, Amplival pol. d, magnif. 73 x, Nicols II.

Plate XLIV

Diagenetic changes in echinoid spines and poronecrotic processes in pores after boring in the Leitha limestones from borehole Láb—129.

- 1 Dissolved ribs in the spine of echinoid. In the surrounding micrite are dissolved fragments of unidentifiable detritus. Cut surface in oblique lighting.
- Core no. 5, interval 5,9—6,0 m, Opton, magnif. 20 x.
- 2 Dissolved echinoid spine, secondary-form porosity. Cut surface in oblique lighting.
- Core no. 4, interval 1,5—1,6 m, Opton, magnif. 52 x.
- 3 Pore after boring in the stalk of coralline alga, reduced by lithified calcareous mud — micrite. The residual pore is further insignificantly reduced by a thin crust of calcite cement. Geopetal texture. Cut surface in oblique lighting.
- Core no. 5, interval 5,9—6,0 m, Opton, magnif. 20 x.
- 4 Pores after boring in rhodolite. Some of them were partly filled up with carbonate mud. The walls of empty pores were filled up with a thin crust of calcite cement. Cut surface in oblique lighting.
- Core no. 5, interval 0,0—0,1 m, Opton, magnif. 20 x.

Plate XLV

Kinds of cement and the „groundmass“ of the Leitha limestones from the locality Láb.

- 1 Opening after boring filled up with pellets at the base. On the walls of the residual pore fibrous, originally probably aragonite cement was growing, it is indicated by the occurrence of dark inclusions. The central part of the pore was filled up with calcite isometric cement.
- Láb—82, core no. 5, depth 1468—1471 m, thin section 4469/82, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.
- 2 Micrite with preserved intercrystal porosity (matrix). Fracture surface.
- Láb—129, core no. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, magnif. 1000 x.
- 3 Micrite with preserved intercrystal porosity. In the central part is probably a pore after dissolved fragment of the bioskeleton, reduced by crystals of calcite.
- Láb—129, core no. 4, interval 4,1—4,2 m, SEM, magnif. 1100 x.
- 4 Dolomite micrite. Fracture surface, etched by 5% HCl.
- Core no. 10, interval 2,38—2,48 m, SEM, magnif. 300 x.
- 5 Detail from the preceding object. Dolomite microcrystals in micrite.
- SEM, magnif. 1300 x.

Plate XLVI

Rupture deformations of stalks of coralline algae of the Leitha limestones.

1 Stalk fractured before lithification of calcareous mud, which penetrated deep into the joints.

Devínska Nová Ves, thin section 1625/84, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

2 Stalk fractured during compaction of sediment. Fracturing is accompanied by weak pressure solution. The joints are filled up with sparite.

Láb—129, core no. 10, interval 6,9—7,0 m, thin section 1913/84, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

3 Rupture deformations of the stalk accompanied by plastic deformation with compaction of sediment.

Láb—37, core no. 5, interval 1,05 m, thin section 4493/82, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

Plate XLVII

Rupture deformations of foraminifers and lithified calcareous mud in the Leitha limestones.

1 Rupture deformation of Operculina shell and Amphistegina tests with compaction of sediment. The fracture with shift is filled up with calcite cement.

Devínska Nová Ves, thin section 1624/84, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

2 Rupture deformation in Amphistegina and partly lithified mud accompanied by formation of joints. Joint porosity.

Láb—129, core no. 6, interval 6,5—6,6 m, thin section 1905/81, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

3 Rupture deformation of rock, accompanied by formation of joint, later filled up with calcite cement.

Láb—44, core no. 5, depth 1484—1488 m, thin section 1917/81, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

Plate XLVIII

Pressure solution in the Leitha limestones from borehole Láb—129.

1 Pressure solution of amphistegines at the contact with echinoid spine.

Core no. 7, interval 4,75—4,90 m, thin section 1911/81, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

2 Pressure solution at the contact of amphistegine and stalk of the genus Lithophyllum, accompanied by formation of stylolites.

Core no. 6, interval 6,9—7,0 m, thin section 2406/82, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

3 Pressure solution of amphistegines at the mutual contact, accompanied by formation of microstylolites.

Core no. 6, interval 6,5—6,6 m, thin section 1905/81, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

4 Pressure solution accompanied by formation of stylolite.

Core no. 10, interval 0,7—0,9 m, thin section 1914/81, Amplival pol. d, magnif. 37 x, Nicols II.

Plate XLIX

Lithofacies of the Hauptdolomit and types of porosity from the substratum of the Vienna basin.

1 Stromatolite dolomite with laminae of greenish clayey dolomite. The fine fenestrae are partly filled up with clayey mass and the rest with dolosparite. The subver-

- tical joints are filled up with pure dolosparite. The joints bordering the fragment of the core from above were filled up with green clayey mass (bottom left), Borehole RGL—2, core no. 1, depth 2100—2105 m, interval 1,15—1,50 m.
- 2 Stromatolite dolomite with fenestrae reduced by green clayey mud. The rest of the pores is filled up with pure and milky dolosparite. The subparallel joints of the older generation are filled up with dolosparite and green sandy silt (above). The underlier is situated to the left. Measure tape of milimetre paper 5 cm long. RGL—2, core no. 2, depth 2217—2222 m, interval 4,8—5,0 m.

Plate L

Lithofacies of the Hauptdolomit and types of porosity from the substratum of the Vienna basin.

- 1 Stromatolite dolomite with fenestral porosity reduced insignificantly by carbonate mud. The remnants of pores were filled up with a druse of dolomite crystals, in one case incompletely. The subvertical joints are filled up with dolomite cement and locally with green clayey mass underlier (on the left). Borehole RGL—2, core no. 2, depth 2217—2222 m, interval 0,1—1,3 m.
- 2 Detail from the preceding object (right above). The fenestral pore insignificantly reduced at the base by carbonate mud. The rest of the pore is reduced by a druse of dolomite crystals, in the middle is the residual primary pore. The joint diagonally crossing the fenestral pore and rock is in places open. RGL—2, core no. 2, interval 0,1—0,3 m, Opton, magnif. 3,2 x.
- 3 Detail from the object in Fig. 1 (right above). The fenestral pore at the base reduced by carbonate mud. The rest of the pore is filled up with dolosparite. (Geopetal texture). RGL—2, core no. 2, interval 0,1—0,3 m, Opton, magnif. 2,8 x.

Plate LI

Lithofacies of the Hauptdolomit and types of porosity from the substratum of the Vienna basin.

- 1 Stromatolite dolomite with fenestrae filled up with dolomite cement. The joints are filled up with crystalline dolomite and green, clayey mass. Locally brecciated porosity filled up with clayey mass is found (middle in the upper half of the core). The stylolite diagonal to bedding is also filled up with green clayey mass. RGL—2, core no. 3, depth 2301—2306 m, interval 0,05—0,20 m.
- 2 Detail from the preceding object (middle on the left). Stylolite and joint filled up with green clayey mass. Repeated crushing of the rock is indicated by the fragment of the dolomite joint filling in the younger joint (right below). RGL—2, core no. 3, interval 0,05—0,20 m, Opton, magnif. 4,5 x.

Plate LII

Lithofacies of the Hauptdolomit and types of porosity from the substratum of the Vienna basin.

- 1 Recrystallized muddy dolomite with a system of joints. The subvertical joints are filled up with green clayey mass. The thin joints approximately perpendicular to the preceding ones are unfilled — joint porosity. In the lower part of the core is green clayey dolomite —? filling of joint. RGL—2, core no. 3, depth 2301—2306 m, interval 2,55—2,8 m.

- 2 Organodetrital calcareous dolomite. The skeletal detritus consists of fragment of gastropod and bivalve shells. The fragment of shells are filled up with pure dolomite cement rather indicating the transition through the form stage. In the rock are scarce fenestrae filled up with dolomite cement.
RGL-2, core no. 3, interval 4,0—4,2 m.

Plate LIII

Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes in the Hauptdolomit from the substratum of the Vienna basin.

- 1 Muddy brecciated dolomite. The brecciated porosity is filled up with carbonate cement.
Šaštín-12, core no. 7, depth 2445—2448 m.
- 2 Joint porosity enlarged by dissolution in the initial phase of reduction by dolomite cement (druses of crystals) in fine-crystalline dolomite.
Šaštín-12, core no. 26, depth 3864—3867 m.
- 3 Joint porosity enlarged by dissolution (initial formation of channel porosity), reduced by dolomite cement.
Šaštín-12, core no. 26.
- 4 Vacuole porosity and joint porosity enlarged by dissolution. (beginnings of formation of channel porosity), reduced by dolomite cement.
Šaštín-12, core no. 26.
- 5 Detail from the preceding object. Joint porosity extended by dissolution (beginnings of formation of channel porosity). The porosity is reduced by a druse of dolomite crystals.
Šaštín-12, core no. 26, Opton, magnif. 6,8 x.
- 6 Detail from the object in Fig. 4. Vacuole porosity reduced by a druse of dolomite rhombohedrons.
Šaštín-12, core no. 26, Opton, magnif. 4,3 x.

Plate LIV

Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes in the Hauptdolomit from the substratum of the Vienna basin.

- 1 Fenestral and joint porosity in dolomicrite filled up with dolomite cement. In the picture two generations of joints filled up with cement may be observed.
Šaštín-12, core no. 9, depth 2655—2659 m, interval 0,8—0,9 m, thin section (material of MND Hodonín) Opton, (photographed in oblique lighting with black background), magnif. 8,6 x.
- 2 Joint porosity filled up with crystalline anhydrite.
Šaštín-12, core no. 51, depth 5826—5830 m.
Interval 3,0—3,1, thin section (material of MND Hodonín), Opton (ditto as Fig. 1), magnif. 4,5 x.
- 3 System of joint porosity in stromatolite dolomite (right below). In the left upper corner is brecciated porosity filled up with carbonate cement.
Lakšárská Nová Ves-7, core no. 17, depth 2085—2087 m.

Plate LV

Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes in the Hauptdolomit from the substratum of the Vienna basin.

- 1 Brecciated and joint porosity in brecciated stromatolite dolomite. The brecciated

porosity is filled up with dolomite rubble and cement. The joints are not filled up.

Lakšárska Nová Ves—7, core no. 19, depth 2199—2200 m.

- 2 Brecciated porosity in fine-grained dolomite filled up with two generations of dolomite cement, indicating two stages of crushing.

Lakšárska Nová Ves—7, core no. 15, depth 1956—1961 m, interval 2,9—3,0 m, thin section (material of MND Hodonín). Opton (photographed in oblique lighting with black background), magnif. 9 x.

- 3 Joint porosity in stromatolite dolomite filled up with two generations of dolomite cement. The joint system after filling up was penetrated by younger joint filled up with cement again.

Lakšárska Nová Ves—7, core no. 15, interval 4,8—4,9 m, thin section (material of MND Hodonín), Opton (ditto as in Fig. 2) magnif. 9 x.

Plate LVI

Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes in the Hauptdolomit from the substratum of the Vienna basin.

- 1 Vacuole porosity in crystalline dolomite reduced by dolomite cement-druse of crystals. The left part is filled up with clayey mass.

Lakšárska Nová Ves—7, core no. 61, depth 5065—5068 m, thin section (material of MND Hodonín), Opton (photographed in oblique lighting with black background), magnif. 9 x.

- 2 Joint porosity filled up with dolomite cement (dark joints). The joint or stylolite passing through the centre of the photo is filled up with clayey mass.

Lakšárska Nová Ves—7, core no. 61, depth 5085—5068 m, thin section (material of MND Hodonín), Opton (ditto as Fig. 1), magnif. 8,7 x.

- 3 Joint and brecciated porosity in stromatolite dolomite filled up with cement in most cases. The unfilled joint is found in the right part of the photo.

Závod—73, core no. 8, depth 4328—4332 m.

Plate LVII

Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes in the Hauptdolomit and Dachstein dolomite from the substratum of the Vienna basin.

- 1 Filled up fenestral and preserved joint porosity in stromatolite dolomite.

Závod—73, core no. 14 a, depth 4746—4750 m.

- 2 Joint and dissolution — enlarged joint porosity in dolomite.

Závod—73, core no. 19, depth 5393—5397 m, interval 3,8—3,9 m.

- 3 Filled up joint porosity in dolomite limestone. The stylolite crossing the joints indicates pressure-solution after filling up of the joints, conditioned by the existence of microporosity in rock.

Závod—72, core no. 50, interval 3,5—3,6 m, thin section (material of MND Hodonín), Opton, magnif. 5,5 x.

- 4 Filled up joint and brecciated porosity in the Dachstein limestone dolomite.

Láb—115, core no. 9, depth 2941—2944 m.

- 5 Filled up fenestral porosity in the stromatolite Dachstein limestone dolomite — loferite. The fenestral pores are filled up with calcite cement. The rock is penetrated by a system of open joints.

Láb—115, core no. 21, depth 3763—3766 m.

Plate LVIII

Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes in the Dachstein dolomite from the substratum of the Vienna basin.

- 1 Filled up fenestral, vacuole and joint porosity in the Dachstein limestone dolomite. They are filled up with calcite cement. The core encountered: reduced interval A (black horizontal curve), loferite above it (interval B), and dolarenite with cavities filled up with mud below it (interval C). They form a cycle, which was originally described in the Lofer Mountains.
Láb—115, core no. 25, depth 3996—4000 m.
- 2 Detail from the preceding object. The vacuole, which formed during emergence-, telogenetic phase, is filled up with several generations of red-coloured mud. The younger of them are separated by crusts of calcite cement.
Láb—115, core no. 25, Opton, magnif. 3,4 x.
- 3 Fenestral and joint porosity in the Dachstein limestone dolomite filled up with calcite cement. At the base of fenestral pore is mud in geopetal position. The rest of pore was filled up with cement in two generations.
Láb—115, core no. 23, thin section (material of MND Hodonín), Opton (photographed in oblique lighting with black background), magnif. 13 x.
- 4 Filled up fenestral and joint porosity. The fenestral pore is filled up with two generations of calcite cement.
Láb—125, core no. 25, interval 2,4 m, thin section (material of MND Hodonín), Opton (ditto as Fig. 3), magnif. 5,4 x.
- 5 Filled up primary, also secondary porosity in the Dachstein dolomite. In the gastropod conch the primary intraparticle porosity was reduced by mud. The rest of pore was filled up with calcite cement. Regarding to the occurrence of vacuole porosity of the succession the conch probably passed through the form stage of porosity. The joints filled up with calcite cement end at stylolites, indicating their formation preceding pressure — solution.
Láb—115, core no. 27, depth 4122—4125 m, thin section (material of MND Hodonín), Opton (ditto as Fig. 3), magnif. 5,7 x.

Plate LIX

Types of porosity and poronecrotic processes.

- 1 Primary mesointerparticle pores between oncolites reduced first by calcite cement and subsequently by calcareous mud. Kimmeridgian — Tithonian oncolite limestone from the High Tatric succession, pebble from Paleogene conglomerates of the Klippen Belt, locality Proč, thin section 3557 m, magnif. 43 x.
- 2 Mesointerparticle pores between oolites, indistinctly reduced by calcite cement. Oolite limestone, Sarmatian, locality Dúbravka, SEM, magnif. 30 x.
- 3 Filled up depositional interparticle pores in fine-grained polymict conglomerate (in Fig. pellet limestone, „basic“ effusive). The pores are reduced first by calcite cement and subsequently filled up with mud.
Šambron conglomerates, locality Kozelec, thin section 4354, magnif. 14 x.
(From the material of M. Mišík; photo by L. Osvald.)

Plate LX

Types of porosity and poronecrotic processes.

- 1 Poronecrotic processes in crinoidal limestone. The interparticle pores between columnals were reduced by syntaxially growing calcite cement. The residual pores were filled up with carbonate mud.
Liassic—Dogger crinoidal limestone. Pebble from Paleogene conglomerates, locality Malý Lipník,
thin section 3563, magnif. 19 x.

2 Eogenetic, fibrous cement filling up interparticle pores. The residual primary pore is partly filled up with mud and subsequently with calcite cement (geopetal texture).

Veterník limestone, locality Havranica near Smolenice, thin section 5060, magnif. 20 x.

(From the material of M. Mišík; photo by L. Osvald).

Plate LXI

Types of porosity and poronecrotic processes.

1 Filled up fenestral porosity in stromatolitic dolomite — loferite. At the base of pore detritus is locally found (geopetal texture). The pores are filled up with dolosparrite. Middle Triassic dolomites of the Křížna nappe, locality Žarnovická dolina valley, Velká Fatra Mts., thin section 1835, magnif. 11 x.

2 Fenestral pores reduced by carbonate mud, subsequently reduced by initial dolomite cement. The residual primary pores are filled up with monocrystals of dolomite. Middle to Upper Triassic stromatolite dolomite. Pebble from Paleogene conglomerates, locality Chmelov, thin section 3578, magn. 15 x.

(From the material of M. Mišík; photo by L. Osvald).

Plate LXII

Types of porosity and poronecrotic processes.

1 Filled up cover porosity in lumachelle limestone. The spaces protected from filling up with carbonate mud (umbrella effect) were filled up with calcite cement during diagenesis (geopetal textures).

Lumachelle limestone from the Havranica limestones, locality Havranica near Smolenice, thin section 4681, magnif. 6 x.

2 Intercrystal porosity, partly reduced by growth of zonal dolomite.

Middle Triassic dolomite of the Křížna nappe, locality Demánová pod Lúčkami, thin section 2007, magnif. 43 x.

(From the material of M. Mišík; photo by L. Osvald).

Plate LXIII

Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes.

1 Filled up secondary — form and joint porosity. Dissolution of tests (origin of form porosity) is indicated by the mud filling in geopetal position. The forms reduced by mud were subsequently filled up with calcite cement. The last postorogenic process in the rock was formation of open joints, which, however, were filled up again with calcite cement. Calpionel limestones of the Tithonian — Czorsztyn succession.

Locality Vršatec, thin section 5339, magnif. 14 x.

(From the material of M. Mišík; photo by L. Osvald).

2 Form after dissolved gastropod conch in superficial oolite. The space in the conch was filled up with calcite, lithified before or during its dissolution.

Oolitic limestone, Sarmatian, locality Dúbravka, SEM, magnif. 50 x.

3 Mesofoms after dissolved fragments of lamellibranchs, reduced by calcite cement. Lumachelle limestones, Sarmatian, locality Orechovo (Bulgaria), SEM, magnif. 30 x.

4 Detail of mesoform after dissolved fragment of lamellibranch, reduced by calcite cement.

Lumachelle limestone, Sarmatian, locality Orechovo (Bulgaria), SEM, magnif. 30 x.

Plate LXIV

Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes.

- 1 Filled up pores after dissolved gypsum concretions. The form stage is indicated by mud filling in geopetal position. The pores reduced by mud were subsequently filled up with dolomite cement. It may be stated according to relation of the filling in joints and pores that the joints formed and were filled up with cement in the time of existence of pores (the joint crosses the micrite filling of form, but already not the sparite filling, right below).
Middle Triassic dolomite of the Křížna nappe, Valaská Belá — Škripova dolina valley, thin section 1625, magnif. 5,5 x.
- 2 Filled up porosity after burrowing in carbonate mud. Burrows after worms, probably of subhorizontal course, were reduced and filled up with mud, the residual pores were filled up with calcite cement (geopetal textures).
Liassic red limestones of the Křížna nappe, locality Slovenská Lupča — Drienkyna valley, thin section 6355, magnif. 11 x.
(from the material of M. Mišík; photo by L. Osvald).

Plate LXV

Types of porosity and poronecrotic processes.

- 1 Joint filled up with several generations of mud and calcite cement (geopetal textures).
Hallstatt limestones from the Silicicum. Locality Silická Brezová, thin section 2676, magnif. 11 x.
- 2 Cavity with several stages of porogenic and poronecrotic processes. At the periphery of the joint as first initial calcite cement was growing. Carbonate silt and mud subsequently filled up the reduced cavity. The joint crossing the filled up cavity was reduced first by initial cement, followed by silt filling. The residual joint pore was filled up with calcite cement.
Oxfordian peri-reef limestones, locality Vršatec, thin section 5211, magnif. 14 x.
(From the material of M. Mišík; photo by L. Osvald).

Plate LXVI

Types of porosity, porogenic and poronecrotic processes.

- 1 Filled up joint porosity. The syngenetic joints are filled up with carbonate mud in the lower part. In the not reduced part of the joint subsequently calcite cement.
Laminated limestone — filling of cavity in the Callovian-Oxfordian limestone. Locality Kostolec, thin section 8829, magnif. 6 x.
- 2 Filled up vacuole porosity. The vacuole — pore after nonselective dissolution was first reduced by dolomite initial cement and subsequently filled up with mud.
Hauptdolomit of the Choč nappe, locality Baba near Svit, thin section 1844, magnif. 11 x.

1. The first part of the document is a letter from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

2. The second part is a report from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

3. The third part is a report from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

4. The fourth part is a report from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

5. The fifth part is a report from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

6. The sixth part is a report from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

7. The seventh part is a report from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

8. The eighth part is a report from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

9. The ninth part is a report from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

10. The tenth part is a report from the Secretary of the State to the Governor, dated 18th March 1877.

Mikrofácie, typy porozity litavských vápencov a vrchnotriasových dolomitov z podložia viedenskej panvy

Úvod

Viedenská panva a jej predneogénne podložie predstavujú jednu z tradičných oblastí prieskumu a ťažby uhľovodíkov v Československu. V súčasnosti sa hodnotí ako najperspektívnejšia pre výskyt ich ďalších priemyselných zásob.

Časť ložísk v neogénnej výplni panvy a väčšina v jej podloží, ako aj perspektívne zóny, sú viazané na karbonátové horniny. Hoci o ich geologickej stavbe máme pomerne presné poznatky, nedostatočnú pozornosť sme dosiaľ venovali genéze pórového systému, teda vzniku karbonátového kolektora. Jeho prítomnosť je však jedným z nutných predpokladov vzniku ložísk, pričom rozpoznať charakter porozity a procesov jej vzniku a určiť štádium, v ktorom sa vývoj porozity zastavil, má nepochybný význam pre vytyčovanie najpriaznivejších kolektorských zón pod povrchom.

Skúmanie bývalých pórových priestorov v karbonátoch rovnako objasňuje ich geologickú históriu, zahrňujúcu depozičné a postdepozičné — diagenetické procesy.

Vzhľadom na praktické využitie týchto poznatkov pri vyhľadávaní a prieskume ložísk uhľovodíkov zameral som sa na skúmanie dvoch overených a naďalej perspektívnych typov karbonátových kolektorov — litavských vápencov z výplne a vrchnotriasových dolomitov z podložia panvy.

Predovšetkým bolo potrebné vyriešiť problémy terminologické, nakoľko v slovenskej geologickej literatúre sa doteraz špeciálne termíny z tejto oblasti nepoužívali, hoci v zahraničí boli frekventované už viac ako 10 rokov.

Prehľad slovenskej terminológie pre základné typy porozity, jednotlivé štádiá ich vzniku a iné špeciálne pojmy dopĺňa fotografická dokumentácia porozity a jej genézy — z litavských vápencov, hlavného dolomitu, dachstienského dolomitu a z hornín vnútrokarpatských príkrovov.

Problematiku karbonátových kolektorov v oblasti viedenskej panvy som riešil v rámci štátnej výskumnej úlohy S—52—547—102 „Geologický výskum perspektívnych oblastí na výskyt ložísk ropy a zemného plynu“ v rokoch 1981—1984.

Je mi milou povinnosťou poďakovať obidvom školiteľom — prof. Milanovi Mišíkovi, DrSc., a RNDR. Milošovi Rakúsovi, CSc., ktorý prevzal školiteľské povinnosti po odchode prof. Mišíka na expertízu, za pozorné vedenie, za cenné rady a konzultácie k problematike porozity, ako aj za požičanie ťažko dostupnej literatúry. Vďakou som zaviazaný prof. Mišíkovi aj za poskytnutie fotografického materiálu niektorých málo častých typov porozity z hornín vnútrokarpatských príkrovov.

Vďaka pochopeniu pracovníkov MND, Hodonín som mohol preštudovať geologický materiál z vrto v lokalitách Láb, Lednice, Týnec, ako aj z vrto do podložia viedenskej panvy a časť ich výbrusového materiálu z posledne menovaných oblastí. Za poskytnutie tohto materiálu ďakujem najmä RNDr. R. Jiříčkovi, CSc., B. Jandovej a RNDr. M. Zádrapovi. Za určenie paleontologického materiálu ďakujem Doc. RNDr. A. Schalekovej, CSc.

Prehľad porozity v sedimentárnych karbonátoch, jej vzťah k sedimentačnému prostrediu a diagenéze; klasifikácia porozity

Termín *pór* bol odvodený z gréckeho slova *poros* s významom *priechodný*. Hoci je používaný i vo všeobecnom zmysle, častejšie sa používa v zmysle užšom, na opis lokálnych nemineralizovaných dutín alebo rozšírení v sieti voľných priestorov, ako aj tzv. diskretných individuálnych dutín v sedimente alebo v hornine. V takomto chápaní sú diskretné póry odlišované od užších priestorov, prepájajúcich jednotlivé póry. Takto definované póry vytvárajú väčšinu porozity a nádržného objemu pre akumuláciu fluíd v hornine. Prepojenia všeobecne prispievajú síce malou časťou k celkovému objemu voľných priestorov, no významne ovplyvňujú permeabilitu horniny, čo má veľký praktický význam pre eventuálnu extrakciu ekonomicky využiteľných fluíd.

Pojem *porozita* používajú geológovia pre všetky nemineralizované priestory (dutiny) v sedimente alebo v hornine. Tento termín sa podľa veľkosti skúmaného objektu (kolektor, vzorka z kolektora, partikula/alochém) môže používať aj ako synonymum termínu *pór*, resp. *póry* (porovnaj terminologický slovník a text k obrázkom v práci P. V. Choquetta — L. C. Praya (1970) a typy pórov (porozity) v práci Elf-Aquitaine (ed. 1977). Termín *porozita* sa tiež často používa na označenie voľného objemu „hostiteľskej“ horniny, resp. sedimentu a udáva sa v percentách.

Všetky voľné priestory v sedimente sa tiež opisujú ako *pórový systém*. Možno tak označiť každý z niekoľkých typov tvoriacich porozitu (napr. v kontexte — porozita kolektora pozostáva z interpartikulového pórového systému doplneného dobre priepustným systémom otvorených puklín).

Pórové systémy a póry v karbonátoch sú fyzikálnym a genetickým

celkom. Veľkosť a tvarová zložitosť pórov, aj ich prepojenie do priestorovej (trojrozsomernej) siete sú podmienené rôznymi príčinami. Zodpovedá to sčasti širokej premenlivosti čo do veľkosti a tvaru sedimentujúcich karbonátových elementov, ktoré vytvárajú pomerne jednoduchý — interpartikulový pórový systém. V karbonátoch býva zriedkavý, skôr je typický pre pórový systém pieskovecov. V karbonátoch je takmer pravidlom výskyt omnoho zložitejších systémov vytváraných v alochémoch ešte pred konečným usadením.

Zložité pórové systémy sa vytvárajú najmä počas rozpúšťania alochémov a počas štruktúrnej neobmedzeného rozpúšťania karbonátov. V prvom prípade vznikajú póry, ktoré presne kopírujú pôvodnú veľkosť a tvar alochémov, v druhom prípade vznikajú póry nepravidelného tvaru a rôznej veľkosti, nezávisle od štruktúry karbonátov.

Pukliny, následok ruptúrnych deformácií, sú v karbonátových horninách tiež časté. Môžu tvoriť sieť sledujúcu pôvodný pórový systém alebo sieť od neho úplne nezávislú. V oboch prípadoch majú ako migračné cesty agresívnych fluíd podstatný vplyv na rozpúšťanie sedimentárnych karbonátov.

Hoci všetky genetické typy pórových systémov nemusia byť prítomné v tom istom sedimente, resp. hornine, predsa sa len niektoré generácie porozity nachádzajú a typy procesov prebiehajú v tých istých faciálnych zónach.

Rôznorodosť a zložitosť pórového systému v sedimentárnych karbonátoch sa vyskytuje [podľa Elf-Aquitaine, ed. 1977] v týchto veľkostiach:

ultramikroskopickej (spojenia, mikropóry),
mikroskopickej (póry, mikropukliny),
makroskopickej (póry, vakuoly, pukliny),
megaskopickej (systém v ložiskovej mierke),
s tým, že v jednom kolektore, resp. vzorke, sa môžu popri sebe nachádzať póry a prepojenia v rôznych veľkostiach.

Záverom možno zhrnúť, že existujú mnohé procesy tvorby a modifikácie porozity, pôsobiace počas depozičnej a diagenetickej histórie; ich zložitosť a rôznorodosť porozity sú typické pre karbonátové kolektory.

Terminológia porozity z časového aspektu

Nakoľko sa pórový systém vytvára, modifikuje a uzatvára v rôznych fázach vývoja sedimentárnych karbonátov, je čas významnou súčasťou terminológie porozity. Tradičné sú termíny — primárna a sekundárna porozita.

Primárna porozita zahŕňa všetky pórové priestory nachádzajúce sa v sedimente bezprostredne po konečnom usadení. Konečné usadenie

chápeme vo význame „tesne predchádzajúce pochovaniu sedimentu“, v protiklade k možným, starším fázam sedimentácie, prepracovania a redepozície.

Termín *sekundárna porozita* sa používa pre porozitu vytvorenú po konečnom usadení (sensu P. W. Choquette — L. C. Pray 1970). Podľa týchto autorov termíny odrážajú len čas tvorby priestorov, a sú nezávislé od spôsobu vytvárania litifikácie aj od jej štádia.

Primárna porozita môže byť neskôr redukovaná tmelom, resp. sedimentom. Ak boli primárne póry vyplnené a neskoršie procesy vytvorili nové pórové priestory na mieste pôvodných, treba chápať novú porozitu ako sekundárnu. Prípadne, ak boli primárne póry zväčšené rozpúšťaním, výsledný priestor je sčasti primárny a sčasti sekundárny (porov. tab. XXXIII, obr. 3).

Menším problémom je aplikácia vzťahu k priestorom vyplneným v čerstvo usadených karbonátoch organickou hmotou, ktorá sa rozkladá po „pochovaní“. P. W. Choquette — L. C. Pray (l. c.) navrhujú chápať priestory vzniknuté rozkladom úlomkov dreva, fibróznych koreňov a pod. ako sekundárne póry — formy. Pórové priestory môžu byť vyplnené v čase pochovania tiež živou hmotou, slizom, resp. sčasti rozloženými telami organizmov. Takéto priestory sa nedajú odlišiť od podobných priestorov, ktoré boli prázdne v čase finálneho usadenia. Preto je praktické chápať ich obdobne ako skeletové dutiny, t. j. primárne (napr. stromatactis).

Ak podrobnejšie sledujeme póry prítomné v sedimente pri konečnom usadení, zistíme niekedy v intraklastoch póry, ktoré vznikli počas predchádzajúcich etáp porogenéz. Môžu byť vzhľadom k individuálnym úlomkom primárneho pôvodu, avšak môžu byť i sekundárne (formy po rozpustených schránkach). Takáto *porozita* sa nazýva *zdedená*.

Kvôli podrobnejšiemu časovému charakterizovaniu vzniku porozity sa vyčleňujú tri väčšie časové etapy — štádiá, vzťahujúce sa k finálnemu usadeniu:

preddepozičné štádium,
depozičné štádium,
postdepozičné štádium
(porov. s tab. 2).

Preddepozičné štádium (porozita)

Začína sa, resp. vytvára v čase, keď je sedimentačný materiál zdeformovaný, a končí sa jeho finálnym usadením, prípadne usadením elementov vzniknutých z neho. Toto štádium môže trvať niekoľko tisíc rokov v oblastiach s nízkymi sedimentačnými rýchlosťami, sprevádzanými sústavným prepracúvaním sedimentov. No nemožno ho zaznamenať, ak prebieha priama sekrécia alebo vylučovanie uhličitanu vápenatého vo forme organického skeletu. Väčšina porozity tohto typu sa vytvára

počas rastu vnútorných buniek, komôrok, pórov, prípadne iných otvorov v skelete organizmov (tab. XI, obr. 1; tab. XIII, obr. 1; tab. XXVIII, obr. 1, 4; tab. XXXIV, obr. 1, 2). Ale rovnako sa nachádza aj v pevne vyzerajúcich častiach skeletu, medzi kryštálmi alebo v nich. Tiež sa nachádza v neskeletových alochémoch, napr. v peletoch, ktoré môžu obsahovať viac než 50 % pórových priestorov, a v oolitoch.

Depozičné štádium (porozita)

Zahŕňa úsek finálnej sedimentácie, pred následným pochovaním (v prípade sedimentu), alebo narastanie biologickej konštrukcie. Depozičná porozita vytvára približne 70 % porozity v karbonátových bahnách. V hrubších, vytriedených sedimentoch tvorí viac než tretinu objemu porozity. Prevažne má interpartikulový charakter (tab. LIX, obr. 2), menšia časť sa vytvára pri raste biologických konštrukcií.

Postdepozičné štádium (porozita)

Vytvára sa po finálnom usadení. Kryje sa s termínom sekundárna porozita. Postdepozičné štádium je dlhé a existujú v ňom významné rozdiely tak z hľadiska porogenézy (poronekrózy), ako aj z hľadiska charakteru pórových priestorov. P. W. Choquette — L. C. Pray (l. c.) rozdelili postdepozičné štádium na základe kritérií, ktoré možno použiť v mnohých karbonátových litofáciách, na tri fázy — eogenetickú, mezogenetickú a telogenetickú. Toto rozdelenie sa okrem iného zakladá na poznaní, že porozita vytvorená alebo modifikovaná včasne (eo-) je často veľmi odlišná od porozity vytvorenej, resp. modifikovanej počas konečnej fázy (telo-) spojenej s eróznymi účinkami na obnažených, predtým však dlho pochovaných horninách. Obe tieto pripovrchové fázy diagenézy, resp. procesy prebiehajúce počas nich, kontrastujú s procesmi prebiehajúcimi počas pochovania sedimentu, resp. horniny, do veľkej hĺbky, t. j. počas mezogenézy.

V súvislosti s týmto rozdelením treba spomenúť, že existujú aj iné prístupy k evolúcii porozity, spájané s vývojom minerálnych asociácií, charakterom kryštálov alebo s oboma, so zmenou tlakových a teplotných pomerov počas pochovania, ďalej prístupy spájané so zmenami flúid obsiahnutých v sedimente, prípadne s pôvodom týchto flúid. Existujú tiež prístupy zaoberajúce sa vývojom porozity vo vzťahu k litifikácii.

Eogenetická fáza (porozita)

Začína a porozita sa vytvára v časovom intervale medzi finálnym usadením a poklesom sedimentu, resp. horniny do hĺbky, v ktorej už nemajú rozhodujúci vplyv procesy pôsobiace z povrchu alebo závisiace od blízkosti povrchu. Termín sa tiež môže používať na označenie procesov

prebiehajúcich počas tejto fázy. Vrchnou hranicou zóny je povrch sedimentu sústavne usadzovaného, resp. povrch občasnej nesedimentácie alebo erózny povrch. Môže byť subakvatický alebo subaerický. Spodná hranica nie je ostrá. Eogenetická zóna nadol postupne prechádza do zóny mezogenetickej. Hrúbka je rôzna, ale väčšinou nepresahuje niekoľko metrov.

Problematický je maximálny hĺbkový dosah eogenetických procesov spojených s cirkuláciou fluíd. Nie je jasné, či za eogenetické možno považovať procesy prebiehajúce v hĺbkach desiatok až stoviek metrov, aj keď je v týchto prípadoch vplyv povrchu zrejmý (P. W. Choquette — L. C. Pray 1970, str. 219).

Procesy prebiehajúce počas eogenetickej fázy sú mimoriadne významné, aj keď môžu byť časovo a miestne obmedzené. Dajú sa špecifikovať aj podrobnejšie, vzhľadom na charakter účinkujúcich fluíd, ako sladkovodné alebo submarinné, prípadne ešte podrobnejšie. Počas eogenézy sa vytvára porozita po vŕtaní a hrabaní, zmršťovaní, resp. rozťahovaní sedimentu. Eogenetické rozpúšťanie nestabilných karbonátov a evaporitov v stabilnejšej základnej hmote vytvára väčšinu porozity. Významný je aj proces eogenetickej dolomitizácie, počas ktorého sa redukuje minerálny objem horniny za vzniku dodatočných pórov. Súčasne však prebiehajú procesy redukujúce pórové systémy. Póry sú vyplňané tmelom z presýtených roztokov vznikajúcich rozpúšťaním aragonitu, Mg-kalcitu a evaporitov v uzavretých systémoch alebo je vznik tmelu ovplyvnený cudzími zdrojmi. Častá je tiež redukcia pórov interným sedimentom (tab. LIX, obr. 1; tab. LX, obr. 1, 2).

Mezogenetická fáza (porozita)

Začiatok fázy sa prekrýva s ukončením fázy eogenetickej a trvá až po nasledujúcu fázu erózie. Termín sa používa aj na označenie prebiehajúcich procesov. Všeobecne sa uvádza, že zmeny v tejto fáze sú rozsiahle. Poronekrózne procesy (tmelenie, rekryštalizácia, kompakcia a tlakové rozpúšťanie) vo väčšine prípadov prevládajú nad porogénnymi procesmi (rozpúšťanie, vznik puklín, dolomitizácia).

Telogenetická fáza (porozita)

Termín sa používa pre časový úsek diagenézy, počas ktorého sú zvyčajne predtým dlho pochované horniny významne ovplyvňované procesmi spojenými s transgresiou (diskordanciou). Telogenetická porozita vzniká počas tejto fázy. Vrchnou hranicou zóny je subaerický alebo subakvatický erózny povrch. Spodná hranica je neostrá a kladie sa do hĺbky, v ktorej sú erózne procesy nevýznamné, resp. nespoznateľné. Nachádza sa teda v blízkosti hladiny podzemnej vody a prekrýva sa sa sladkovodnou vadóznou zónou a s časťou freatickej zóny. Hrúbka

sa pohybuje od jedného do stoviek metrov. Všeobecne je tenkou zónou v geologickom prostredí. Prevládajú v nej porogénne procesy (tvorba fraktúr v spojitosti s dekompresiou, rozpúšťanie) nad poronekróznymi procesmi (vyplňanie sedimentom alebo tmelom).

Ak mezogenetická fáza oddeľujúca eogenézu a telogenézu bola krátka, resp. vôbec nenastala, vznikajú problémy s oddelením eogenézy a telogenézy. Zvyčajne sa na oddelenie používa kritérium štruktúrne selektívneho rozpúšťania. Ak ohraničenie pórov nie je štruktúrne selektívne, vznikli póry pravdepodobne počas telogenézy (P. W. Choquette — L. C. Pray 1970).

Základné typy pórov (porozity)

Hoci boli navrhnuté mnohé klasifikácie porozity sedimentárnych karbonátov, najucelenejšia, najužitočnejšia, a teda aj najpoužívanejšia je klasifikácia P. W. Choquette — L. C. Praya (1970). Autori vyčleňujú 15 základných typov porozity. Vlastnosti, ktoré ich charakterizujú sú: veľkosť, tvar, genéza alebo pozícia vzhľadom k štruktúrnym elementom horniny. Niektoré typy porozity sú definované len na základe jedného atribútu, iné na základe atribútov viacerých.

Intrapartikulové póry (porozita)

Sú to póry v individuálnych partikulách (alochémoch). Termín sa používa vo fyzikálnom, pozičnom zmysle, nie v genetickom. Väčšina tejto porozity sa vytvára pred finálnym usadením partikul (preddepozíčná porozita), časť sa vytvára časom alebo po konečnom usadení. Najčastejšie sú interné komôrky alebo otvory iného charakteru v individuálnych, resp. kolóniových skeletových organizmoch (tab. XI, obr. 1; tab. XIII, obr. 1; tab. XXVIII, obr. 1, 4; tab. XXXIV, obr. 1, 2). Značnú časť porozity tohto typu reprezentujú aj pórové priestory v peletoch, intraklastoch, oolitoch a pod. Sekundárne sa vytvára rozpúšťaním a vŕtaním v individuálnych partikulách.

Rastovo-konštrukčné póry (porozita) (growth-framework; porosité de trame)

Je to porozita vytvorená rastom skeletov sesílnych, kolóniových organizmov. Používa sa pri opise porozity v horninách typu „boundstone“ (klasifikácia R. J. Dunhama 1962). P. W. Choquette — L. C. Pray (1970) rozoznávajú v rámci tohto typu porozitu „intraframework“, ktorou označujú prázdne vnútorné komôrky a porozitu „interframework“, ktorá sa vytvára pri obrastaní voľných priestorov. Tieto sú čiastočne alebo úplne chránené od sedimentácie. Dôležitá je aj veľkosť. P. W.

Choquette — L. C. Pray (l. c.) navrhujú používať názov pre porozitu vo vzorkách veľkosti dlane a väčších.

Interpartikulové póry (porozita)

Názov je odvodený od pozície pórov, nie od ich genézy. Sú to póry nachádzajúce sa medzi partikulami. V úlomkových karbonátoch je tento typ porozity súčasne porozitou depozičnou. Vytvára sa však aj počas postdepozičných procesov, ak sa postupne rozpúšťa základná hmota medzi partikulami.

P. W. Choquette — L. C. Pray (l. c.) uprednostňujú termín „interpartikulová“ pred termínom „intergranulová“, nakoľko prvý má širší význam a môže byť použitý pre jemnozrnné i hrubšie úlomkové karbonáty. Príklad interpartikulovej porozity je uvedený v tab. LIX, obr. 2.

Fenestrové póry (porozita) (fenestral porosity)

Názov je podľa P. W. Choquette — L. C. Praya (1970), Elf-Aquitaine (ed.) — (1977), ekvivalentný termínu „birdseye“, „birdseye porosity“. *Fenestrae* sú priestory viac alebo menej predĺžené, väčšinou usporiadané pozdĺž lamín (interlaminárne). Sú súčasťou riasových kobercov (algal mats, tapis algaires). Porozita tohto typu je vždy polygenetická, zahrňujúca rozklad organických látok, zmršťovanie počas vysušovania a nahromadenie vody alebo plynu. Vyskytuje sa väčšinou v morskom prostredí intertidálu a supratidálu (tab. L, obr. 1—3; tab. LXI, obr. 1, 2), ale je tiež častá v travertínoch.

Krytové póry (porozita) (shelter porosity, porosité abrités)

Je to typ primárnej interpartikulovej porozity, vytvorený krytovým (dáždnikovým) efektom pomerne veľkých sedimentárnych elementov (alochémov), ktoré zabráňujú jemnejším časticiam vyplniť priestory pod nimi. Je to častý typ porozity v alochémových vápencoch napr. v oolitových, ktoré obsahujú hrubé schránky, resp. úlomky schránok lamelibranchiátov (tab. LXII, obr. 1). Sú zvyčajne väčšie než väčšina ich sprievodných interpartikulových primárnych pórov; počas diagenézy sa väčšinou zachovávajú, na rozdiel od drobnejších pórov, ktoré sú vyplňané tmelom.

Interkryštálové póry (porozita)

Sú to póry medzi kryštálmi. Hoci sa tento názov používa v širokom význame, častejšie sa môžeme stretnúť s použitím pre priestory medzi

kryštálmi v poréznych dolomitoch (tab. LXII, obr. 2; tab. XLV, obr. 2). Porozita môže byť primárna a sekundárna (napr. v primárnych dolomitoch a diagenetických dolomitoch).

Formy (formová porozita)
(moldic porosity, porosité de moule)

Ide o póry vytvorené selektívnym rozpúšťaním individuálnej, nestabilnej zložky sedimentu, resp. horniny. Obyčajne to bývajú schránky, pelety, oolity. Sú identifikované na základe tvaru, veľkosti a ornamentácie steny. Vo vápencoch sú zvlášť časté formy po aragonitových schránkach (tab. XXXIII, obr. 1—4; tab. XXXVI, obr. 1—3; tab. XXXIX, obr. 1—4; tab. LXIII, obr. 2—4), prípadne po schránkach, ktoré boli vytvorené z Mg-kalcitu (tab. XXI, obr. 5—6; tab. XXII, obr. 4—6; tab. XXVIII, obr. 3; tab. XLIV, obr. 1, 2). Formy v dolomitoch vznikajú rozpustením aragonitových, resp. kalcitových elementov a zriedkavejšie rozpustením anhydritu, sadrovca a halitu (tab. LXIV, obr. 1). Známa je tiež genéza foriem počas dolomitizácie. Rovnako sa vytvárajú póry po rozloženej organickej hmote (po rastlinných koreňoch, lodyhách a vetvičkách).

Póry (porozita) *po hrabaní*
(burrow, porosité de fouissage)

Vytvárajú ich organizmy hrabajúce v nekonsolidovanom sedimente. Je to zriedkavý typ porozity v karbonátových horninách, pretože väčšina otvorov po hrabaní je počas diagenézy stlačená, vyplňaná sedimentom alebo znovu zaplňaná hrabajúcimi organizmami. Významná je však tým, že výplne otvorov po hrabaní majú väčšiu priepustnosť než okolný sediment (tab. LXIV, obr. 2) a zvyčajne podliehajú dolomitizácii.

Póry (porozita) *po vŕtaní*
(boring, porosité de lithopages)

Sú prítomné v pomerne tvrdých partikulách alebo v hornine, vytvárajú ich vŕtavé organizmy (riasy, hubky, lastúrniky). Je to zriedkavý typ porozity vytváraný počas sedimentácie, eogenézy alebo telogenézy. Porozita po vŕtaní je vyobrazená na tab. XLIV, obr. 3, 4.

Porozita po zmršťovaní
(shrinkage porosity, porosité de rétraction)

Vzniká vysušovaním sedimentu, ale aj inými procesmi vo vodnom prostredí. Je špeciálnym typom puklinovej porozity, môže však vznikať aj zmršťovaním individuálnych partikul (alochémov).

Pukliny (puklinová, trhlinová porozita)
(fissures, fractures)

Vytvárajú sa účinkom ťahu a tlaku na horniny. Ak je intenzita porušenia veľká, vytvára sa až brekciová porozita. V karbonátoch sa porozita tohto typu môže vytvoriť kolapsom zapríčineným rozpúšťaním, sklzvaním alebo rôznymi druhmi tektonických deformácií. Pukliny majú veľký vplyv na prepojenie pórových systémov, ich prítomnosť výrazne zlepšuje kolektorské vlastnosti horniny (tab. V, obr. 1—2; tab. VIII, obr. 3; tab. LII, obr. 1; tab. LXVI, obr. 1).

Brekcie (brekciová porozita)

Typ interpartikulovej porozity, častý v mnohých karbonátových litofáciách, ale len lokálne má väčší význam. Brekcie sú rôzneho pôvodu. Niektoré sa vytvárajú usadzovaním ostrohranných úlomkov a ak boli dobre vytriedené a úlomky sú dostatočne veľké, majú určitú porozitu. Postdepozičné brekcie sa vytvárajú lámaním hornín (pozri puklinovú porozitu; tab. XXXIII, obr. 1, tab. LV, obr. 1, 2).

Kanály (kanálová porozita)

Sú to typy pórov vyčlenené na základe tvaru a pôvodu. Termín sa používa pre póry výrazne predĺžené, resp. pre nepravidelné otvory so zreteľným predĺžením alebo kontinuitou v jednom alebo dvoch rozmeroch, ktoré nie sú ovplyvnené štruktúrou horniny (nie sú štruktúrne selektívne). Väčšina kanálov sa vytvára rozpúšťaním pozdĺž puklinových systémov alebo laterálnym zväčšovaním iných typov pórov.

Vakuoly (vakuolová porozita)
(vug porosity; porosité vacoulaire)

P. W. Choquette — L. C. Pray (1970) definujú „vug“ ako póry, ktoré sú približne izometrické alebo nevýrazne predĺžené, viditeľné voľným okom (väčšie než 1/16 mm), a nevznikli štruktúrne selektívnym rozpúšťaním (tab. LIII, obr. 4, 6; tab. LVIII, obr. 1, 2; tab. LXVI, obr. 2). Rozpúšťanie je dominantným procesom vzniku vakuol. Väčšina vakuol vzniká ďalším rozpúšťaním okolia foriem až do takého štádia, že pôvodný tvar formy je nespoznateľný. Maximálny rozmer vakuol autori (l. c.) nestanovili, ale pre megavakuoly uvádzajú rozpätie veľkosti 4—256 mm.

Kaverny (kavernová porozita)

Kaverny sú pórovým systémom charakterizovaným veľkými otvormi.

Väčšina vzniká rozpúšťaním; jediným atribútom pre vyčlenenie tohto typu pórov bola veľkosť. Podľa P. W. Choquette a — L. C. Praya (l. c.) je minimálna veľkosť na odkryvoch určovaná veľkosťou dospelej osoby.

V kolektoroch sa najčastejšie vyskytuje 7 typov porozity: interpartikulová, intrapartikulová, interkryštalová, formová, fenestrová, puklinová a vakuolová. Karbonátové litofácie obsahujú často dve alebo viac základných typov pórov, ktoré sa dajú ľahko odlišiť. Existujú však tiež takzvané prechodné typy, ktoré sa nedajú odlišiť fyzikálne a geneticky alebo len geneticky. Môžu byť prechodom medzi dvoma základnými typmi. Menia sa na krátke vzdialenosti v rôznych mierkach (výbrus, vzorka, časť odkryvu), alebo môžu byť tak prepojené, že sa dajú len ťažko oddeliť (napr. pukliny — brekcie, vakuoly — interkryštalové priestory v dolomitoch, interpartikulové póry — formy atď.).

Vzťahy medzi sedimentačným prostredím a porozitou

Vznik primárnych pórových systémov v sedimentárnych karbonátoch je výrazne ovplyvňovaný charakterom sedimentačného prostredia, v závislosti od rôznych faktorov: dynamického faktora — zvlášť významný je najmä vplyv hydrodynamickej energie, ale nezanedbateľný vplyv majú aj biologické faktory — vývoj organizmov a chemické, resp. biochemické faktory.

Positívny vplyv hydrodynamickej energie sa prejavuje najmä vo faciálnom pásme intertidálu a bariéry, lokálne sa prejavuje aj na vonkajšej plošine, zväčša však na rozhraní plošiny a svahu (J. L. Wilson 1975). Pôsobením dynamického faktora vzniká interpartikulová porozita najmä v mezopórovej mierke. V slabo agitovanom prostredí nepriamo ovplyvňuje vznik mikrointerpartikulovej porozity, resp. interkryštalovej porozity (sensu lato) v kale, t. j. vznik matricovej porozity. Dynamické faktory tiež podmieňujú vznik interpartikulovej porozity (brekciovitej) v bazálnej časti vrstiev vzniknutých z turbiditných prúdov.

Ku vzniku primárnej porozity významne prispieva vývoj organizmov — biologický faktor. V intertidáli a bariére vzniká rastovokonštrukčná porozita (korály, machovky, riasy) a je podmieňovaný vznik fenestrovej porozity v riasových poduškách (algal mats). Intraalochémová porozita má tiež miestami veľký význam, napr. v bariére (v schránkach rudistov, riasach a lumachelách). V slabšie agitovanom prostredí (subtidáli) sa nachádzajú intrapartikulové póry v schránkach gastropódov, lamelibranchiátov, ostrakódov a tiež v schránkach veľkých foraminifer. Krytová porozita je zriedkavým typom, vyskytujúcim sa najmä v bariére.

Biochemické faktory môžu prispieť k vzniku mikrointerpartikulovej a mikrointrapartikulovej porozity (matricová porozita). Vytvára sa naj-

mä v subtidáli. Prehľad rozdelenia primárnej porozity v sedimentačnom prostredí je uvedený v tabuľke 2.

Nakoľko je primárna porozita viazaná na určité faciálne pásma, možno charakter litofácie používať ako kritérium pre prognózovanie kolektorských zón. Pritom však treba počítať aj s pôsobením diagenetických procesov na sediment, počas ktorých môžu byť primárne pórové systémy úplne vyplnené.

Štádium	Predepozičné	Depozičné	Postdepozičné		
	primárna porozita		sekundárna porozita		
termíny porozity	predepozičná porozita	depozičná porozita	postdepozičná porozita		
			eogenetická porozita	mezogenetická porozita	telogenetická porozita
„typické“ relatívne čas. rozpätie					

Tab. 2 Časovo-porozitné pomery (podľa P. W. CHOQUETTE — L. C. PRAY 1970)

Vzťahy medzi diagenézou a evolúciou porozity

Primárna porozita sa počas postsedimentačného štádia — diagenézy vyvíja buď priaznivým (porogenéza), alebo nepriaznivým spôsobom (poronekróza). Táto evolúcia prebieha rôznymi rýchlosťami a v rôznych časových obdobiach — počas eogenetickej, mezogenetickej a telogenetickej fázy diagenézy.

Eogenetická fáza evolúcie porozity

Väčšina porogénnych procesov prebieha v pomerne malých hĺbkach, v niektorom zo štyroch základných diagenetických prostredí (zón) vyčleňovaných na základe charakteru vody, ktorú sediment obsahuje, a jej rozmiestnenia v póroch. Je to:

- morské freatické prostredie,
- vadózne prostredie,
- sladkovodné freatické prostredie,
- prostredie so zmiešanou vodou.

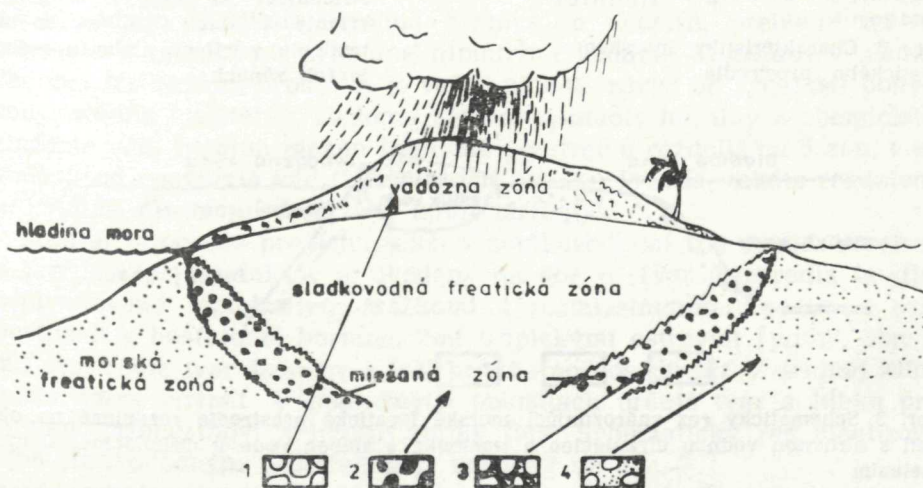
Rozmiestnenie a vzťahy prostredí sú znázornené na obr. 1. Okrem tejto ideálnej konfigurácie existujú aj špeciálne prípady (napr. v aridných oblastiach sladkovodné freatické prostredie chýba, a vadózne prostredie sa stýka priamo s morským freatickým prostredím).

Morské freatické prostredie

Prebiehajú v ňom procesy ovplyvňované dynamickými, biologickými, biochemickými a chemickými faktormi. Hydrodynamická činnosť vody sa zvyčajne nezastavuje pri usadení sedimentu, naďalej sa podieľa na jeho vývoji prinášaním jemného kalu, detritu alebo mikropelletov do vysokoenergetických zón (intertidálu, bariéry), kde vyplňa už sčasti tmelom redukované priestory, resp. novovytvorené formy. Prúdy tiež prinášajú kal do nízkoenergetického prostredia, kde sa akumuluje v otvoroch po hrabaní alebo vŕtaní.

Činnosťou organizmov vzniká pórový systém obmedzený na pripovrchovú časť sedimentu. V pásme intertidálu a vnútornej bariéry vznikajú v mäkkom substráte nory, v tvrdom litifikovanom sedimente — hornine, prípadne v tmeli, vznikajú otvory po vŕtaní.

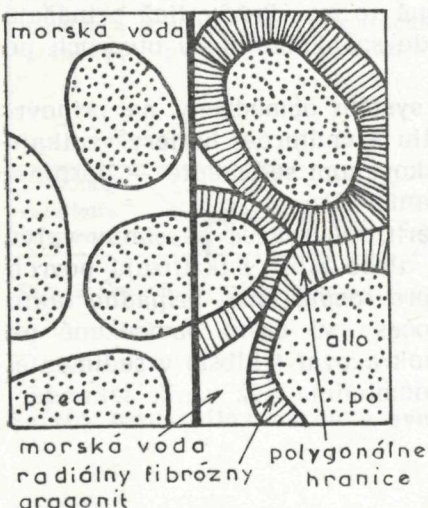
Činnosť mikroorganizmov, najmä baktérií, má zväčša nepriamy vplyv na evolučné procesy. Baktérie korodujú alebo silne mikritizujú povrch alochémov, a tak vytvárajú podmienky pre rozpúšťanie, prípadne taktó zabraňujú obrastaniu tmelom. Tieto procesy sú často obmedzené na pripovrchovú časť sedimentu, ale môžu pokračovať i hlbšie v sedimente. Bakteriálny rozklad organickej hmoty podmieňuje tiež vznik sekundárnej porozity.



Obr. 1 Schematický prierez znázorňujúci rozmiestnenie a vzťahy prostredí (zón) počas eogenézy.

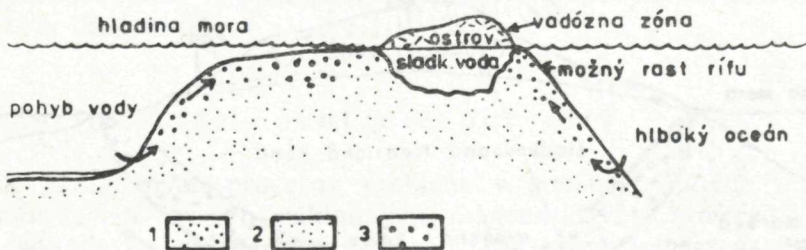
Chemické a fyzikálno-chemické procesy prebiehajúce v sedimente nie sú obmedzené na pripovrchovú časť sedimentu, nakoľko sú významne riadené najmä charakterom fluíd v pórových priestoroch. M. W. Longman (1980) rozoznáva v morskom freatickom prostredí aktívnu a stagnujúcu zónu, každú z nich charakterizovanú špeciálnymi procesmi a ich produktmi (obr. 2). Pozícia aktívnej a stagnujúcej zóny je zobrazená na obr. 3.

MORSKÉ FREATICKÉ PROSTREDIE



Obr. 2 Charakteristiky morského freatického prostredia

Stagnujúca zóna. Procesy: 1. slabá alebo žiadna cirkulácia vody cez sediment, 2. bakteriálna kontrola tmelenia, 3. voda nasýtená CaCO_3 , Produkty: 1. slabé tmelenie, s výnimkou skeletálnych mikropórov, 2. neprítomné rozpúšťanie, 3. neprítomné paramorfózy, 4. mikritizácia. Aktívna zóna. Procesy: 1. voda prúdiaca cez sediment v dôsledku vlnenia, prílivu alebo prúdov, 2. všetky póry sú vyplnené morskou vodou, 3. neprítomné rozpúšťanie v plytkovodnom prostredí, Produkty: 1. nepravidelné aragonitové ihličky, 2. izopachický fibrózny aragonit, 3. botryoidálny aragonit, 4. mikritový Mg-kalcit, 5. izopachický fibrózny Mg-kalcit, 6. Mg-kalcitové pseudopellety, 7. polygonálne hranice medzi izopachickým tmelom, 8. striedajúci sa tmel a sediment, 9. vrtnanie v tmeli, 10. maximálne tmelenie v rífoch alebo v príbojových zónach.



Obr. 3 Schematický rez znázorňujúci morské freatické prostredie rozdelené na oblasti s aktívnou vodnou cirkuláciou a tmelením a slabou vodnou cirkuláciou, slabým tmelením

1 — zóna aktívnej vodnej cirkulácie a významného rastu morských tmelov, 2 — stagnujúca morská freatická zóna so slabým alebo žiadnym tmelením, 3 — mikritizácia a intrapartikulové tmelenie.

V morskom freatickom prostredí prebiehajú najmä póronekrózne procesy (tmelenie, vyplňovanie kalom, mikrodetritom). Pórogenéza je vzácna a málo významná (hrabanie, vŕtanie).

Vadózne prostredie

Je to subaerické prostredie ležiace pod povrchom, nad hladinou podzemnej vody. Póry sú sčasti vyplnené sladkou zrážkovou vodou, ktorá je podsýtená s CaCO_3 a nasýtená vzdušným CO_2 . Tieto vlastnosti vyvolávajú rozpúšťanie karbonátov. K rozpúšťaniu prispieva aj CO_2 vznikajúci rozkladom organických látok v pôde. Ak je voda vo vadóznej zóne nasýtená CaCO_3 , začína sa z nej vylučovať kalcit vo forme meniskového a pendantného (stalaktitového) tmelu. Prehľad procesov prebiehajúcich vo vadóznom prostredí je uvedený na obr. 4. Vadózne prostredie možno rozdeliť na dve časti, zónu rozpúšťania a zónu vylučovania. Jedna alebo druhá môže byť veľmi tenká, v závislosti od klímy, množstva vegetácie, hrúbky pôdy a hrúbky vadózneho prostredia celku. V niektorých prípadoch zóna vylučovania chýba úplne.

Idealizovaný rez vadóznym prostredím sa nachádza na obr. 5. V tejto zóne prevláda pórogenéza (rozpúšťanie nestabilných alochémov, resp. horniny — vytváranie foriem a vakuol), nad póronekrózou (slabé tmelenie — meniskový a pendantný-stalaktitový tmel).

Sladkovodné freatické prostredie

Póry v sedimente, prípadne v hornine, obsahujú sladkú vodu s rôznym množstvom rozpustených karbonátov. Vrchná hranica prostredia je zhodná s vodnou hladinou, spodná hranica je neostrá, prebieha na nej miešanie s morskými, prípadne hlbinnými vodami. Eogenéza v sladkovodnom freatickom prostredí je veľmi zložitá, závisí od rýchlosti pohybu vody, stupňa nasýtenia, zloženia základnej hmoty horniny a chemického zloženia vôd. Ideálne možno freatické prostredie rozdeliť na 5 zón, v závislosti od nasýtenia vôd CaCO_3 (pozri tab. 3). Pravda, takéto rozdelenie je ideálne, často niektoré zóny úplne chýbajú.

Prehľad procesov prebiehajúcich v sladkovodnom freatickom prostredí a prehľad ich produktov je uvedený na obr. 6. Tvar prostredia je silne ovplyvňovaný topografiou, zrážkami a rozmiestnením porozity a priepustnosti v hosťujúcej hornine. Pod tropickými ostrovmi (porov. obr. 1) má prostredie tvar šošovky a leží priamo pod ostrovom. V aridnej klíme môže úplne chýbať. V pobrežných oblastiach určujú tvar a hĺbku prostredia, priepustnosť a hydrostatický tlak. Schematický rez idealizovaným sladkovodným prostredím je uvedený na obr. 7.

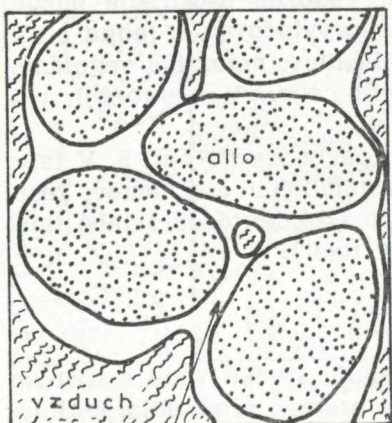
Pórogenne procesy prevládajú v zóne rozpúšťania (vytvára sa formová, vakuolová a kanálová porozita), ale súčasne prebieha aj určitá póronekróza (rekryštalizácia aragonitu na kalcit, sprevádzaná zväčšením

objemu pevnej fázy o 8 %). V stagnujúcej a aktívnej zóne prevládajú procesy póronekrózy (tmelenie, rekryštalizácia).

Prostredie so zmiešanou vodou

Hranicu medzi morským freatickým a sladkovodným freatickým prostredím tvorí brakická voda. Prípady tmelu produkovaného v miešanom prostredí sa uvádzajú veľmi zriedka (napr. W. J. Mayers — K. L. Lohman 1978). Tento stav môže byť spôsobený tromi príčinami:

SLADKOVODNÉ VADÓZNE PROSTREDIE



meniskový vodný film

Obr. 4 Charakteristiky vadózneho sladkovodného prostredia

Zóna rozpúšťania. Procesy: 1. rozpúšťanie podsýtenými meteorickými vodami, 2. tvorba CO_2 v pôde, napomáhajúca rozpúšťaniu. Produkty: 1. extenzívne rozpúšťanie, 2. prednostné nahradenie aragonitu, ak je prítomný, 3. tvorba dutín vo vápencoch.

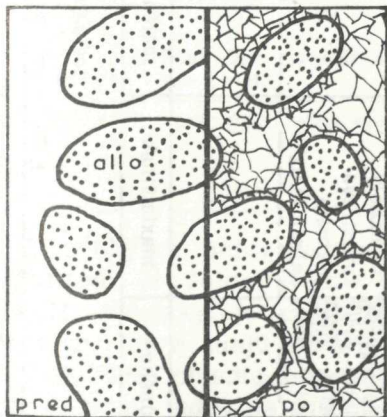
Zóna vylučovania. Procesy: 1. meniskové alebo pendantné rozmiestnenie vody, 2. strata CO_2 alebo vyparovanie. Produkty: 1. slabšie tmelenie, 2. meniskový tmel, 3. pendantný (stalagmitový) tmel, 4. rovnomerne zrnitý kalcit, 5. zachovanie väčšiny porozity.



Obr. 5 Idealizovaný rez sladkovodným vadóznym prostredím, znázorňujúci rozmiestnenie zón rozpúšťania a vylučovania karbonátov
1 — zóna vylučovania, tvorba meniskového a pendantného kalcitového tmelu, 2 — tvorba kôr — „caliche“, 3 — intenzívne rozpúšťanie pod vrstvou pôdy, 4 — slabšie rozpúšťanie.

- malou šírkou a objemom prostredia,
- relatívne stagnujúcou vodou,
- veľkou mobilitou prostredia vzhľadom na množstvo zrážok alebo zmeny morskej hladiny.

SLADKOVODNÉ FREATICKÉ PROSTREDIE

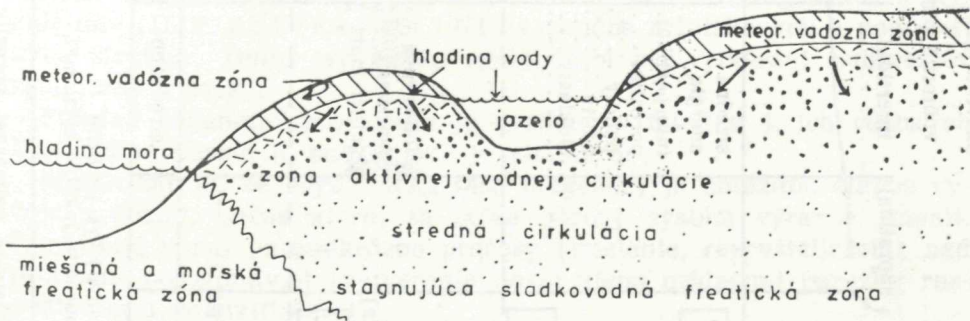


ekvantný
calcit

Obr. 6 Charakteristiky sladkovodného freatického prostredia

Zóna rozpúšťania. Procesy: 1. rozpúšťanie podsýtenými meteorickými


mi vodami. Produkty: 1. tvorenie formovej alebo dutinovej porozity, 2. možný neo-morfizmus nestabilných allochémov. Stagnujúca zóna. Procesy: 1. slabý alebo žiadny pohyb vody, 2. voda nasýtená CaCO_3 . Produkty: 1. slabé tmelenie, 2. stabilizácia Mg-kalcitu a aragonitu, 3. slabé alebo žiadne rozpúšťanie, 4. zachovanie porozity, 5. neomorfizmus aragonitových allochémov s určitým zachovaním štruktúr. Aktívna zóna. Procesy: 1. aktívna cirkulácia vody, 2. určité rozpúšťanie aragonitu, rozpúšťanie môže byť doprevádzané nahradzovaním kalcitom, 3. rýchle tmelenie. Produkty: 1. hojný ekvantný kalcitový tmel, 2. izopachický palisádový kalcitový tmel, 3 — zrastajúce kryštály, 4. — kryštály hrubnúce smerom do centra pórov, 5. kompletne nahradenie aragonitu ekvantným kalcitom, 6. syntaxiálne dorastanie na echinodermatách, 7. relatívne nízka porozita.



1 2 3

Obr. 7 Schematický rez idealizovaného sladkovodného freatického prostredia

1 — zóna rozpúšťania pri vodnej hladine, 2 — stagnujúca zóna — neomorfizmus na kalcit, ale slabé tmelenie, 3 — zóna aktívnej vodnej cirkulácie, rýchly neomorfizmus a tmelenie ekvantným kalcitom.

Prostredie sedimentácie	Uzavreté prostredie vnútorná plošina				Otvorené prostredie vonkajšia plošina		Panva	
	supratidal	intertidal	subtidal maxi úroveň mini úroveň	vnútorná bariéra	bariéra alebo plytčina	more ± hlboké hranica účinku vln	svah	panva
						hranica fotickej zóny		
dynamické faktory kinetická energia		stredná energia interpartikul. porozita pellety oolity bioklasty		interpart. porozita oolity pelety onkolity bioklasty bioakumulácie krytová porozita	intrapartikulová porozita oolity bioklasty klasty	„kriedová“ porozita mikrodetrit	brekciová porozita brekcie mikrobrekcie	
biologické faktory porozita spojená s vývoj. organiz. (+prostredie)		fenestrová porozita „algal mats“	intrapartikul. porozita gastropódy ostrakódy lamelibranch.	intrapart. porozita rudisti	rastovokonštr. porozita koraly bryozoa krytová porozita lumachely fenestrová porozita „algal mats“		„kriedová“ porozita mikrodetrit	
biologické faktory porozita spojená s možnými biochemickými faktormi			matricová porozita mikrokryšt.					
zóna záujmu		stredného	malého	stredného	maximálneho	malého	stred. malého	
								

Tab. 3 Rozdelenie primárnej porozity vzhľadom k prostrediu sedimentácie (Podľa ELF — AQUITAINE, 1977)

Tab. 4 Idealizované rozmiestnenie zón porogenézy a poronekrózy v sladkovodnom freatickom prostredí (podľa M. W. LONGMANA, 1980)

Vzrastajúce nasýtenie s CaCO_3 vzrastajúca hĺbka	ZÓNA	CHARAKTERISTIKY
	1. Zóna rozpúšťania kalcitu a aragonitu	Tvorba vakuolovej, formovej porozity
2. Zóna rozpúšťania aragonitu	Tvorba formovej porozity	
3. Zóna rozpúšťania aragonitu a vylučovania kalcitu	Rýchly neomorfizmus aragonitu na ekvantný kalcit, tmelenie ekvantným kalcitom	
4. Zóna bez rozpúšťania, vylučovanie kalcitu	Rýchle tmelenie ekvantným kalcitom	
5. Stagnujúca zóna nasýtená CaCO_3	Slabé alebo žiadne tmelenie, pomalý neomorfizmus aragonitu, allochémy so zachovaním niektorých štruktúr	

Nepochybne najvýznamnejším diagenetickým procesom v zmiešanom prostredí je dolomitizácia (L. S. Land 1973, K. Badiozamani 1973). Nevyskytuje sa vo všetkých miešaných prostrediach, ale len v tých, ktoré majú dobrú cirkuláciu vody. Dolomitizácia je spojená s redukciou objemu pevnej fázy. Ak prebieha neomorfizmus aragonitu na dolomit, redukuje sa objem pevnej fázy o 5,8 %, ak ide o neomorfizmus kalcitu na dolomit, redukuje sa objem o 12,9 %. Vytvára sa interkryštalová porozita, veľmi odlišná od pôvodného systému. Naopak, tmelenie dolomitom má poronekrózný účinok.

Ostatné typy prostredí

V plytkovodných podmienkach, na pobrežiach sa lokálne vyskytuje morské vadózne prostredie. Prebieha v ňom tmelenie aragonitom a Mg-kalcitom (O. P. Bricker ed. 1971) v podobe meniskových a pendantných štruktúr. Tento typ tmelu spolupôsobí pri vytváraní sedimentov typu „beach rock“.

Prehľad eogenetických zmien je uvedený v tabuľke 4, ich väzba na litofaciálne pásma je znázornená v tabuľke 5.

Možno zhrnúť, že eogenetická fáza diagenézy je dôležitou etapou vývoja porozity, počas ktorej sa môže pórový systém výrazne zmeniť. Prevládajú v nej poronekrózne procesy (tmelenie, rekryštalizácia) nad procesmi porogénnymi (vytváranie novej alebo prídavnej porozity rozpúšťaním a dolomitizácia).

Mezogenetická fáza evolúcie porozity

Procesy v nej prebiehajúce môže ovplyvňovať hĺbka a teplota, cirkulácia

Tab. 5 Evolúcia porozity počas eogenetickej fázy (diagenézy) (ELF—AQUITAINE 1977)

FAKTORY	Materiál	Hybná sila	Výsledok → porogenéza	Výsledok → poronekróza	Prostredie sedimentácie
FYZIKÁLNE	Povrchový materiál	Vysušovanie	Porozita trhlín zmršťovacia a brekciová	Sekundárny sediment: mikropelletoidy, mikrit	Supratidál Intertidál
BIOLOGICKÉ	Bahno Tvrдый povrch	Hrabavé organizmy Litofágy	Porozita po hrabaní a vrťaní Prednostné intrabioklastické rozpúšťanie	{ Riasová a baktériová mikritizácia	Intertidál
BIOCHEMICKÉ	Organická hmota	Baktérie	Intrabioklastická Intrakorálová Fenestrová-druhotná a interná mikroporozita (v riasach)		Intertidál Subtidál
CHEMICKÉ	Evapority	Agresívne vody	Rozpúšťanie Puklinová porozita Vakuolová porozita Formová porozita Brekciová porozita	Tmelenie/ " vyplnenie " foriém " vakuol " puklín	Supratidál (emerzia)
	Aragonit	Morské vody Morské/ sladké vody	Rozpúšťanie Intrakorálová por. Formová porozita	Tmelenie { Fibrózny aragonit Mg-kalcit Rekryštalizácia Aragonit → → Kalcit	Intertidál
	Kalcit	Agresívne vody	Rozpúšťanie vonkajšieho povrchu: „Kriedová“ porozita Medzipórové rozpúšťanie Porozita prepojenia Masívne rozpúšťanie kalcitu: Vakuolová p. Masívne rozpúšťanie v dolomitoch: Vakuolová porozita Rekryštalizácia: Mikrokryštalová porozita	Sedimentácie mikritu Tmelenie: Krustifikačný tmel Ekvantná mozaik (interná v organizmoch) Drúzová mozaika	Supratidál (emerzia)
	Dolomit	Morské/ sladké vody	Redukcia objemu (Kalcit → dolomit) → Interkryštalová porozita Premena pórov → Interkryštalová porozita Rozpúšťanie Vakuolová porozita Pseudomorfózová porozita	Eogenetická dolomitizácia: Tmelenie kalcitového kalu Rekryštalizácia na dolomit Rast kryštálov Tmelenie „en puzzle“	

vôd, trvanie pochovania, tektonické účinky — ich intenzita a trvanie. Medzi póronekrózne procesy patria: tmelenie, rekryštalizácia, kompaktácia-kompresia a tlakové rozpúšťanie.

Pórogénne procesy sú zastúpené kompresiou — vznikom puklín, rozpúšťaním a dolomitizáciou.

Všeobecne možno konštatovať, že v mezogenetickej fáze diagenézy prevláda póronekróza nad pórogenézou. Časť procesov a ich účinkov na pórový systém je prehľadne zhrnutá v tabuľke 6. Väzba typov mezogenetickej porozity na litofaciálne pásma sa neprejavuje výrazne kvalitatívne, významná je však kvantitatívna väzba (porov. tab. 7).

Telogenetická fáza evolúcie porozity

Významné je najmä porogenetické pôsobenie tejto fázy. Počas výstupu hornín k povrchu vzniká pôsobením dekompresie sieť puklín, ktorá je ďalej rozširovaná účinkom povrchových, agresívnych vôd. Vznikajú kanály a v mieste križovania puklín vakuoly až kaverny. Extrémnym prípadom je vznik jaskynného systému.

Novovzniknuté priestory sú vyplňané megabrekciami zrútenia, v úrovni aktívneho prúdenia vody, sedimentmi, prípadne usadzovaním sintru. Pôsobenie telogenetickej fázy je prehľadne uvedené v tabuľke 8.

Trendy evolúcie porozity; pórogenéza a póronekróza

Všeobecne možno konštatovať, že časom a najmä počas diagenézy sa zväčšujú nepriaznivé účinky na pórové systémy; vo väčšine prípadov sa sedimentárne karbonáty nachádzajú v stave takmer úplného vyplnenia porozity. V každej etape diagenézy, resp. podrobnejšie, v každom diagenetickom prostredí vznikajú, alebo sa menia póry a štruktúry tmeľu. Ak hornina obsahujúca pórový systém prejde cez viaceré etapy vývoja, stáva sa rozlúštenie priebehu pórogenézy/póronekrózy zložitou úlohou, ktorú však treba riešiť vzhľadom na potencionálnu akumuláciu uhlíkovodíkov. Väčšinou však existuje dosť informácií na rozlúštenie týchto procesov.

Najlepšie sú preskúmané tie procesy, ktoré prebiehajú počas eogenézy a telogenézy, teda v pripovrchových podmienkach. Procesy prebiehajúce počas mezogenézy, hlboko pod povrchom, sú zatiaľ málo známe. Podrobnejšie sa začali skúmať len pred niekoľkými rokmi.

Ideálna schéma znázorňujúca trend evolúcie porozity a vzťah usadenia, eogenézy, mezogenézy a telogenézy versus póronekróza, resp. pórogenéza, je uvedená v tab. 9. Je to súčasne aj stručná rekapitulácia procesov, ktoré môžu prebiehať počas evolúcie porozity.

Tab. 7 Pôsobenie mezogenetickej fázy diagenézy na porozitu (podľa ELF-AQUITAINE, 1977)

MECHANIZMY	ÚČINKY	TYPY PÓROV / ÚČINKY NA PÓRY poronekróza	ÚČINKY NA PÓRY porogenéza
rast	obrastanie (krustifikačný tmel)	zmenšovanie zaplnenie pórov	
kompakcia	plastiická deformácia	zmenšovanie pórov	
kompresia	znovuusporiadanie elem. rozbitie elementov	zmenšovanie pórov zmenšovanie pórov	
tlakové roz- púšťanie	na kontakte { deformácia kryštálové stylolity	{ zmenšovanie pórových { prepojení (permeability)	
	stylolitizácia	zmenšovanie pórov — tmelenie uvoľneným kalcitom / dolomitom	porozita stylolitov
	tlakové pukliny	zmenšovanie pórov	
	fahové pukliny		trhlinová porozita
tmelenie rekryštalizácia	hrubozrnný kalcit	vypĺňanie porozity	
dolomitizácia	tektonické účinky		interkryštálová porozita

Klasifikácia porozity

V minulosti bolo vytvorených mnoho klasifikácií porozity v sedimentárnych karbonátoch. Možno ich rozdeliť do dvoch skupín. V jednej sa kladie dôraz na čisto deskriptívne, fyzikálne vlastnosti — objem pórov, prepojenie alebo na veľkosť, tvar a rozmiestnenie pórov. Porovnávajú sa v nich fyzikálne vlastnosti s vlastnosťami petrofyzikálnymi — permeabilitou, kapilárnym tlakom a pod. Reprezentuje ju napr. klasifikácia G. I. Teodoroviča (1943).

V druhej skupine sa kladie väčší dôraz na geologické parametre a na genézu pórov. Z nich najucelenejšia a pre geologický výskum najvhodnejšia je klasifikácia P. W. Choquettea a L. C. Praya (1970). Rozlišuje 15 základných typov porozity (opis a slovenské termíny uvádzam na str. 89) rozdelených do troch skupín podľa toho, či sú závislé od štruktúry horniny, alebo nie (obr. 8). Pre spresnenie klasifikácie dopĺňajú autori (l. c.) k základným typom porozity informácie o genéze, veľkosti a zastúpení typov pórov (porov. tab. 10). Kompletný opis porozity zahŕňa určenie typu porozity a jeden, prípadne viac prídavných (spresňujúcich) termínov. Vzor je uvedený na obr. 9.

Použitie spresňujúcich — genetických informácií je znázornené na obr. 10.

prostredie sedimentácie	Uzavreté prostredie Vnútorňa plošina			Otvorené prostredie vonkajšia plošina		Panvy		
	supratidal	intertidal	subtidal maxi úroveň mini úroveň	vnútorňa alebo bariéra	bariéra plytčina more ± hlboké hranica účinku vln	svah	panva	
Typy primárnej porozity	dynamické faktory	stredná energia		interpartik. porozita oolity pelety onkolity bioklasty biokumulácia krytová porozita	intrapartik. porozita oolity bioklasty klasty	„kriedová“ porozita mikrodetrit	brekciová porozita mikrobrekcie	
	kinetická energia	interpart. porozita pelety oolity bioklasty						
	biologické faktory	fenestrová porozita „algal mats“	intrapart. porozita gastropódy ostrakódy lamelibran.	fenestrová porozita „algal mats“ intrapart. porozita rudisti	rastovokonštr. porozita koraly krytová porozita lumachely fenestrová porozita „algal mats“ intrapart. porozita rudisti		„kriedová“ porozita mikrodetrit	
	porozita spojená s vývojom organizmov (+prostredia)							
	porozita spojená s možnými biochemickými faktormi		matricová porozita mikrokryšt.					
zóny záujmu	nulového	stredného	malého	stredného	maximálneho	malého	stred.-nulového	
Typy eogenetických zmien	biologické faktory		porozita po vŕtaní a po hrabaní	porozita po hrabaní a po vŕtaní				
	dynamické faktory		brekciová porozita zaplnenie mikritom	brekciová porozita zaplnenie mikropoletoidmi a mikrodetritom				
	morské vody		tmelenie typu „beachrock“	tmelenie fibróznym aragonitom a Mg-kalcitom				
	sladké vody		formová porozita	formová porozita	intrakorálová porozita			
	chemické faktory	evapority aragonit	porozita disolučných brekcí					
			evaporitové zaplnenie					
		kalcit	intersticiálna porozita	„kriedová“ porozita	intersticiálna porozita			
				vakuolová porozita (vadózna zóna)				
	dolomit	± tmelenie drúzovou moz.	tmelenie drúzovou moz.	tmelenie drúzovou mozaikou (freatická zóna)	tmelenie drúzovou mozaikou kryštálová porozita dutinová porozita	tmelenie drúzovou mozaikou kryštálová porozita		
		jemná interkryšt. porozita		kryštálová porozita				
	tmelenie „en puzzle“		tmelenie „en puzzle“					
zóna záujmu	malá	stredného +	malého až stredného +	veľkého	veľkého až maximálneho	malého	nezmenené	

-  najpriaznivejšie účinky  najnepriaznivejšie účinky
 účinky ± priaznivé  účinky ± nepriaznivé

Tab. 6 Rozmiestnenie a charakter evolučných zmien vznikajúcich počas eogenetickej fázy diagenézy (podľa ELF — AQUITAINE 1977)

Sedimentačné prostredie	Uzavreté prostredie vnútorná plošina			Otvorené prostredie vonkajšia plošina		Panva	
	supratidal	intertidal	subtidal	vnútorí	bariéra alebo plynčína	more ± hlboké hranica účinku vln	svah panva
Usadenie a eogenéza účinky	priaznivé	interpartik. porozita fenestrová porozita bioturbačná porozita formová porozita interkryštal. porozita	matricová porozita intrapartikul. porozita vakuolová porozita	interpartikul. porozita krytová poroz. fenestrová intrapartikul. kryštalová brekciová vakuolová bioturbačná	interpartik. rastovokonštr. porozita krytová fenestrová intrapartik. intrakoralová vakuolové kryštalová	kriedová porozita mikrokryšt. porozita	brekciová porozita mikrobrekciová porozita „kriedová“ porozita
	nepriazn	druzová mozaika dolomit „en puzzle“ evapority mikrit	druzová mozaika	mikropelletoidy mikrodetrit druzová mozaika „en puzzle“	mikropelletoidy mikrodetrit fibrózny aragonit druzová mozaika	drúzová mozaika fibrózny aragonit	
Mezogenéza účinky	priazn.	puklinová porozita	puklinová porozita	puklinová porozita	puklinová porozita	puklinová porozita	puklinová porozita
	nepriaz.	stylolity	kontakté styli stylolity	stylolity	kontaktné stylolity stylolity	stylolity	stylolity
dorastanie		tmelenie syntaxiálny kalcit		tmelenie svntaxiálny kalcit	tmelenie syntaxiálny kalcit	tmelenie syntaxiálny kalcit	tmelenie
z záujmu	malého	malého až stredného		veľkého	veľkého (ak sú dolomity—max.)	malého	stred. malého nulového
		nepriaznivá porozita	priaznivá porozita				

Tab. 8 Rozmiestnenie a charakter evolučných zmien vznikajúcich počas mezogenetickej fázy diagenézy (podľa ELF — AQUITAINE 1977)

ZÁKLADNÉ TYPY POROZITY

ŠTRUKTÚRNE SELEKTÍVNE

	interpartikulová
	intrapartikulová
	interkryštalová
	formová
	fenestrová
	krytová
	rastovo-konštrukčná

ŠTRUKTÚRNE NESELEKTÍVNE

	puklinová
	kanálová
	vakuolová
	kavernová

ŠTRUKTÚRNE SELEKTÍVNE ALEBO NESELEKTÍVNE

	brekciovitá		po hrabaní
	po vrtaní		po zmršťovaní

UPRESŇUJÚCE TERMÍNY

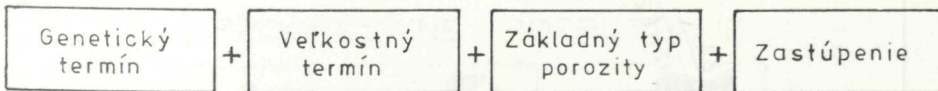
GENETICKÉ TERMÍNY		VEĽKOSTNÉ TERMÍNY		
PROCES	SMER ALEBO STAV	TRIEDY		mm
rozpúšťanie tmelenie vnútor. sed.	zväčšená redukovaná vyplnená	megapór	veľký	256
			malý	32
		mezopór	veľký	4
			malý	1/2
čas vytvárania		mikropór		1/16
PRIMÁRNA preddepozičná depozičná SEKUNDÁRNA eogenetická mezogenetická telegenetická		ZASTÚPENIE percento porozity (15%) pomer typov porozity (1:2) pomer a percento (1:2, 15%)		

Obr. 8 Geologická klasifikácia pórov a pórových systémov v karbonátoch

Tab. 9 Pôsobenie telogenetickej fázy diagenézy na porozitu (podľa ELF—AQUITAINE, 1977)

MECHANIZMY	ÚČINKY	TYPY PÓROV / ÚČINKY NA PORY	
		porogénna	poronekróza
frakturácia	diaklázy (dekompresia hornín)	porozita fraktúr (sieť medzi blokmi)	vyplnenie
krasové rozpúšťanie	trhliny—fraktúry kaverny	porozita krasovej siete (megaporozita)	tmelenie sparitom
	dolomit	vakuolová porozita	
rekryštalizácia	rozsiahla dedolomitizácia	vakuolová porozita	

TVORENIE OPISU POROZITY



Obr. 9 Vzor pre zostavenie pomenovania porozity

Príklady:

intrapartikulárová porozita, 10 percent

primárna mezointrapartikulárová porozita

rozpúšťaním zväčšená primárna intrapartikulová porozita

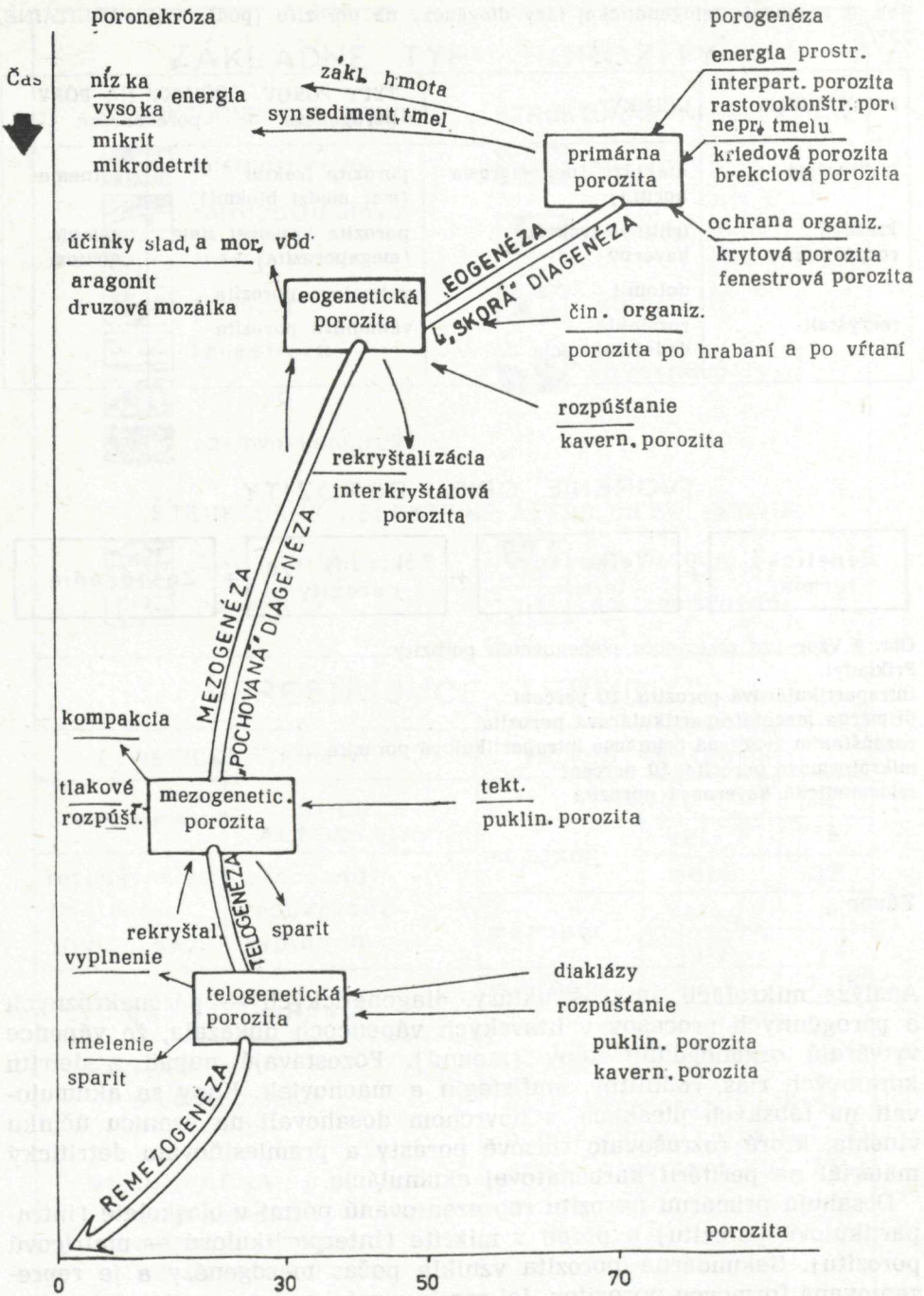
mikroformová porozita, 10 percent

telogenetická kavernová porozita

Záver

Analýza mikrofacií, mikroštruktúry, diagenetických — póronekrózných a pórogénnych procesov v litavských vápencoch dokázala, že vápence vytvárajú organogénne kopy (mound). Pozostávajú najmä z detritu koralových rias, rodolitov, amfistegín a machoviek. Kopy sa akumulovali na lábskych pieskoch, s povrchom dosahovali na hranicu účinku vlnenia, ktoré rozrušovalo riasové porasty a premiestňovalo detritický materiál na periférii karbonátovej akumulácie.

Obsahujú primárnu porozitu reprezentovanú pórmí v bioskelete (intrapartikulovú porozitu) a pórmí v mikrite (interpartikulovú — matricovú porozitu). Sekundárna porozita vznikla počas mezogenézy a je reprezentovaná formovou porozitou. Jej vznik vyvolal proces zrenia organickej hmoty, sprevádzaný uvoľňovaním CO₂ a uhľovodíkov. Zvyšková — mor-



Tab. 10 Prehľad porogénnych a poronekrózných procesov v litavských vápencoch na lokalite Láb

ská voda v karbonátových kopách obklopených nepriepustnými pelitmi zóny aglutinancií sa postupne nasycovala CO₂ a stávala sa agresívnou voči menej stabilným karbonátom, ku kalcitu s vysokým obsahom horčíka a k aragonitu. V počiatkovej fáze mezogenézy to viedlo v koralo- vých riasach k mikrorozpúšťaniu Mg-kalcitu v stenách „buniek“ a k rastu dolomitového tmelu, nasledovaného úplným rozpustením skeletu a do- rastaním dolomitových kryštálov do sekundárnych pórov. Mineralogicky podmienené rozpúšťanie postihlo tiež schránky miliolidných foraminifer, rúrky serpulidných červov, zoária machoviek, schránky gastropódov a ostne ježoviek.



Obr. 10 Opis a vyobrazenie štádií obvyklých v evolúcii formy, demonštrujúci použitie genetických informácií.

Póronekrózne procesy postihli primárne i sekundárne póry. Zastúpené sú vyplňaním kalom, tmelením, kompakciou a tlakovým rozpúšťaním. Neprebíhali až do úplného vyplnenia porozity — tu zohrala určitú úlohu aj priebežná akumulácia uhľovodíkových plynov.

Analogické kopy litavských vápencov s rovnakými pórogénnymi a póronekróznymi procesmi predpokladáme v oblasti severne a severovýchodne od Lábu. Ak sa budú vyskytovať vo vhodnej štruktúrnej pozícii, môžu vzhľadom na svoju porozitu obsahovať akumulácie uhľovodíkov.

Vrchnotriasové dolomity v podloží slovenskej časti viedenskej panvy obsahujú sekundárnu porozitu zastúpenú puklinovou, brekciovitou a vakuolovou porozitou. Vznikla počas mediteránnej a ilýrskej fázy mezogenézy a počas fáz následných — predgosauskej a predneogénnej telogenézy. Póronekrózne procesy reprezentované vyplňaním ílovitou hmotou počas hydraulického štiepenia, vyplňaním sedimentmi a tmelom s tlakovým rozpúšťaním nedosiahli konečné štádium vyplnenia pórov. V otvorených pórových systémoch sa nachádzajú akumulácie uhľovodíkov (ložisko Závod a Borský Jur).

Ak sledujeme zastúpenie jednotlivých typov porozity vo vrchnotriasových dolomitoch, môžeme konštatovať, že z hľadiska porozity sú a najpriaznivejšie budú vyvinuté zóny, kde sa spája pôsobenie niekoľkých pórogénnych procesov. V podloží viedenskej panvy sú to intenzívne rozpukané čelá príkrovov alebo rozpukané šupinovité zóny v časti bezprostredne priliehajúcej k predneogénnemu povrchu, v ktorých účinkovali agresívne meteorické fluidá. Optimálnym prípadom je výskyt evaporitov v pripovrchovej zóne nachádzajúcich sa v priepustnom prostredí (hauptdolomity). Ich rozpúšťaním vzniká ďalšia puklinová a brekciovitá porozita. Najmladším procesom zlepšujúcim kolektorské vlastnosti vrchnotriasových dolomitov sú ruptúrne deformácie — správdzané vznikom puklín pozdĺž neogénnych zlomov.

Litavské vápence

Resumé anglického textu

Skúmané boli z bádenu viedenskej panvy, z vrtu Láb—129 a sčasti aj zo starších vrtov Láb—37, —41, —44, —82, —100, Lednice—5, Týnec—51, —73. Porovnávací materiál pochádza z povrchových vzoriek lokality Rohožník, Devínska Nová Ves — Sandberg a Dúbravka. Na výskum boli použité výbrusy [časť z nich farbená alizarínom, ferokyanidom draselným a titanovou žľou], chemické analýzy a rtg. rozbery nerozpustného zvyšku. Mikroporozita bola skúmaná rastrovacím elektrónovým mikroskopom JSM—U₃ v GÚDŠ, na vzorkách leptaných v HCl i na nelep-taných.

V západnej časti lábskej elevácie vystupujú tri kopy strednobáden-ských litavských vápencov v nadloží lábskych pieskov. Litavské vápen-ce sa tu nachádzajú v hĺbkovom intervale 1400—1500 m a sú kolektorom zemného plynu. Výskyty po obvode panvy sú viazané na bázu vrchno-bádenského transgresného cyklu; ležia na mezozoických horninách (Rohožník, Devínska Nová Ves) a na kryštaliniku (Dúbravka).

Základným litotypom sú riasové vápence (úlomky stielok vytvárajú 10—35 % z objemu horniny). V nich sa nachádzajú tenké vrstvy (5—15 cm) ílovitých foraminiferových (amfistegínových) vápencov. Častou zložkou sú rodolity (onkoidy vytvárané dominantne koralovými riasami). Okrem týchto variet sú prítomné foraminiferovo-riasové a machovkovo-riasové vápence. Obsah nerozpustného zvyšku kolíše v roz-pätí od 1 do 28 %. Z bioskeletu sú prítomné koralové riasy, foraminifery, serpulidné červy, machovky, bivalvie (väčšinou rod *Ostrea*), v ma-lom množstve gastropódy, ostne ježoviek, ostrakódy (podrobnejšie v anglickom texte). Mikrit a mikrosparit je priebežne vo všetkých vá-pencoch, má zrnitosť 3—15 mikrónov. Zriedkavejšie sa vyskytuje dolo-mikrit. Klastický kremeň je v prachovej a jemnopieskovej frakcii. Z nerozpustných zvyškov bol identifikovaný illit (röntgenograficky i v rastrovacom mikroskope). Po štruktúrnej stránke ide o biomikrudity a biomiksparudity, resp. „wackestone, packestone a floatstone“ (na lok. Rohožník aj „bindstone, bafflestone“).

Lábske teleso možno charakterizovať ako biohermu, presnejšie ako akumuláciu vápenatého kalu s biodetritom — kopu (mound). Orientácia dlhšej osi je podmienená smerom prúdenia vody. Riasy a machovky sa nenachádzajú v polohe rastu a materiál je slabo vytriedený, v protikla-de k tomu je prítomnosť rodolitov, ktoré indikujú strednú až vysokú energiu prostredia. Sedimenty a na nich žijúce sesilne organizmy totiž čoskoro po začiatku rastu jadra kopy dosiahli úroveň vlnenia a boli

priebežne rozrušované. Deštruovaný bioskelet a rodolity boli z úrovne vlnenia premiestňované na perifériu kôp, pod úroveň vlnenia. Fácia jadra kopy sa nezachovala, pretože bola úplne rozrušená, prípadne jej relikty neboli zachytené vrtmi. Tenké vložky ílovitých amfistegínových vápencov predstavujú záznamy prestávok v raste kopy, vyvolané prínosom väčšieho množstva jemných klastík — zakalenie prostredia.

Diagenetické procesy zahrnujú rast kalcitového a dolomitového tmelu, rekryštalizáciu bioskeletu a mikritu, rozpúšťanie bioskeletu, kompakciu a tlakové rozpúšťanie. Tieto procesy sa podrobne skúmali najmä v koralových riasach. Vnútorne priestory ich buniek boli po rozložení organickej hmoty spočiatku vyplňané mikritovým tmelom (kalcit s vysokým obsahom horčíka — tab. XX, obr. 1, 2); jeho distribúcia je niekedy podmienená priebehom prírastkových čiar (tab. XIII, obr. 2). Indikuje to tmelenie pripovrchových vrstvičiek počas prestávok v raste. V konceptákulách sa vytváral odlišný druh tmelu v podobe ihličkovitých pôvodne aragonitových kryštálikov v botryoidálnych agregátoch (tab. XXV, obr. 3); neskoršia generácia bola zo skalenodrov kalcitu (tab. XXV, obr. 4) a z izometrického kalcitového tmelu (tab. XXIV, obr. 3). Podľa farbiacích skúšok ide o kalcit s nízkym obsahom horčíka.

Dolomit je zvlášť zaujímavou zložkou. Z Lábu ho uvádzal už M. Dlabáč (1971), prítomný je aj v litavských vápencoch lokalít Lednice a Devínska Nová Ves. Farbiace skúšky preukázali, že sa koncentruje predovšetkým do stielok koralových rias (tab. XIV, obr. 3; tab. XV—XIX). Ide hlavne o dolomitový tmel z tenkých kôrok mikrokryštálikov veľkosti 0,5—6 mikrónov, čírych. Dolomitové kôrky majú charakter výstielky buniek, rástli do prázdnych, tmelom nevyplnených buniek. Bunky s dolomitom sa nachádzajú takmer výhradne v hypotálieovej časti pletiva, boli viazané na hlbšiu časť prírastkových vrstvičiek. Po narastaní časti dolomitového tmelu došlo k rozpúšťaniu skeletu; niekedy dolomitové kryštáliky pokračovali v raste aj do pórov po rozpustenom skelete (tab. XX, obr. 1, 2; tab. XXIII, obr. 5). Najmladším tmelom v bunkách je mikrokryštalický kalcit.

Kompakčné procesy v stielkach sú reprezentované plastickou deformáciou (tab. XXVI, obr. 3, 4), sprevádzanou v niektorých prípadoch ruptúrnou deformáciou, lámaním (tab. XXVI, obr. 2; tab. XLVI, obr. 3). Tlakové rozpúšťanie dokladajú výskyty mikrostylolítov v okolí stielky. Časté sú otvory po vrtavých organizmoch, vyplňané dvoma generáciami kalcitového tmelu. Pre opisy diagenetických zmien ostatných zložiek biodetritu sa odvolávame na anglický text. Z autigénnych minerálov je prítomný ešte pyrit a glaukonit.

Možno stanoviť takýto rad odolnosti jednotlivých zložiek voči rozpúšťaniu, počnúc najmenej odolnými: gastropódy — serpulidné červy — machovky — koralové riasy — ostne ježoviek — miliolidné foraminifery.

Model vzniku dolomitu L. Landa (1973) a K. Badiozamaniho

(1973), založený na miešaní meteorických a morských vôd nemožno na náš prípad aplikovať, nakoľko tu niet žiadnych dokladov na vynáranie. Dolomit musel vzniknúť v prostredí s neprerušenou morskou sedimentáciou. Rozhodujúcim faktom je, že zo skúmaných lokalít dolomit vystupuje len na tých, ktorých akumulácie boli uzatvorené v ílovcovom prostredí (Láb, Lednice, Devínska Nová Ves), na okrajoch panvy s priepustným nadložíom chýba. Litavské vápence na ložisku Láb obsahovali pod plynovou čiapkou vodu s obsahom zložiek blízky zloženiu recentnej morskej vody. Určitá strata horčíkového a síranového iónu v pórových vodách je charakteristická pre karbonátové sedimenty s rýchlosťou sedimentácie väčšou než niekoľko cm za 1000 rokov, čo možno predpokladať aj v našom prípade. Karbonátový sediment obsahoval počas rastu dolomitového tmelu morskú vodu, ktorá nie je pre karbonáty agresívna. Agresívnou sa stávala až postupne zvyšovaním parciálneho tlaku CO_2 , sprevádzaným vznikom iónov HCO_3^- . Oxid uhličitý vzniká pri redukcii síranových iónov organickými látkami, pričom sa súčasne odstraňuje inhibujúci účinok síranových vôd na vylučovanie dolomitu. Okrem toho sa uvoľňuje aj pri dekarboxylácii organických látok. Zvýšenie jeho parciálneho tlaku bolo zapríčinené prítomnosťou migračnej bariéry vápenatých ílovcov zóny aglutinancií, ktoré obklopujú kopy litavských vápencov. V takýchto podmienkach sa začína rozpúšťanie najmenej stabilných zložiek — aragonitu a kalcitu s vysokým obsahom Mg. Uvoľnený Mg sa vylučoval v podobe neusporiadaného kalcitového dolomitu — protodolomitu, ktorý sa postupne, cestou katiónového usporiadania a dosiahnutím stechiometrie, menil na dolomit.

Litavské vápence na lokalite Láb obsahujú preddepozičnú porozitu (väčšia časť intrapartikulovej porozity — póry v bioskelete, časť porozity po vrtní vrtavými organizmami a intrapartikulová, čiže kryštalová alebo matricová porozita mikritu). Postdepozičná (sekundárna) porozita vznikla počas mezogenézy a je reprezentovaná formovou porozitou („negatívny“ po selektívnom rozpúšťaní organických zvyškov — bioskeletu). Eogenetická fáza sa prejavila len póronekróznym procesom (rast kalcitového tmelu v koralových riasach a aragonitového tmelu v konceptákulách). Puklinová porozita sa vyskytuje zriedkavo.

Póronekrózne procesy postihli primárne aj sekundárne póry. Vyskytuje sa ich vyplňanie kalam, tmelenie, kompácia a tlakové rozpúšťanie. Proces však nebol ukončený do úplného vyplnenia porozity, v čom zohrala úlohu tiež priebežná akumulácia uhľovodíkových plynov. Spomenuté typy a procesy sú podrobne znázornené vo fotografických tabuľkách.

Analogické kopy litavských vápencov s rovnakými pórogénnymi a póronekróznymi procesmi môžeme očakávať v oblasti severne a severovýchodne od Lábu. Ak sa budú vyskytovať vo vhodnej štruktúrnej pozícii, môžu vzhľadom na svoju porozitu obsahovať akumulácie uhľovodíkov.

Vrchnotriasové dolomity

Sú najmohutnejšie zastúpenou litostratigrafickou jednotkou v podloží viedenskej panvy. Ich vek bol preukázaný pomocou foraminifer. Najčastejšie ide o hlavný dolomit. Na lokalite Láb sú laterálnym ekvivalentom jeho vrchnej časti dachsteinské vrstevnaté dolomity a dolomitové vápence veku norik—rét.

Základnými litotypmi hlavného dolomitu sú stromatolitové dolomity (častá je ich varieta loferity), mikrokryštalické dolomity, menej brekciovité dolomity. Zo štruktúrnych typov sú prítomné: dolomikrit, dolosparit, dolobioosparit, doloomikrit, dolobiomikrit a dolopelmikrit. Dachsteinské dolomity a vápence sú reprezentované sivými loferitmi, jemnozrnnými a detritickými vápenatými dolomitmi a dolomitickými vápencami, v jednom prípade aj kompletnou loferskou cyklotémou.

Dominujúcim typom porozity je sekundárna porozita, reprezentovaná puklinovou a brekciovitou porozitou, v menšej miere tiež vakuolovou a kanálovou porozitou. Jej vznik je polygenetický, súvisí s presunom príkrovov, ich dosúvaním, s viacnásobným obnažením hornín a ich neštruktúrnym rozpúšťaním. Porozita vznikla počas mediteránnej a ilýrskej fázy mezogenézy a následnej — predgosauskej a predneogénnej telogenézy. Póronekrózne procesy reprezentuje vyplňanie flovitou hmotou počas hydraulického štiepenia, vyplňanie sedimentmi a tmelom a tlakové rozpúšťanie. Konečné štádium vyplnenia porozity nebolo dosiahnuté. V otvorených pórových systémoch sa nachádzajú akumulácie uhľovodíkov (ložisko Závod a Borský Jur).

Ak sledujeme zastúpenie jednotlivých typov porozity vo vrchnotriasových dolomitoch, môžeme konštatovať, že z hľadiska porozity sú najpriaznivejšie vyvinuté zóny, kde sa spája pôsobenie niekoľkých pôrogénnych procesov. V podloží viedenskej panvy sú to intenzívne rozpukané čelá príkrovov alebo rozpukané šupinovité zóny v časti bezprostredne priliehajúcej k predneogénnemu povrchu, kde účinkovali agresívne meteorické fluidá. Optimálnym prípadom je výskyt evaporitov v pripovrchovej zóne, ktoré sa nachádzajú v priepustnom prostredí (v hlavnom dolomite). Ich rozpúšťaním vzniká ďalšia puklinová a brekciovitá porozita. Najmladším procesom zlepšujúcim kolektorské vlastnosti vrchnotriasových dolomitov sú ruptúrne deformácie, sprevádzané vznikom puklín pozdĺž neogénnych zlomov.

Literatúra

- Adams, J. E. — Rhodes, M. L. 1960: Dolomitization by seepage refluxion. AAPG Bull., 44, Tulsa, 1913—1920.
- Alexandersson, T. 1974: Carbonate cementation in coralline algal nodules in the Skagarrak, North sea: Biochemical precipitation in undersaturated waters. — J.sed.petrol., 44,1, Tulsa, 7—26.

- Badiozamani, K. 1973: The dorag dolomitization model — application to the Middle Ordovician of Wisconsin. — *J.sed.petro.*, 43,4, Tulsa, 965—984.
- Bathurst, R. G. C. 1971: Carbonate sediments and their diagenesis. — *Development in sedimentology*, 12, Elsevier Publ.C., Amsterdam, 1—620.
- Bílek, K. 1974: Ložiská ropy a plynu v slovenskej časti viedenskej panvy. — *Mineralia slovaca* 6, Spišská Nová Ves, 399—498.
- Biely, A. et al. 1973: Geologické vyhodnotenie viedenskej panvy. — Manuskript — archív GÚDŠ, Bratislava.
- Blake, D. — Peacor, D. — Wilkinson, B. 1982: The sequence and mechanism of low — temperature dolomite formation: Calcian dolomites in a Pennsylvanian echinoderm. — *J.sed.petro.*, 52, 1, Tulsa, 59—70.
- Blind, W. 1965: Dolomit in Lithothamnien — Kalk in der ostbayerischen Molasse. — *Geologie und Paläontologie* 1965, Stuttgart, 460—480.
- Bosellini, A. — Ginsburg, N. R. 1971: Form and internal structure of recent algal nodules (rhodolites) from Bermuda. — *J.Geol.*, 79, Chicago, 669—682.
- Bricker, O. P. (ed.) 1971: Carbonate cements. — Johns Hopkins Univ., *Studies Geol.*, 19, Baltimore, 1—376.
- Brzobohatý, R. — Holzknecht, M. — Jiříček, R. — Matyáš, V. 1981: K paleobatymetrii sedimentů středního badenu na labské elevaci. — *Zemní plyn a nafta* 4, Hodonín, 719—739.
- Buday, T. — Cicha, I. 1967: Vídeňská pánev, 409—424. in Mahel, M. a kol., 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II, 2, ÚÚG Praha.
- Buchbinder, B. 1979: Facies and environments of miocene reef limestones in Israel. — *J.sed.petro.*, 49,4, Tulsa, 1323—1344.
- Carver, R. E. 1971: *Procedures in Sedimentary petrology*. — Wiley — Interscience, New York, 1—653.
- Czurda, K. — Nicklas, L. 1970: Zur Mikrofacies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk — Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon. — *Festband d. Geol.Inst.*, 300 — Jahr — *Feier Univ. Innsbruck*, 165—253.
- Dlabač, M. 1971: Dvě studie o sedimentaci v badenu (torton) vídeňské pánve na Slovensku. — *Geol. Práce, Správy* 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89—108.
- Donath, F. A. — Carozzi, A. V. — Fruth, L. S. — Rick, D. W. 1980: Oomoldic porosity experimentally developed in Mississippian oolitic limestone. — *J.sed.petro.*, 50,4, Tulsa, 1249—1260.
- Dullo, W. Ch. 1983: Fossildiagenese im miozänen Leitha-Kalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. — *Erlangen — Facies* 8, Erlangen — Norimberg, 1—112.
- Dunham, R. J. 1962: Classification of carbonate rocks according to depositional texture. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: *Classification of carbonate rocks — a symposium* (W. E. Ham, ed.) — *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, 108—121.
- Elf-Aquitaine (ed.) 1975: *Essai de caractérisation sédimentologique de dépôts carbonatés*. 1. Éléments d'analyse. — Boussens et Pau, 1—173.
- Elf-Aquitaine, (ed.) 1977: *Essai de caractérisation de dépôts carbonatés*. 2. Éléments d'interprétation. — Boussens et Pau, 1—231.
- Embry, A. — Klovan, E. 1972: Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. — *Geol. Rundsch.*, 61,2, 10 Abb., Stuttgart.
- Evamy, B. D. 1963: The application of a chemical staining technique to a study of dedolomitisation. — *Sedimentology* 2, Amsterdam, 164—170.
- Fischer, A. 1964: The Lofer Cyclothem of the Alpine Triassic. — *Kansas Geological Survey Bull.*, 169, 107—149.
- Flajs, G. 1977: Die Ultrastrukturen des Kalkalgenskeletts. Skeletal Ultrastructures of calcareous Algae. — *Paleontographica* 160, Stuttgart, 69—128.
- Flügel, E. 1978: *Mikrofazielle Untersuchungen — Methoden von Kalken*. Springer — Verlag, Berlin, 1—454.

- Folk, R. D. 1959: Practical petrographic classification of limestones. — Bull. Am. Assoc. Petrol. Geologists, 43, Tulsa.
- Folk, R. D. 1962: Spectral subdivision of limestone types. — In: Classification of carbonate rocks — a symposium (W.E. Ham. ed.). Am. Ass. Petrol. Geol., Tulsa, 62—84.
- Folk, R. D. — Siedlecka, A. 1974: The „schizohaline“ environment: its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by Late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. — Sediment. Geol., 11, 1—15.
- Folk, R. D. — Land, L. 1975: Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. — Bull. Am. Assoc. Pet. Geol., 59, 60—68.
- Foltová, D. 1981: Štúdium kolektorských vlastností ložiska Jakubov-jih a Láb, litavské vápence na základe zhodnocení prvotních údajů a výsledků těžby. — Diplomová práca, Geofond, Bratislava.
- Friedman, G. M. 1959: Identification of carbonate minerals by staining methods. — J. Sedim. Petrol., 29, Tulsa, 987—997.
- Hsü, K. J. — Siegenthaler, C. 1969: Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. — J.Sed.Petrol., 12, Tulsa, 11—25.
- Hunt, J. M. 1979: Petroleum geochemistry and geology. — W.H.Freeman and Company, San Francisco, 1—703.
- Cheetham, A. H. — Rucker, J. B. — Carver, R. E. 1969: Wall structure and mineralogy of the cheilostome bryozoan. — J.sed. Petrology 43, Washington, 129—135.
- Choquette, P. W. — Pray, L. C. 1970: Geologic nomenclature and classification of porosity sedimentary carbonates. — Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 54,2, Tulsa, 207—250.
- Choquette, P. W. — Trusell, F. C. 1978: A procedure for making the titan — yellow stain for Mg — calcite permanent. — J.sed.petrology, 48, Tulsa, 639—641.
- Schaleková, A. 1969: Zur näheren Kenntniss der Corallinaceen im Leithakalk des Sandberges bei Devínska Nová Ves (Theben-Neudorf) in der Südwestslowakei. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 18, Bratislava, 93—102.
- Jiříček, R. 1978: Paleografie spodního miocénu v Západních Karpatech. — Zemní plyn a nafta 1, Hodonín, 21—38.
- Jiříček, R. 1981: Vývoj a stavba podloží vídeňské pánve. — Zemní plyn a nafta, 26,3, Hodonín, 361—383.
- Jiříček, R. 1984: Korelace severních vápencových Alp a Západních Karpat v podloží vídeňské pánve. — Zemní plyn a nafta, 29,2, Hodonín, 177—203.
- Kaldi, J. — Gidman, J. 1982: Eearly diagenetic dolomite cements: examples from the Permian magnesian limestone of England and the Bahamas. — J.sed.petrology, 52,4, Tulsa, 1073—1085.
- Konderlíková, E. 1981: Litofaciálna a geochemická analýza litotamniových vápencov vo vrte Láb — 129, Diplomová práca, Geofond, Bratislava.
- Krajčovičová, D. 1984: Litavské vápence ako ložiskové pasce ropy a plynu. — Archív Naftoprojekt, Bratislava.
- Kröll, A. — Wessely, G. 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. — Erdöl — Erdgas Zeit., 89, Wien, 400—413.
- Kysela, J. a kol. 1983: Reinterpretácia geologickej stavby predneogénneho podložia slovenskej časti viedenskej panvy. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Kysela, J. — Kullmanová, A. 1983: Geologické zhodnotenie predneogénneho podložia vo vrte Závod — 76 a na ložisku Závod. — Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- Land, L. S. — Epstein, S. 1970: Late Pleistocene diagenesis and dolomitization, North Jamaica. — Sedimentology 14, Amsterdam, 187—200.
- Land, L. S. 1970: Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: evidence from a fossil water table. — Sedimentology 14, Amsterdam, 175—185.

- Land, L. S. 1973: Holocene meteoric dolomitization of Pleistocene limestones, North Jamaica. — *Sedimentology* 20, Oxford, 411—422.
- Leutloff, A. — Meyers, W. 1984: Regional distribution of microdolomite inclusions in Mississippian echinoderms from SW New Mexico. — *J.sed.petro.*, 54,2, Tulsa, 432—446.
- Longman, M. W. — Mench, P. A. 1978: Diagenesis of Cretaceous limestones in the Edwards aquifer system of southcentral Texas: A scanning electron microscope study. — *Sedimentary Geology*, 21, Amsterdam, 241—276.
- Longman, W. M. 1980: Carbonate diagenetic environments. — *Am. Ass. Petrol. Bull.*, 64,4, Tulsa, 461—487.
- Mazzullo, S. J. 1981: Facies and burial diagenesis of a carbonate reservoir: Chapman Deep (Atoka) field, Deaware basin, Texas. — *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 65,5, Tulsa, 850—865.
- Meyers, W. J. — Lohmann, K. L. 1978: Microdolomite — rich syntaxial cements: proposed meteoric — marine mixing zone freatic cements from Mississippian limestones, New Mexico. — *J.sed.petro.*, 48,2, Tulsa, 475—488.
- Milliman, J. 1974: *Marine Carbonates*. — Springer — Verlag, Berlin, 1—375.
- Mišík, M. 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológiu zmiešaných karbonatických hornín. — *Geol. Práce, Správy* 16, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 61—78.
- Mišík, M. 1966: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. — *Vyd. SAV, Bratislava*, 1—269.
- Mišík, M. 1970: Štruktúrna klasifikácia a terminológia vápencov. *Acta Geologica et Geographica Universitatis Comenianae* 19, Bratislava, 225—234.
- Mišík, M. 1971: Observations concerning calcite veinlets in carbonate rocks. — *J.sed.petro.*, 41,2, Tulsa, 450—460.
- Moberly, R. 1970: Microprobe study of diagenesis in calcareous algae. — *Sedimentology*, 14, Amsterdam, 113—123.
- Moberly, R. 1973: Rapid chamber-filling growth of marine aragonite and Mg — calcite. — *J.sed.petro.*, 43,3, Tulsa, 634—635.
- Moore, H. C. — Druckmann, J. 1981: Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. — *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 65,4, Tulsa, 597—628.
- Murray, R. C. 1964: Preservation of Primary Structures and Fabrics in Dolomite. — *Approaches to Paleocology*, 388—403.
- Müller-Jungbluth, W.-U. 1968: Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomit“ of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. — *Recent Developments in Carbonat Sedimentology in Central Europe*, Berlin, 228—239.
- Müller-Jungbluth, W.-U. 1970: Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tyrol. — *Festband d. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck*, 255—308.
- Němec, F. — Kocák, A. 1976: Předneogénní podloží slovenské části vídeňské pánve. — *Mineralia slov.*, 8,6, Geol. prieskum, Spišská Nová Ves, 481—555.
- Němec, F. 1983: Průzkum závodské oblasti a jejího okolí na ropu a zemní plyn, jeho výsledky a další perspektiva. — *Zemní plyn a nafta* 28,4, Hodonín, 489—526.
- Neugebauer, J. 1979: Drei Probleme der Echinodermendiagenese: Innere Zementation, Mikroporenbildung und der Übergang von Magnesiumcalcit zu Calcit. — *Geol. Rundsch.*, 68, Stuttgart, 856—875.
- Obrhel, J. 1979: Die biochemische Funktion der Konzentration von Magnesium und anderen Elementen bei der silurischen und devonischen kalkigen Rotalgen (Rhodophyta) Böhmens. — *Zeitschrift für angewandte Geologie*, 25, Berlin.
- Odin, G. S. — Matter, A. 1981: De glauconarium origine. — *Sedimentology* 28,5, Oxford, 611—641.
- Oti, M. N. 1982: Diagenesis of Magnesium — calcite: Experimental and Natural Dia-

- genesis of Coralline Algae. — 11. Congr. Int. de Sedimentologie (IAS), Abstracts of papers. Hamilton, 125.
- Radwański, A. 1968: Tortonian Cliff Deposits at Zahorská Bystrica near Bratislava (Southern Slovakia). — Bulletin de L'Académie Polonaise des sciences, 16, Warszawa, 97—102.
- Rice, D. D. — Claypool, G. E. 1981: Generation, Accumulation, and Resource Potential of Biogenic Gas. — AAPG, Bull., 65,1, Tulsa, 5—25.
- Richter, D. V. — Füchtbauer, H. 1978: Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons. — Sedimentology, 25, Oxford, 843—860.
- Rucker, J. B. — Carver, R. E. 1969: A survey of the carbonate mineralogy of cheilostome bryozoa. — J. of Paleontology, 43, Washington, 791—799.
- Sandberg, P. A. 1971: Scanning electron microscopy of cheilostome bryozoan skeletons; techniques and preliminary observations. — Micropaleontology 17, New York, 129—151.
- Sayles, F. L. — Manheim, F. T. 1975: Interstitial solutions and diagenesis in deeply buried marine sediments: results from the Deep Sea Drilling Project. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 39,2, Oxford, 103—127.
- Schlanger, S. O. — Johnson, Ch. J. 1968: Algal banks near La Paz, Baja California — modern analogues of source areas of transported shallow water fossils in pre-Alpine flysh deposits. — Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology 6, Amsterdam, 141—157.
- Schmalz, R. F. 1965: Brucite in carbonate secreted by the red alga *Goniolithon* sp. — Science, 149, Washington, 993—996.
- Sibley, D. 1982: The origin of common dolomite fabrics: clues from the Pliocene. — J.sed.petro., 52,4, Tulsa, 1087—1100.
- Teodorovič, G. I. 1943: Štruktura porovovo prostranstva karbonatnych kolektorov nefti i ich pronicaemost' (na primere paleozoiskich kolektorov Baškirii). — Dokl. Akad. Nauk SSR, 39,6, Moskva, 231—234.
- Tollmann, A. 1976: Analyse des Klassischen nordalpine Mesozoikum. — F. Deuticke, Wien, 1—580.
- Wanless, H. R. 1979: Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. — J.sed.petro., 49,2, Tulsa, 437—462.
- Wessely, G. 1975: Rand und Untergrund des Wiener Beckens — Verbindungen und Vegleiche. — Mitteilung der Geol. Gesellschaft, 66—67. Band 1973/74, Wien, 265—787.
- Wilson, J. L. 1975: Carbonate facies in geologic history. — Springer Verlag, Hamburg, 1—471.
- Winland, P. 1971: Nonskeletal deposition of high-Mg calcite in the marine environment and its role in the retention of textures. — In Bricker O.P: Carbonate cements. The Johns Hopkins University, Studies in geology, 19, 278—284.
- Zankl, H. 1971: Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. Sedimentology of parts of Central Europe. — Guidebook. VIII. Int. Sediment.-Congress, 147—185.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—LXVI

Tabuľka I

Litofácie litavských vápencov z vrtu Láb — 129

1 Riasový vápenec pozostávajúci zo stielok koralových rias a rodolitov, ktoré majú laminárny až globulárny rastový tvar. Rodolit vpravo v strede je zložený, nachádzajú sa v ňom serpuly, koralové riasy a machovky.

J. č. 5, hĺbka 1445—1454 m, interval 2,8—2,9 m (rezná plocha). Mierka — pásik milimetrového papiera, dĺžka 5 cm.

- 2 Riasový vápenc, v ktorom sa nachádzajú úlomky stielok koralových rias, v niektorých prípadoch navŕtané. Zriedkavé sú zoárie machoviek, gastropódy a veľké foraminifery.
J. č. 5, interval 5,9—6,0 m.
- 3 Machovkovo-riasový vápenc. Bioskelety sú postihnuté plastickou deformáciou a tlakovým rozpúšťaním. Zoárie machoviek (stred dolu) sú odolnejšie voči plastickej deformácii.
J. č. 5, interval 6,3—6,4 m.
- 4 Riasový vápenc vytvorený z úlomkov stielok koralových rias a z rodolitov, ktoré majú globulárny rastový tvar. Zriedkavé sú zoárie machoviek (vľavo hore) a veľké foraminifery. Bioskelet rias a machoviek je postihnutý (v rozdielnej miere) plasticou deformáciou a tlakovým rozpúšťaním.
J. č. 6, hĺbka 1454,0—1463,0 m, interval 1,7—1,8 m.

Tabuľka II

Litofácie litavských vápencov vo vrte Láb — 129

- 1 Ílovitý foraminiferový vápenc so zriedkavými úlomkami koralových rias. Foraminifery sú reprezentované rodom *Amphistegina*. Úlomky stielok sú plasticky deformované. Čierne pretiahnuté škvrnny na snímke pozostávajú z vápenatého ílovca.
J. č. 6, hĺbka 1454,0—1463,0 m, interval 4,7—4,8 m.
- 2 Foraminiferovo-riasový vápenc pozostávajúci z úlomkov stielok koralových rias, rodolitov s laminárnym rastovým tvarom (stred hore), prípadne aj s ?vetveným rastovým tvarom (stred), s častými konceptákulami v stielke. Rodolity sú postihnuté vŕtaním. V spodnej časti jadra sú hojné amfistegíny.
J. č. 6, interval 5,7—5,8 m.
- 3 Foraminiferovo-riasový vápenc vytvorený z úlomkov koralových rias, rodolitov laminárneho a globulárneho rastového tvaru a amfistegín.
J. č. 7, hĺbka 1463,0—1470,0 m, interval 3,4—3,5 m.
- 4 Vzťah troch litofácií v úlomku jadra. Vo vrchnej časti sa nachádzajú rodolity vetveného a stĺpcového rastového tvaru. V strednej časti sú úlomky stielok koralových rias s amfistegínami, postihnuté plastickou deformáciou a tlakovým rozpúšťaním. V spodnej časti jadra sa vyskytujú ílovité amfisteginové vápence.
J. č. 7, interval 4,7—4,9 m.

Tabuľka III

Litofácie litavských vápencov z vrtu Láb — 129

- 1 Riasový vápenc s úlomkami stielok koralových rias a s rodolitmi. Vlákňité útvary sú stielky rodu *Lithophyllum*, na ktorých sa najvýraznejšie prejavuje plastická deformácia postihujúca aj rodolity.
J. č. 8, hĺbka 1470,0—1479,0 m, interval 1,3—1,4 m.
- 2 Riasový vápenc vytvorený z úlomkov stielok koralových rias a rodolitov laminárneho a globulárneho rastového tvaru. Zriedkavé sú amfistegíny viazané na ílovité partie. Tlakové rozpúšťanie a plastická deformácia sú zreteľné najmä v ílovitých partiách vápencu (čierne škvrnny).
J. č. 8, interval 1,9—2,0 m.
- 3 Foraminiferovo-riasový vápenc s úlomkami koralových rias s amfistegínami, vľavo hore sa nachádza zoárium machoviek obrastené najskôr laminárnym typom stielky, ktorá sa neskôr vyvinula na globulárny typ.
J. č. 8, interval 4,05—4,17 m.
- 4 Riasový vápenc s úlomkami koralových rias (najmä *Lithophyllum*) s rodolitmi vetveného rastového tvaru, s tendenciou prechodu na globulárny tvar v najmladšej

vrstve. Rodolit je postihnutý vŕtaním. Vpravo sa nachádza puklina vyplnená kalcitom.
J. č. 8, interval 4,97—5,1 m.

Tabuľka IV

Litofácie litavských vápencov z vrtu Láb — 129

- 1 Riasový vápenec pozostávajúci z úlomkov stielok koralových rias a rodolitov laminárneho a globulárneho rastového tvaru, ktoré sú postihnuté vŕtaním. Otvory po vŕtaní boli vyplnené vápenatým kalom.
J. č. 9, hĺbka 1479,0—1484,0 m, interval 0,15—0,25 m.
- 2 Ťlovitý foraminiferový vápenec s veľkými foraminiferami rodu *Amphistegina*, ktoré sú sčasti postihnuté tlakovým rozpúšťaním.
J. č. 9, interval 0,6—0,7 m.
- 3 Riasový vápenec s úlomkami stielok koralových rias a rodolitmi stĺpcového a laminárneho rastového tvaru. Zriedkavé sú zoárie machoviek. Vápenec je postihnutý tlakovým rozpúšťaním (čierne švy).
J. č. 9, interval 4,0—4,1 m.
- 4 Riasový vápenec preplnený úlomkami koralových rias a rodolitmi. Časté je tlakové rozpúšťanie a plastická deformácia, zreteľná najmä v ťlovitých partiách vápenca.
J. č. 10, hĺbka 1484,0—1493,0 m, interval 2,4—2,5 m.

Tabuľka V

Porozita litavských vápencov z vrtu Láb — 129 (fotografované v šikmom osvetlení)

- 1 Sekundárna — formová a puklinová porozita v riasovom vápenci. Prvý typ porozity vznikol rozpustením schránok, (resp. ich úlomkov), serpúl, machoviek, gastropódov. Porozita je 12 %, priepustnosť 2,7 mD.
J. č. 4, hĺbka 1436,5—1445,0 m, interval 1,7—1,8 m.
- 2 Primárna, zvyšková a sekundárna porozita v riasovom vápenci. Prvý typ predstavuje porozita po vŕtaní v rodolitoch (vpravo hore, vľavo dolu). Póry boli sčasti vyplnené vápenatým kalom (geopetálne štruktúry). Sekundárne póry vznikli rozpustením skeletu machoviek, schránok gastropódov, resp. ich detritu a ostňov ježoviek. Posledným porogenéznym procesom bol vznik puklín.
J. č. 5, hĺbka 1445,0—1454,0 m, interval 0,0—0,1 m.
- 3 Primárna, zvyšková a sekundárna porozita v riasovom vápenci. Obdobne ako v predchádzajúcom prípade sa vyskytujú primárne póry po vŕtaní v rodolitoch, sčasti zaplnené litifikovaným kalom. Sekundárna porozita vznikla rozpustením schránok gastropódov, ich úlomkov a skeletu bryozóí (stred hore). Priemerná porozita je 28 %, priepustnosť je 17,5 mD.
J. č. 5, interval 2,1—2,2 m.
- 4 Primárna a sekundárna porozita v riasovom vápenci. „Kriedový“ vzhľad časti stielok koralových rias preukazuje mikroporozitu. Sekundárna porozita vznikla rozpustením rúrok serpulidných červov a skeletu machoviek v rodolitoch (vpravo stred) a schránok gastropódov, resp. ich úlomkov.
J. č. 5, interval 2,8—2,9 m.

Tabuľka VI

Porozita v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129 (fotografované v šikmom osvetlení)

- 1 Primárna a sekundárna porozita v riasovom vápenci. Mikropóry sa nachádzajú v úlomkoch stielok rias (kriedový vzhľad). Sekundárna porozita vznikla rozpustením skeletu bryozóí a detritu schránok gastropódov. Priemerná porozita je 20 %, priepustnosť 5 mD.
J. č. 5, hĺbka 1445,0—1454,0 m, interval 3,6—3,7 m.

- 2 Primárna a sekundárna porozita v riasovom vápenci. V stielkach rias sa nachádzajú primárne póry po vŕtaní, sčasti redukované sedimentom (geopetálne štruktúry vŕtavo). Sekundárna porozita vznikla rozpustením rúrok serpulidných červov, schránok gastropódov a ich detritu. V pravej časti jadra sa nachádza puklinová porozita. Priemerná porozita vápenca je 17,5 %, priepustnosť 6 mD.
J. č. 5, interval 5,9—6,0 m.
- 3 Primárna a redukovaná primárna porozita v machovkovo-riasovom vápenci. Viditeľné sú primárne, intrapartikulové póry v zoáriu machoviek lokálne redukované plastickou deformáciou a tlakovým rozpúšťaním. Podľa „kriedového“ vzhľadu deformovaných stielok rias, možno usudzovať na prítomnosť mikroporozity.
J. č. 5, interval 6,3—6,4 m.
- 4 Primárna a redukovaná primárna porozita v riasovom vápenci, reprezentovaná porozitou po vŕtaní v rodolitoch intrapartikulovou porozitou v zriedkavých zoáriách machoviek. Mikropóry v stielkach sú zaplnené tmelom (skelný vzhľad väčšiny stielok).
J. č. 6, hĺbka 1454,0—1463,0 m, interval 1,7—1,8 m.

Tabuľka VII

Porozita litavských vápencov z vrtu Láb — 129 (fotografované v šikmom osvetlení)

- 1 Primárna porozita v fľovitom foraminiferovom vápenci. Intrapartikulové póry sa nachádzajú v skelete amfistegín. Usudzujúc podľa kriedového vzhľadu stielok korálových rias sú intrapartikulové mikropóry zachované aj v nich. Priemerná porozita foraminiferového vápenca je 24 %, priepustnosť je 9 mD.
J. č. 6, hĺbka 1454,0—1463,0 m, interval 4,7—4,8 m.
- 2 Primárna a sekundárna porozita v riasovom vápenci. Mikropóry sú zachované vo väčšine stielok rias (kriedový vzhľad). Základná hmota je v pokročilom stupni litifikácie, zriedkavé sú sekundárne póry vzniknuté rozpúšťaním schránok gastropódov a ich detritu. Priemerná porozita vápenca je 4,5 %, priepustnosť je 0,06 mD.
J. č. 6, interval 7,8—7,9 m.
- 3 Primárna a sekundárna porozita v riasovom vápenci. Podľa kriedového vzhľadu stielok v úlomkoch a rodolitoch je v nich zachovaná mikroporozita. Póry po vŕtaní sú sčasti zaplnené litifikovaným vápenatým kalom. Sekundárne póry vznikli rozpúšťaním schránok machoviek (v rodolitoch) a schránok gastropódov. V spodnej časti jadra je mikroporozita v stielkach redukovaná plastickou deformáciou a tlakovým rozpúšťaním.
J. č. 7, hĺbka 1463,0—1470,0 m, interval 1,7—1,9 m.

Tabuľka VIII

Porozita v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129 (fotografované v šikmom osvetlení)

- 1 Prevažne sekundárna porozita v riasovom vápenci reprezentovaná formami po rozpúšťaní schránok machoviek a gastropódov, puklinami a vakuolami v ich okolí. Stielky rias majú sčasti zachovanú mikroporozitu (kriedový vzhľad).
J. č. 10, hĺbka 1484,0—1493,0 m, interval 6,9—7,0 m.
- 2 Primárna a sekundárna porozita v riasovom vápenci. Mikroporozita je zachovaná v stielkach korálových rias, v spodnej časti jadra je redukovaná plastickou deformáciou a tlakovým rozpúšťaním. V základnej hmote sa nachádzajú sekundárne póry vzniknuté rozpustením úlomkov schránok. Priemerná porozita vápenca je 28,5 %, priepustnosť je 13 mD.
J. č. 10, interval 7,4—7,5 m.
- 3 Zvyšková primárna a sekundárna porozita v riasovom vápenci. V stielke riasy

[stred vpravo] sú rezaním zvýraznené partie so zachovanou mikroporozitou. V liti-
fikovanom vápenatom kale sa nachádzajú početné formy — sekundárne póry po
rozpustenom organogénnom detrite a ojedinelých schránkach. Pukliny sú v počia-
točnom štádiu zaplňania, ich steny sú pokryté kryštálmi kalcitu.

J. č. 5, hĺbka 1445,0—1454,0 m, interval 0,0—0,1 m.

Fotozariadenie Opton, zväčšenie 13X.

Tabuľka IX

Mikrofácie a porozita litavských vápencov z vrtu Láb — 129 [fotografované v šikmom
osvetlení s čiernym podkladom]

1 Amfisteginovo-riasová mikrofácia. Primárne intrapartikulové póry sú zachované
sčasti v stielkach rias (kriedový vzhľad), v amfisteginach a v zoáriu enkrustujúcej
machovky. Póry v miliolidnej foraminifere (dolu) sú vyplnené kalcitom. Sekundárne
póry sú reprezentované formami po rozpustených úlomkoch schránok gastropódov
a neidentifikovateľného detritu. Štruktúra „wackestone“.

J. č. 4, hĺbka 1436,5—1445,0 m, interval 0,8—0,9 m, výbrus 1896/81, fotozariadenie
Opton, zväčšenie 8,8 x.

2 Rodolitová mikrofácia. Primárne póry v stielkach rias sú sčasti redukované. Ostatné
intrapartikulové póry (machovky, konceptákulá) sú vyplnené kalom a kalcitovým
tmelom (geopetálne štruktúry). Rovnako sú vyplnené aj póry po vftaní. Sekundár-
na porozita je reprezentovaná formami po rozpustených schránkach gastropódov,
resp. ich úlomkov a po schránkach machoviek (dolu). Štruktúra „floatstone“ (sní-
mok obrátený o 180°).

J. č. 4, interval 3,3—3,4 m, výbrus 1898/81, Opton, zväčšenie 3,4 x.

3 Riasovo-amfisteginová mikrofácia. Podľa kriedového vzhľadu je v stielkach rias
zachovaná mikroporozita. Póry v amfisteginach sú vyplnené kalcitovým tmelom,
schránka je rekryštalizovaná. Osteň ježovky (vpravo hore) obsahuje mikropóry. Na
obrazu sú ojedinele prítomné sekundárne póry po rozpustenom organogénnom detri-
te. Štruktúra „wackestone—packstone“.

J. č. 6, hĺbka 1454,0—1463,0 m, interval 6,5—6,6 m, výbrus 1906/81, Opton, zväčšenie
5,7 x.

4 Amfisteginovo-riasová mikrofácia. Vápenec je postihnutý tlakovým rozpúšťaním.
Plasticky deformované stielky obsahujú podľa kriedového vzhľadu mikropóry. Intra-
partikulové póry v amfisteginach a zoáriu machovky (vľavo dolu) sú sčasti reduko-
vané kalcitovým tmelom. Štruktúra „wackestone“.

J. č. 7, hĺbka 1463,0—1470,0 m, interval 1,7—1,9 m, výbrus 1908/81, Opton, zväčše-
nie 7 x.

5 Amfisteginová mikrofácia. V amfisteginach sú zachované primárne — intrapartiku-
lové póry. Miestami sú redukované až zničené tlakovým rozpúšťaním. Štruktúra
„wackestone“.

J. č. 8, hĺbka 1470,—1479,0 m, interval 0,15—0,2 m, výbrus 1912/81, Opton, zväčše-
nie 5,7 x.

Tabuľka X

Mikrofácia a porozita litavských vápencov z vrtu Láb — 129 [prvé dva objekty foto-
grafované v šikmom osvetlení s čiernym podkladom, tretí objekt — rezná plocha,
fotografovaný v šikmom osvetlení]

1 Amfisteginovo-rodolitová mikrofácia. Stielky rias obsahujú reliktne zachované mikro-
póry. Konceptákula a póry po vftaní boli vyplnené kalom a kalcitovým tmelom.
Intrapartikulové póry v amfisteginach sú vyplnené kalcitovým tmelom a schránka
je rekryštalizovaná. Sekundárna porozita je reprezentovaná puklinami. Štruktúra
„floatstone“.

- J. č. 7, hĺbka 1463,0—1470,0 m, interval 4,75—4,9 m, výbrus 1910/81, Opton, zväčšenie 3,5 x.
- 2 Riasová mikrofácia. Časť úlomkov stielok koralových rias podľa kriedového vzhľadu obsahuje zachované mikropóry. Primárne póry v zoáriách machoviek a póry po vŕtaní v stielkach boli vyplnené kalom a kalcitovým tmelom. Sekundárna porozita je reprezentovaná formami po rozpustených schránkach gastropódov a neidentifikovateľnom skeletovom detrite. Sekundárne póry sú sčasti vyplnené tiež kalcitovým tmelom. Štruktúra „floatstone“.
- J. č. 10, hĺbka 1484,0—1493,0 m, interval 0,7—0,9 m, výbrus 1914/81, Opton, zväčšenie 3,5 x.
- 3 Primárna a sekundárna porozita v organogénnom vápenci. Primárne intrapartikulové póry sa nachádzajú v amfistegínach a zoáriách machoviek. Sekundárna porozita vznikla rozpustením schránok gastropódov, ich úlomkov a neidentifikovateľného skeletového detritu.
- J. č. 3, hĺbka 1430,5—1436,25 m, interval 3,6—3,7 m, Opton, zväčšenie 13 x.

Tabuľka XI

Porozita litavských vápencov z vrtu Láb — 129 [rezné plochy fotografované v šikmom osvetlení]

- 1 Primárna, intrapartikulová porozita v amfistegínach. Plasticky deformované stielky rias obsahujú mikropóry [kriedový vzhľad].
- J. č. 5, hĺbka 1445,0—1454,0 m, interval 6,3—6,4 m, Opton, zväčšenie 16 x.
- 2 Primárna intrapartikulová porozita v amfistegíne a zoáriu machovky. V časti plasticky deformovaných stielok koralových rias sa nachádzajú mikropóry [stielka vpravo dolu]. V stielkach sa nachádzajú aj póry po vŕtaní [vľavo hore].
- J. č. 5, interval 6,3—6,4 m, Opton, zväčšenie 20 x.
- 3 Sekundárna-formová porozita po rozpustenej schránke gastropóda, ktorá bola predtým sčasti vyplnená karbonátovým kalom (stred), po rozpustenej rúrke serpulidného červa, taktiež predtým vyplnenej karbonátovým kalom. Drobné póry v „základnej hmote“ — litifikovanom kale vznikli rozpustením skeletového detritu.
- J. č. 5, interval 5,9—6,0 m, Opton, zväčšenie 16 x.

Tabuľka XII

Porozita litavských vápencov z vrtu Láb — 129 [rezné plochy fotografované v šikmom osvetlení]

- 1 Sekundárna — formová porozita po rozpustenom skeletovom detrite (?machovky, ?gastropódy).
- J. č. 5, hĺbka 1445,0—1454,0 m, interval 6,3—6,4 m, Opton, zväčšenie 16 x.
- 2 Primárna a sekundárna porozita v zloženom rodolite s laminárnym rastovým tvarom. Na jeho stavbe sa podieľajú serpuly (vľavo dolu), machovky [najvnútornejšia vrstva] a koralové riasy. Primárne póry — konceptakulá sú zachované v ľavej a pravej časti rodolitu. Vnútorňá časť rodolitu bola vyvŕtaná, časť otvoru sa neskôr zaplnila karbonátovým kalom so skeletovým detritom. Spolu s rúrkou serpulidného červa a machovky sa rozpustili a vytvorili formovú porozitu.
- J. č. 4, hĺbka 1436,5—1445,0 m, interval 0,8—0,9 m, Opton, zväčšenie 13 x.
- 3 Stielka koralovej riasy v centrálnej časti — hypotáliu — so zachovanou mikroporozitou [kriedový vzhľad]. Okrajové časti stielky — peritálium — sú vyplnené kalcitovým tmelom.
- J. č. 5, hĺbka 1445,0—1454,0 m, interval 2,8—2,9 m, Opton, zväčšenie 20 x.

Tabuľka XIII

Mikroporozita v koralových riasach

- 1 Hypotálium koralovej riasy so zachovanou intrapartikulovou porozitou. Vrt Láb — 129.
J. č. 4, hĺbka 1436,5—1445,0 m, interval 0,8—0,9 m, lomový povrch, SEM, zväčšenie 100 x.
- 2 Hypotálium koralovej riasy s redukovanou, resp. až vyplnenou interpartikulovou porozitou. Vyplnené „bunky“ sú usporiadané do pásov sledujúcich prírastkové čiary, ktoré reprezentujú prestávky v raste, počas ktorých boli pravdepodobne okrajové časti vyplnené tmelom.
Láb — 129, j. č. 4, interval 0,8—0,9 m, rezná plocha, SEM, zväčšenie 200 x.

Tabuľka XIV

Koralové riasy v litavských vápencoch a distribúcia dolomitu v nich

- 1 Riasa *Archeolithothamnium* sp. charakterizovaná usporiadaním sporangí do pásov. Pričný rez stielkou. Sporangie sú vyplnené sparitovým kalcitovým tmelom.
Týnec — 73, j. č. 3, výbrus 1631/84, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Riasa *Lithophyllum* sp. v organogénnom vápenci. Intrapartikulové póry sú vyplnené kalcitovým tmelom, rovnako ako interpartikulové póry medzi jednotlivými zložkami.
Láb — [37, j. č. 6, hĺbka 1529,0—1523,3 m, interval 0,1 m, výbrus 4498/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 3 Distribúcia dolomitu v stielke koralovej riasy. Je viazaný na časť hypotália. Leptaná rezná plocha, farbené alizarínom v zásaditom prostredí. Dolomit je sfarbený na fialovo (na snímke tmavší odtieň).
Láb — 129, j. č. 4, hĺbka 1436,5—1445,0 m, interval 4,1—4,2 m, Opton, zväčšenie 20 x.

Tabuľka XV

Distribúcia dolomitu v koralových riasach z litavských vápencov vo vrte Láb — 129 (fotografované v šikmom osvetlení)

- 1 Dolomit sfarbený alizarínom v zásaditom prostredí (tmavé sfarbenie v origináli fialové) je viazaný na časť hypotália, kde je jeho distribúcia ovplyvňovaná priebehom prírastkových čiar.
J. č. 4, hĺbka 1436,5—1445,0, interval 4,1—4,2 m, Opton, zväčšenie 26 x.
- 2 Dolomit farbený titánovou žltou v zásaditom prostredí (tmavšie sfarbenie, v origináli bolo červené, v čase fotografovania už žlté). Je viazaný na časť hypotália, jeho distribúcia sleduje prírastkové čiary.
J. č. 4, interval 4,1—4,2 m, Opton, zväčšenie 13 x.
- 3 Detail z predchádzajúceho obrázku. Opton, zväčšenie 40 x.

Tabuľka XVI

Distribúcia dolomitu v koralových riasach z litavských vápencov vo vrte Láb — 129 (fotografované v šikmom osvetlení)

- 1 Dolomit farbený alizarínom v zásaditom prostredí je viazaný na hypotálium úloмку, ktorý je obklopený litifikovaným karbonátovým kalom — mikritom. Kontakt je ostrý.
J. č. 4, hĺbka 1436,5—1445,0 m, interval 4,1—4,2 m, Opton, zväčšenie 26 x.
- 2 Dolomit farbený alizarínom v zásaditom prostredí je viazaný na časť hypotália a jeho distribúcia je podmienená priebehom prírastkových čiar. V spodnej časti

obrázku sa časti stielky s dolomitom stýkajú so sparitovým kalcitovým tmelom vyplňujúcim póry po vŕtaní.

J. č. 4, interval 4,1—4,2 m, Opton, zväčšenie 32 x.

- 3 Dolomit farbený titánovou žltou v zásaditom prostredí je viazaný na časť hypotália a jeho výskyt sa prispôsobuje priebehu prírastkových čiar. V centrálnej časti stielky sa nachádza forma po rozpustenej rúrke serpulidného červa, pôvodne vyplnenej karbonátovým kalom. Obsahuje úlomok stielky s dolomitom.

J. č. 4, interval 4,1—4,2 m, Opton, zväčšenie 40 x.

Tabuľka XVII

Distribúcia dolomitu v koralových riasach z litavských vápencov vo vrte Láb — 129

- 1 Dolomit farbený titánovou žltou v zásaditom prostredí je viazaný na časť hypotálie a peritálie a jeho výskyt sa prispôsobuje priebehu prírastkových čiar aj v časti, ktorá pôvodne inkrustovala prisadlého serpulidného červa (teraz je rúrka rozpustená).

J. č. 4, hĺbka 1436,5—1445,0 m, interval 4,1—4,2 m, Opton, zväčšenie 32 x.

- 2 Dolomit farbený titánovou žltou v zásaditom prostredí je viazaný na časť hypotálie a jeho distribúcia je podmienená priebehom prírastkových čiar. Dolomitové výskyt v oboch častiach zlomenej stielky si zodpovedajú. Vo vrchnej časti obrazu sa nachádza enkrustujúca schránka machovky, teraz rozpustená.

J. č. 4, interval 4,1—4,2 m, Opton, zväčšenie 16 x.

- 3 Distribúcia dolomitu farbeného titánovou žltou v zásaditom prostredí (tmavé sfarbenie, v origináli červené) je riadená priebehom prírastkových čiar.

J. č. 4, interval 4,1—4,2 m, výbrus 368/82, Opton, prechádzajúce svetlo, zväčšenie 13 x.

Tabuľka XVIII

Distribúcia dolomitu v koralových riasach z litavských vápencov (fotografované v prechádzajúcom svetle)

- 1 Distribúcia dolomitu v hypotáliu (biele pásy) je podmienená priebehom prírastkových čiar. Farbený je kalcit s použitím alizarínu v kyslom prostredí (tmavé sfarbenie, v origináli červené). Horninou prenikajú pukliny vyplnené kalcitom.

Láb — 44, j. č. 5, hĺbka 1484,0—1488,0 m, výbrus 355/82, Opton, zväčšenie 20 x.

- 2 Distribúcia dolomitu v hypotáliu (biele pásy) sleduje prírastkové čiary (farbený kalcit pomocou alizarínu v kyslom prostredí).

Láb — 44, j. č. 5, hĺbka 1484,0—1488,0 m, výbrus 355/82, Opton, zväčšenie 20 x.

- 3 Distribúcia dolomitu v hypotáliu (svetlejšie pásy) podmienená priebehom prírastkových čiar (farbený kalcit, pomocou alizarínu v kyslom prostredí — tmavé sfarbenie, v origináli červené).

Láb — 44, j. č. 5, výbrus 355/82, amplival, pol. d, zväčšenie 76 x.

Tabuľka XIX

Distribúcia dolomitu v koralových riasach a ich diagenéza v litavských vápencoch (fotografované v prechádzajúcom svetle)

- 1 Distribúcia dolomitu v hypotáliu stielky druhu *Lithothamnium* cf. *ramosisimum* G ü m b. [C o n t i], určila A. Schaleková. Je určovaná priebehom prírastkových čiar (svetlejšie pásy buniek). Farbený kalcit, pomocou alizarínu v kyslom prostredí.

Láb — 129, j. č. 4, hĺbka 1436,25—1445,0 m, interval 3,3—3,4 m, výbrus 365/82, amplival pol. d, zväčšenie 76 x.

2 Distribúcia dolomitu v hypotáliu koralovej riasy (tmavé prstence v origináli červené). Farbené titánovou žltou v zásaditom prostredí, stabilizované 10 % roztokom NaOH.

Láb — 129, j. č. 4, interval 4,1—4,2 m, výbrus 368/82, amplival pol. d, zväčšenie 152 x.

3 Rekryštalizácia stielky koralovej riasy. V časti stielky je zachovaná štruktúra hypotália.

Láb — 41, j. č. 6, hĺbka 1500—1502 m, výbrus 1916/84, amplival pol. d, zväčšenie 37 x.

Tabuľka XX

Distribúcia dolomitu v koralových riasach z litavských vápencov vo vrte Láb — 129

1 Distribúcia dolomitov v hypotáliu koralovej riasy. Svetlé „bunky“ s otvormi sú vytvorené z dolomitu. Pôvodne sa vytvárali ako tenká kôra po vnútornom obvode prázdnych riasových „buniek“. Rezná plocha, leptaná 30 sek. 5 % HCl.

J. č. 10, hĺbka 1484,0—1493,0 m, interval 2,4—2,5 m, SEM, zväčšenie 200 x.

2 Distribúcia dolomitu v stielke koralovej riasy. Svetlé „bunky“ s apikálnymi otvormi sú vytvorené umele, pri leptaní. Vznikli tlakom rozpínajúceho sa CO₂. „Bunky“ v pravej hornej časti snímky sú vyplnené mikritovým kalcitovým tmelom (pôvodne asi Mg-kalcit). Štruktúra „buniek“ je nezreteľná. Rezná plocha, leptaná 30 sek. 5 % HCl.

J. č. 9, hĺbka 1479,0—1484,0 m, interval 3,2—3,3 m, SEM, zväčšenie 150 x.

Tabuľka XXI

Priebeh diagenézy a vznik dolomitu v stielkach koralových rias z litavských vápencov vrtu Láb — 129

1 Stielka s primárnou porozitou, vo vrchnej časti snímky redukovanou karbonátovým tmelom, lomový povrch.

J. č. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, zväčšenie 150 x.

2 Stielka s redukovanou primárnou porozitou. Póry sú sčasti vyplnené mikritovým kalcitovým tmelom. Rezná plocha, leptaná 5 % HCl.

J. č. 5, interval 6,3—6,4 m, SEM, zväčšenie 750 x.

3 Primárne póry vyplnené kalcitovým tmelom. Rezná plocha, leptaná 5 % HCl.

J. č. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, zväčšenie 1000 x.

4 Stielka s primárnou porozitou v počiatočnom štádiu tvorby dolomitových mikrokryštálov. Lomový povrch.

J. č. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, zväčšenie 500 x.

5 Pokročilé štádium tvorby dolomitu, pôvodný skelet je už rozpustený, mikrodolomitové kryštály vytvorili negatív „bunky“. Lomový povrch.

J. č. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, zväčšenie 400 x.

6 Detail z predchádzajúceho obrázku. Dolomitové mikroklenca na povrchu negatívu „bunky“ indikujú začiatok dorastania do voľného priestoru po rozpustenej strane. Negatív litotamniového typu štruktúry steny „bunky“. SEM, zväčšenie 3000 x.

7 Negatív „bunečnej“ štruktúry stielky koralovej riasy vytvorený tenkou kôrkou dolomitových mikrokryštálov. Rezná plocha, leptaná 5 % HCl.

J. č. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, zväčšenie 250 x.

8 Detail z predchádzajúcej snímky ukazujúci medzikryštálové póry v tenkej dolomitej kôrke. SEM, zväčšenie 1000 x.

Tabuľka XXII

Priebeh diagenézy a vznik dolomitu v stielkach koralových rias z litavského vápencu

- 1 Pohľad na vrstvu dolomitových negatívov „buniek“ paralelnú s prírastkovou čiarou. Vo vrchnej časti obrázku sú negatívy buniek polámané (kompakčná deformácia). Lomový povrch.
Láb — 129, j. č. 5, interval 0,05—0,1 m, SEM, zväčšenie 750 x.
- 2 Rovnaká orientácia snímky ako na predchádzajúcom obrázku. Vo vnútornej časti negatívov „buniek“ sú vyvinuté idiomorfne mikroklenca dolomitu. Leptaný lomový povrch 3 % HCl.
Lednice — 5, j. č. 6, hĺbka 1200—1205 m, SEM, zväčšenie 1500 x.
- 3 Detail dolomitového negatívu „bunky“. Vonkajšia stena kôry pôvodne priliehajúca k stene „bunky“ je málo členitá. Na vnútornej strane reliktu kôrky sú vyvinuté idiomorfne mikroklenca dolomitu (rast do voľného priestoru). Lomový povrch.
Láb — 129, j. č. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, zväčšenie 3000 x.
- 4 Dolomitový negatív stielky rodu *Mesophyllum*. Na vnútornom povrchu kôrky sú vyvinuté mikroklenca dolomitu, vonkajšia strana je hladšia. Lomový povrch.
Láb — 129, j. č. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, zväčšenie 800 x.
- 5 *Mesophyllum* sp. — dolomitový negatív goniolitonovej štruktúry steny „bunky“ s nekalcifikovanou primárnou vrstvou, ktorá bola vytvorená z organickej hmoty. V čase rastu dolomitových mikrokryštálov bola organická vrstva už rozložená, dolomitové mikroklenca vyplnili z dvoch strán aj priestor, ktorý po nej zostal. Lomový povrch.
- 6 *Mesophyllum* sp., obdobný objekt ako na obr. 5. Dolomitové mikrokryštály narástli aj na vonkajšej strane kôrky. Indikuje to rast dolomitu po rozpustení pôvodnej „bunky“.
Láb — 129, j. č. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, zväčšenie 800 x.
- 7 Rast dolomitových mikroklenecov v priestoroch po rozpustených stenách „bunky“.
Láb — 129, j. č. 5, interval 0,05—0,1 m, SEM, zväčšenie 750 x.
- 8 Pokročilé štádium rastu mikroklenecov dolomitu v póroch po rozpustených originálnych stenách „bunky“.
Láb — 129, j. č. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, zväčšenie 1500 x.

Tabuľka XXIII

Priebeh diagenézy a vznik dolomitu v stielkach koralových rias z litavských vápencov vrty Láb — 129

- 1 Rozsiahly rast dolomitových mikroklenecov do sekundárnych pórov na vonkajšej strane kôry negatívu „bunky“. Rezná plocha, leptaná 5 % HCl.
J. č. 7, interval 1,1—1,2 m, SEM, zväčšenie 1000 x.
- 2 Idiomorfne mikroklenca dolomitu v reliktných primárnych póroch v „bunke“. Lomový povrch.
J. č. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, zväčšenie 1500 x.
- 3 Primárne póry v stielke takmer úplne vyplnené agregátom dolomitových mikroklenecov. Pôvodné steny sú rozpustené. Lomový povrch.
J. č. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, zväčšenie 750 x.
- 4 Pokročilé štádium rastu dolomitových mikrokryštálov do primárnych pórov a pórov po rozpustenej originálnej stene „bunky“. Štruktúra stielky je už nezreteľná. Lomový povrch, leptaný 3 % HCl.
J. č. 7, interval 1,1—1,2 m, SEM, zväčšenie 300 x.
- 5 Detail z predchádzajúceho obrázku. Štruktúra stielky je zakrytá intenzívnym rastom dolomitových mikrokryštálov.
SEM, zväčšenie 1500 x.
- 6 Rast mikrokryštálov dolomitu v kruste negatívu bol zastavený v počiatočnej fáze. Pór „bunky“ je vyplnený monokryštálom kalcitu. Lomový povrch.
J. č. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, zväčšenie 1500 x.

- 7 Rozdielne intenzívny rast dolomitovej krusty v „bunkách“ vrstiev stielky. Zvyškové primárne póry vyplnené monokryštálmi kalcitu. Rezná plocha, leptaná 5 % HCl.
J. č. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, zväčšenie 500 x.

Tabuľka XXIV

Vznik dolomitu a priebeh diagenézy v stielkach koralových rias z litavských vápencov

- 1 Vzťah dolomitových negatívov „buniek“ k „bunkám“ vyplneným kalcitovým tmelom. Rezná plocha, leptaná 5 % HCl.
Láb — 129, j. č. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, zväčšenie 250 x.
- 2 Detail z predchádzajúceho obrázku. Dolomitové negatívy „buniek“ sa smerom k bunkám vyplneným kalcitom zužujú. Odrážajú tvar zvyškového primárneho póru „bun-ky“, ktorý bol predtým redukovaný mikrokryštalickým kalcitovým tmelom.
SEM, zväčšenie 750 x.
- 3 Konceptákulá a pór po vŕtaní prekrytý vľavo peritáliom. Póry vyplnené kalcitovým tmelom v dvoch generáciách (krustifikačný a izometrický).
Láb — 41, j. č. 6, hĺbka 1500—1502, výbrus 1916/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 4 Pór po vŕtaní v stielke koralovej riasy so sífonom, ktorému sa prispôboval priebeh prírastkovej čiary (súčasná existencia). Pór je vyplnený kalcitovým tmelom v dvoch generáciách (krustifikačný a izometrický).
Láb — 37, j. č. 5, hĺbka 1497,0—1509,0 m, interval 2,0 m, výbrus 4494/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

Tabuľka XXV

Eogenetický tmel v konceptáku koralovej riasy litavského vápenca z vrtu Láb — 129

- 1 Konceptákulum s eogenetickým — pôvodne aragonitovým tmelom, ktorý je pravdepodobne paramorfovaný kalcitom.
J. č. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, zväčšenie 100 x.
- 2 Detail z predchádzajúceho objektu, spodná časť konceptákula. Paramorfóza po ihličkách aragonitu, korodovaných v apikálnej časti
SEM, zväčšenie 200 x.
- 3 Detail z objektu na obr. 1, vrchná časť konceptákula. Paramorfóza po botryoidálnom aragonite. V ľavom vrchnom rohu snímky sa nachádzajú drobné skalenoedre kalcitu.
SEM, zväčšenie 500 x.
- 4 Konceptákulum sčasti vyplnené ihličkami paramorfovaného aragonitu a skalenoedrami kalcitu.
J. č. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, zväčšenie 500 x.

Tabuľka XXVI

Priebeh diagenézy v koralových riasach z litavských vápencov

- 1 Póry po vŕtaní a pukliny vyplnené sčasti vápenatým kalom a následne kalcitovým tmelom. Vyplnená porozita.
Láb — 129, j. č. 7, hĺbka 1463,0—1470,0 m, interval 1,7—1,9 m, výbrus 1907/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Krehká deformácia stielky sprevádzaná vznikom puklín a pravdepodobne aj tlakovým rozpúšťaním.
Láb — 129, j. č. 8, hĺbka 1470,0—1479,0 m, interval 1,35—1,45 m, výbrus 2415/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

3 Plastická deformácia stielky riasy a distribúcia dolomitu v nej (farbené titánovou žltou v zásaditom prostredí, tmavšie stielky v origináli červené). Čierne partie indikujú porozitu.

Láb — 129, j. č. 5, interval 6,3—6,4 m, výbrus 374/82, Opton, (šikmé osvetlenie s čiernym podkladom), zväčšenie 26 x.

4 Rovnaký objekt ako na predchádzajúcom snímku. Distribúcia dolomitu v plasticke deformovanej stielke (farbené titánovou žltou — čierne partie v origináli červené). V strednej časti snímky sú v stielke zachované póry.

Fotografované v predchádzajúcom svetle, amplival pol. d, zväčšenie 76 x, nikoly II.

Tabuľka XXVII

Plastická deformácia stielok koralových rias v litavských vápencoch z vrtnu Láb — 129 (snímky obrátené o 90°)

1 Plasticke deformovaná stielka s vrstvami „dolomitizovaných buniek“ (biele partie). V ľavej časti snímky sa nachádzajú zvyškové primárne póry bez dolomitovej kôrky. Rezná plocha, leptaná 5 % HCl.

J. č. 5, interval 6,3—6,4 m, SEM, zväčšenie 200 x.

2 Plasticke deformovaná stielka. Deformácia je sprevádzaná po okrajoch stielky (vľavo) tlakovým rozpúšťaním. Rozsiahlý rast dolomitových kôrok v „bunkách“ hypotália. Rezná plocha leptaná 5 % HCl.

J. č. 5, interval 6,3—6,4 m, SEM, zväčšenie 100 x.

Tabuľka XXVIII

Foraminifery a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch z vrtnu Láb — 129

1 *Textulária* sp. so zachovanými primárnymi pórmí a pórmí v stene schránky.

J. č. 3, interval 3,7—3,8 m, SEM, zväčšenie 45 x.

2 *Textulária* sp. v počiatočnom štádiu diagenézy. Intrapartikulové póry sú nepatrne redukované krustifikačným tmelom.

J. č. 3, interval 3,4—3,6 m, výbrus 1614/84, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly X.

3 Miliolidná foraminifera s rozpustenou schránkou, predtým vyplnenou kalcitovým tmelom.

J. č. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, zväčšenie 70 x.

4 Miliolidná foraminifera so zachovanými pórmí, nepatrne redukovanými.

J. č. 3, interval 3,7—3,8 m, SEM, zväčšenie 50 x.

5 Detail z predchádzajúceho snímku. Framboidy pyritu v póroch schránky. Na mikro-pórovitej stene schránky sa nachádzajú ojedinelé skalenoédre kalcitu.

SEM, zväčšenie 600 x.

Tabuľka XXIX

Foraminifery a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch

1 Miliolidná a rotalidná foraminifera s redukovanými pórmí. Časť schránky miliolidnej foraminifery je rekrystalizovaná, zvyšok schránky má v origináli hnedú farbu s hojnými inklúziami (?pórmí).

Láb — 129, j. č. 3, interval 3,6—3,7 m, výbrus 1895/81, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly II.

2 Miliolidná foraminifera — *Triloculina* sp. s pórmí vyplnenými mikritom a tmelom dvoch generácií. Po obvode komôrok je narastený izopachický fibrózny tmel, pôvodne aragonitový, resp. Mg-kalcitový; v ich centre je izometrický kalcitový tmel.

Rohožník, výbrus 4507/82 amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly II.

- 3 Sesilná foraminifera *Planorbulina* sp. s komôrkami vyplnenými kalcitovým tmelom. Láb — 129, j. č. 7, interval 3,4—3,5 m, výbrus 2411/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 4 Peneroplidná foraminifera s komôrkami vyplnenými kalcitovým tmelom, časť schránky je rekryštalizovaná. Láb — 100, j. č. 1, hĺbka 1405—1411 m, interval 2,85 m, výbrus 4474/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 5 Rotalidná foraminifera v počiatočnom štádiu redukcie pórov — komôrok drobnými skalenoédrami kalcitu. Láb — 37, j. č. 5, hĺbka 1497—1509 m, interval 2,2 m, výbrus 4495/82, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly X.
- 6 Rotalidná foraminifera v počiatočnom štádiu redukcie pórov — komôrok skalenoédrami kalcitu. Láb — 129, j. č. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, zväčšenie 90 x.

Tabuľka XXX

Foraminifery a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129

- 1 *Globigerina* sp. s nevýznamne redukovanými pórmí — komôrkami. Lomový povrch. J. č. 3, interval 3,7—3,8 m, SEM, zväčšenie 70 x.
- 2 Detail z predchádzajúceho snímku. Počiatočné štádium rastu kalcitového tmelu v komôrkach. SEM, zväčšenie 130 x.
- 3 Detail z predchádzajúcej snímky. Drobné kalcitové skalenoédre rastú centripetálne zo steny komôrky a uzatvárajú stenové póry a komôrku. Lomový povrch. SEM, zväčšenie 500 x.
- 4 *Amphistegina* sp. so zachovanými pórmí — nevyplnenými komôrkami a stenovými kanálikmi. J. č. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, zväčšenie 50 x.
- 5 Detail komôrky a steny amfistegíny, lomový povrch. J. č. 8, interval 0,15—0,2 m, SEM, zväčšenie 100 x.
- 6 Detail steny amfistegíny so zachovanými pórmí a ich ústiami zo strany komôrky. Lomový povrch. J. č. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, zväčšenie 1000 x.
- 7 Detail ústia stanovených pórov zo strany komôrky s dokonale zachovanou sieťkou v ústi. J. č. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, zväčšenie 2500 x.

Tabuľka XXXI

Foraminifery, serpulidné červy a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129

- 1 Amfistegíny so zachovanými primárnymi pórmí (komôrky a stenové póry). Schránky sú po okraji korodované tlakovým rozpúšťaním, ktoré tiež redukuje a ničí póry. Vo vrchnej časti snímky sa nachádza deštruovaná schránka. J. č. 8, interval 0,15—0,20 m, výbrus 1912/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Amfistegína s pórmí redukovanými kalcitovým tmelom typu „psích zubov“ (skalenoédrami). Vnútoraná časť schránky má póry vyplnené a steny sčasti rekryštalizované (fantómy, stenových pórov). Počas tlakovej deformácie boli skalenoédre vtlačené do steny schránky (stred dolu). Datovanie vzniku tmelu. J. č. 7, interval 1,7—1,9 m, výbrus 1908/81, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly II.

- 3 Rúrky serpulidného červa, inkrustované koralovou riasou. Rúrky — intrapartikulové póry sú redukované tenkou krustou kalcitového tmelu. Po vonkajšom obvode rúrok možno pozorovať začiatky selektívneho rozpúšťania (vznik sekundárnej — formovej porozity). Rezná plocha.
J. č. 4, interval 0,8—0,9 m, Opton (fotografované v šikmom osvetlení), zväčšenie 26 x.

Tabuľka XXXII

Serpulidné červy a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch

- 1 Rúrky inkrustované koralovou riasou a vyplnené mikritom s kremennými zrnami. Pravá rúrka je lámaná pri kompakcii v počiatočnom štádiu rekryštalizácie. Ľavá rúrka je takmer úplne nahradená kryštalickým kalcitom.
Devínska Nová Ves, výbrus 1624/84, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Rúrka uzavretá v mikrite. Je zlomená počas kompakcie sedimentu [puklina hore, odlúpenie vnútornej vrstvy dolu] a čiastočne vyplnená kalcitovým tmelom, ktorý sa nachádza aj v puklinách. Datovanie vyplňovania.
Láb — 37, j. č. 6, interval 2,2 m, výbrus 4495/82, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly X.
- 3 Rúrka serpulidného červa paramorfovaná kalcitom [fantómy štruktúry steny] inkrustovaná koralovou riasou zvonku a enkrustovaná z vnútra. Primárny pór bol vyplnený minimálne kalom a detritom [hore], snímka obrátená o 180°, následne tenkou izopachickou vrstvou fibrózneho tmelu [pôvodne aragonitového, resp. Mg-kalcitového — dolu] zvyškový pór vyplnil nakoniec sparitový kalcit.
Láb — 44, j. č. 6, interval 0,25 m, výbrus 4466/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

Tabuľka XXXIII

Serpulidné červy a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129

- 1 Štruktúra steny rúrky serpulidného červa, zvýraznená čiastočným rozpustením. Stena pozostáva z radiálne usmernených fibróznych kryštálov. Lomový povrch.
J. č. 5, interval 2,8—2,9 m, SEM, zväčšenie 200 x.
- 2 Rozpustená rúrka serpulidného červa, pred rozpustením čiastočne vyplnená tmelom typu „psích zubov“. Rúrka je inkrustovaná koralovou riasou. Primárna redukovaná a sekundárna — formová porozita. Lomový povrch.
J. č. 5, interval 2,8—2,9 m, SEM, zväčšenie 20 x.
- 3 Rozpustená rúrka serpulidného červa prisadnutého na stenu otvoru po vŕtaní v rodolite, ktorý bol vyplnený vápenatým kalom, aspoň sčasti litifikovaným pred rozpustením prázdnej rúrky. Primárny pór zväčšený rozpustením rúrky bol v poslednom štádiu redukovaný skalenoédrami kalcitu — tmelom typu „psích zubov“. V mikrite sú prítomné sekundárne póry — formy po rozpustení neidentifikovateľného detritu.
J. č. 4, interval 4,1—4,2 m, výbrus 1897/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 4 Rozpustená rúrka serpulidného červa inkrustovaná koralovou riasou. Pred rozpustením bola takmer úplne vyplnená kalcitovým tmelom [prierez v strede snímky]. Rezná plocha.
J. č. 4, interval 3,3—3,4 m, Opton (šikmé osvetlenie), zväčšenie 26 x.

Tabuľka XXXIV

Zoária machoviek a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch z lokality Láb

- 1 Časť zoária machovky so zachovanými pórmi. Lomový povrch.
Láb — 129, j. č. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, zväčšenie 30 x.

- 2 Detail z predchádzajúceho objektu ukazujúci štruktúru zoária so stenovými pórmí. SEM, zväčšenie 75 x.
- 3 Detail z predchádzajúceho objektu, štruktúra steny zoária. Nachádzajú sa v nej mikropóry mikrónovej veľkosti. SEM, zväčšenie 750 x.
- 4 Primárny pór v zoáriu v počiatočnom štádiu vyplňovania kalcitovým tmelom typu „psích zubov“. Lomový povrch. Láb — 129, „ č. 4, interval 0,8—0,9 m, SEM, zväčšenie 125 x.
- 5 Zoárium v počiatočnom štádiu vyplňovania pórov kalcitovým tmelom typu „psích zubov“. Láb — 100, j. č. 1, interval 0,8 m, výbrus 4472/82, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly II.
- 6 Zoárium v centrálnej časti so zoéciami vyplnenými kalcitovým tmelom. Intenzita rastu tmelu sa znižuje postupne k periférii zoária. Rezná plocha, v šikmom osvetlení.

Tabuľka XXXV

Zoária machoviek a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch

- 1 Zoárium so zoéciami vyplnenými mikritom a kalcitovým tmelom. Styk tmelu a skeletu je miestami neostrý, indikuje počiatočné štádium rekryštalizácie a paramorfózu skeletu. Láb — 100, j. č. 3, interval 0,8 m, výbrus 4476/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Zoárium so zoéciami vyplnenými mikrosparitom, steny lemované autigénnym pyritom. Tri zécia (svetlé) v počiatočnom štádiu vyplňovania kalcitovým tmelom. Láb — 44, j. č. 7, interval 0,6 m, výbrus 4467/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 3 Zoárium so zoéciami vyplnenými kalcitom, skelet je paramorfovaný a miestami intenzívnejšie rekryštalizovaný. Láb — 37, j. č. 5, interval 2,0 m, výbrus 4494/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 4 Štruktúra skeletu zoária a tmelu vyplňujúceho zoeciá. Rezná plocha, leptaná 5 % HCl. Láb — 129, j. č. 9, interval 3,2—3,3 m, SEM, zväčšenie 400 x.
- 5 Rast dolomitu v stenových póroch zoária a v puklinách. Rezná plocha, leptaná 5 % HCl. Lednice — 5, j. č. 6, hĺbka 1200—1505 m, SEM, zväčšenie 150 x.
- 6 Detail z predchádzajúceho objektu. Krusty z dolomitových mikrokryštálov v stenovom póre a v pukline. SEM, zväčšenie 1000 x.

Tabuľka XXXVI

Zoária machoviek a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129

- 1 Vrstvové zoárium machovky inkrustujúce a inkrustované stielkou koralovej riasy druhu *Mesophyllum* cf. *kontrae* Lemoine (určila A. Schaleková). Zoeciá v rodolite sú vyplnené radiálne lúčovitým, pôvodne aragonitovým tmelom. Vrchná časť steny zoécie je selektívne rozpúšťaná. Vznik sekundárnej formovej porozity. J. č. 4, interval 3,3—3,4 m, výbrus 1898/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Zoeciá machovky vyplnené pred rozpustením skeletu karbonátovým kalom, ktorý bol v čase rozpúšťania už aspoň sčasti litifikovaný. Štruktúru selektívnosť rozpúšťania preukazuje zachovanie mikritovej výplne stenových pórov (stred hore). Sekundárna — formová porozita. J. č. 7, interval 3,4—3,5 m, výbrus 2411/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

- 3 Zoáciá vyplnené mikritom a kalcitovým tmelom. Ich stena je selektívne rozpúšťaná, vzniká sekundárna — formová porozita.
J. č. 4, interval 3,3—3,4 m, výbrus 1898/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

Tabuľka XXXVII

Zoárium machovky a bivalvia v litavských vápencoch a ich diagenetické zmeny

- 1 Presný negatív zoária machovky vytvorený z mikritu, ktorý ho pôvodne vyplňal. Zachované sú aj mikritové výplne stenových pórov, čo preukazuje striktnú selektívnosť rozpúšťania zoária. Lomový povrch.
Láb — 129, j. č. 5, interval 2,8—2,9 m, SEM, zväčšenie 60 x.
- 2 Schránky bivalvií (vpravo *Ostrea*). Schránka vpravo je navŕtaná a sčasti rekryštalizovaná. Úlomok vľavo dolu pochádza z rúrky serpulidného červa. Štruktúra sedimentu typu „wackestone“.
Láb — 37, j. č. 5, interval 2,6 m, výbrus 4496/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 3 Selektívne rozpúšťania úlomkov schránok bivalvií a ?gastropóda. Vznik formovej porozity. Vľavo dolu sa nachádza nevyplnená schránka ostrakóda.
Láb — 129, j. č. 3, interval 3,4—3,6 m, výbrus 1614/84, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly X.

Tabuľka XXXVIII

Gastropódy a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch

- 1 Pór v schránke vyplnený mikritom a kalcitovým tmelom — poronekróza. Schránka je paramorfovaná kalcitom. Sú v nej zachované fantómy pôvodnej štruktúry.
Láb — 7, j. č. 6, interval 1,6 m, výbrus 4499/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Póry v schránkach gastropódov (vyplnené mikritom a kalcitovým tmelom — poronekróza. Schránky sú paramorfované kalcitom. Sú v nich zachované fantómy pôvodnej štruktúry.
Láb — 37, j. č. 6, interval 1,6 m, výbrus 4499/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 3 Póry v schránkach gastropódov vyplnené sčasti mikritom, zbytok sparitovým tmelom. Schránka neobsahuje fantómy pôvodnej štruktúry, čo môže svedčiť buď o rýchlom vzniku paramorfózy, alebo o prechode cez formové štádium a následnom vyplnení tmelom.
Láb — 44, j. č. 7, interval 0,6 m, výbrus 4467/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

Tabuľka XXXIX

Gastropódy a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch na lokalite Láb

- 1 Forma po rozpustenej schránke gastropóda. Pór je po stĺpik prázdny. Pór po obvodovom plášti je zaplnený? v čase rozpúšťania ešte nelitifikovaným sedimentom, alebo bola schránka pôvodne veľmi tenká. Mikrit v schránke bol pôvodne pôvitejší než mimo nej. Mikropóry v kale boli vytmelené kalcitom pochádzajúcim z rozpustenej schránky.
Láb — 129, j. č. 7, interval 1,7—1,9 m, výbrus 1907/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Forma po rozpustenej schránke, deformovaná tlakom neúplne litifikovaného sedimentu.

- Láb — 129, j. č. 10, interval 0,7—0,9 m, výbrus 1915/82, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly II.
- 3 Forma po rozpustenej schránke, vyplnená sčasti kalcitovým tmelom typu „psích zubov“. Schránka je deformovaná tlakom. V mikrite sa tiež nachádzajú tormy po rozpustených úlomkoch schránok.
Láb — 129, j. č. 5, interval 5,9—6,0 m, výbrus 2401/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
 - 4 Forma po rozpustenej schránke z väčšej časti vyplnená sparitovým kalcitovým tmelom, vpravo sa nachádzajú zvyškové sekundárne póry (biele). Vo vnútri schránky sa nachádzajú sekundárne póry — formy po úlomkoch skeletu.
Láb — 129, j. č. 10, interval 0,7—0,9 m, výbrus 1914/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
 - 5 Forma po rozpustenej schránke gastropóda, z väčšej časti vyplnená sparitovým kalcitovým tmelom. Zvyškový sekundárny pór sa nachádza v pravej časti schránky (čierny).
Láb — 41, j. č. 6, výbrus 1916/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly X.

Tabuľka XL

Ostne echinodermátov a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129

- 1 Osteň s primárnou intrapartikulovou porozitou nevyplnenou mikritom, deformovaný tlakom sedimentov. Rezná plocha [fotografované v šikmom osvetlení].
J. č. 4, interval 2,4—2,5 m, Opton, zväčšenie 32 x.
- 2 Osteň s primárnou porozitou, póry sčasti vyplnené mikritom.
J. č. 8, interval 0,15—0,20 m, SEM, zväčšenie 60 x.
- 3 Zlomený osteň so zachovanou primárnou porozitou, skelet ostňa je jemne navŕtaný.
J. č. 5, interval 2,8—2,9 m, SEM, zväčšenie 200 x.
- 4 Kaolinit v primárnych póroch ostňa ježovky.
J. č. 7, interval 4,75—4,9 m, SEM, zväčšenie 500 x.
- 5 Stereóm v centrálnej časti ostňa ježovky so zachovanou mikroporozitou.
J. č. 3, interval 3,7—3,8 m, SEM, zväčšenie 50 x.
- 6 Detail z predchádzajúceho objektu. Korodovaný povrch stereómu s ojedinelými klenkami dolomitu (vľavo) a syntaxiálne dorastajúcim kalcitom v počiatkovej fáze rastu (stred a dolu). V ľavom hornom rohu sa nachádzajú kokolity.
SEM, zväčšenie 400×.

Tabuľka XLI

Ostne echinodermátov a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch

- 1 Syntaxiálne dorastanie kalcitu na osteň v intrapartikulových póroch a v menšom rozsahu aj do mikritu.
Láb — 82, j. č. 5, hĺbka 1468—1471 m, výbrus 4470/82, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly X.
- 2 Syntaxiálne dorastanie kalcitu na deformovaný osteň v intrapartikulových póroch.
Láb — 129, j. č. 7, interval 5,6—5,7 m, výbrus 2413/82, amplival, pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly X.
- 3 Syntaxiálne dorastanie kalcitu vo vnútri aj na obvode ostňa do voľného priestoru. Po obvode interpartikulového póru sa nachádza krustifikačný tmel v počiatkovej štádiu rastu. Telo ostňa obsahuje mikroinklúzie spôsobujúce jeho tmavé sfarbenie, identický prípad ako na obr. 1 a 2.
Láb — 129, j. č. 5, interval 0,7—1,0 m, výbrus 1615/84, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly X.

- 4 Syntaxiálne dorastanie kalcitu na osteň, pravdepodobne do voľného priestoru.
Láb — 100, j. č. 3, interval 1,85 m, výbrus 4478/82, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly X.
- 5 Syntaxiálne dorastanie kalcitu na osteň smerom do mikritu.
Rohožnik, výbrus 4506/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

Tabuľka XLII

Ostne echinodermatov a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129

- 1 Telo ostňa ježovky s hojnými inklúziami (práškový vzhľad) a so syntaxiálne dorastajúcim kalcitom pri centrálnom otvore (biele partie).
J. č. 6, interval 6,5—6,6 m, výbrus 1906/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Korodované telo ostňa ježovky s pórom vyplneným ílovými minerálmi (identifikovateľný kaolinit). Lomový povrch.
J. č. 8, interval 0,15—0,20 m, SEM, zväčšenie 750 x.
- 3 Rebro v ostni ježovky s mikropórmí (vo výbruse viditeľné ako inklúzie), ktoré pravdepodobne vznikli rozpúšťaním pôvodného Mg-kalcitu, lomový povrch.
J. č. 8, interval 0,15—0,20 m, SEM, zväčšenie 1250 x.
- 4 Detail rebra v ostni s mikropórmí. Lomový povrch.
J. č. 8, interval 0,15—0,20 m, SEM, zväčšenie 4000 x.

Tabuľka XLIII

Ostne ježoviek a ich diagenetické zmeny v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129

- 1 Ostne, z ktorých ľavý je v centrálnej časti — stereóme — postihnutý syntaxiálnym dorastaním (svetlejšie nepravidelné škrvny), časť pravého ostňa je selektívne rozpustená. V mikrite sa nachádzajú tiež selektívne rozpustené úlomky bioskeletu.
J. č. 7, interval 1,1—1,2 m, výbrus 2409/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Selektívne rozpustená časť rebier v ostni ježovky, osteň vpravo (šikmý rez) obsahuje hojné inklúzie (práškový vzhľad).
J. č. 5, interval 5,9—6,0 m, výbrus 2401/82, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly X.
- 3 Čiastkové rozpúšťanie rebier v ostni. Nerozpustná časť rebra pozostáva z číreho kalcitu (vyplnenie inklúzií uvoľneným CaCO_3 ?).
J. č. 5, interval 5,9—6,0 m, výbrus 2401/82, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly X.
- 4 Rozpustené centrálné časti rebier v ostni ježovky, zvyšok tela je z číreho kalcitu (bez inklúzií).
J. č. 5, interval 0,7—1,0 m, výbrus 1615/84, amplival pol. d, zväčšenie 73 x, nikoly II.

Tabuľka XLIV

Diagenetické zmeny v ostňoch ježoviek a poronekrózne procesy v póroch po vftaní v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129

- 1 Rozpustené rebrá v ostni ježovky. V okolnom mikrite sa nachádzajú rozpustené úlomky neidentifikovateľného detritu. Rezná plocha v šikmom osvetlení.
J. č. 5, interval 5,9—6,0 m, Opton, zväčšenie 20 x.
- 2 Rozpustený osteň ježovky, sekundárna — formová porozita. Rezná plocha v šikmom osvetlení.
J. č. 4, interval 1,5—1,6 m, Opton, zväčšenie 52 x.
- 3 Pór po vftaní v stielke koralovej riasy, redukovaný litifikovaným vápenatým kalom — mikritom. Zvyškový pór je ďalej nevýznamne redukovaný tenkou kôrou kalcitového tmelu. Geopetálna štruktúra. Rezná plocha v šikmom osvetlení.
J. č. 5, interval 5,9—6,0 m, Opton, zväčšenie 20 x.

4 Póry po vŕtaní v rodolite. Niektoré z nich čiastočne vyplnil karbonátový kal. Steny prázdnych pórov vyplnila tenká kôra kalcitového tmelu. Rezná plocha v šikmom osvetlení.

J. č. 5, interval 0,0—0,1 m, Opton, zväčšenie 20 x.

Tabuľka XLV

Druhy tmelu a „základná hmota“ litavských vápencov z lokality Láb

1 Otvor po vŕtaní vyplnený na báze peletami. Na steny zvyškového póru narástol fibrozný, pôvodne pravdepodobne aragonitový tmel, je indikovaný výskytom tmavých inklúzií. Centrálnu časť póru vyplnil kalcitový izometrický tmel.

Láb — 82, j. č. 5, hĺbka 1468—1471 m, výbrus 4469/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

2 Mikrit so zachovanou interkryštalovou (matricovou) porozitou. Lomový povrch.

Láb — 129, j. č. 5, interval 0,0—0,1 m, SEM, zväčšenie 1000 x.

3 Mikrit so zachovanou interkryštalovou porozitou. V centrálnej časti sa nachádza pravdepodobne pór po rozpustenom úlomku bioskeletu, redukovaný kryštálmi kalcitu.

Láb — 129, j. č. 4, interval 4,1—4,2 m, SEM, zväčšenie 1100 x.

4 Dolomitizovaný mikrit. Lomový povrch, leptaný 5 % HCl.

J. č. 10, interval 2,38—2,48 m, SEM, zväčšenie 300 x.

5 Detail z predchádzajúho objektu. Dolomitové mikrokryštály v mikrite.

SEM, zväčšenie 1300 x.

Tabuľka XLVI

Ruptúrne deformácie stielok koralových rias v litavských vápencoch

1 Stielka rozpušaná pred litifikáciou vápenatého kalu, ktorý prenikol hlboko do puklín. Devínska Nová Ves, výbrus 1625/84, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

2 Stielka rozpušaná počas kompaktie sedimentu. Rozpušenie je doprevádzané slabým tlakovým rozpúšťaním. Pukliny sú vyplnené sparitom.

Láb — 129, j. č. 10, interval 6,9—7,0 m, výbrus 1913/84, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

3 Ruptúrne deformácie stielky sprevádzané plastickou deformáciou pri kompaktii sedimentu.

Láb — 37, j. č. 5, interval 1,05 m, výbrus 4493/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

Tabuľka XLVII

Ruptúrne deformácie foraminifer a litifikovaného vápenatého kalu v litavských vápencoch

1 Ruptúrna deformácia schránky operkulíny a amfistegíny pri kompaktii sedimentu. Puklina s posuvom je vyplnená kalcitovým tmelom.

Devínska Nová Ves, výbrus 1624/84, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

2 Ruptúrna deformácia v amfistegíne a čiastočne litifikovanom kale sprevádzaná vznikom puklín. Puklinová porozita.

Láb — 129, j. č. 6, interval 6,5—6,6 m, výbrus 1905/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

3 Ruptúrna deformácia horniny sprevádzaná vznikom pukliny, neskôr vyplnenej kalcitovým tmelom.

Láb — 44, j. č. 5, hĺbka 1484—1488 m, výbrus 1917/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

Tabuľka XLVIII

Tlakové rozpúšťanie v litavských vápencoch z vrtu Láb — 129

- 1 Tlakové rozpúšťanie amfistegín na styku s ostňom ježovky.
J. č. 7, interval 4,75—4,90 m, výbrus 1911/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 2 Tlakové rozpúšťanie na styku amfistegíny a stielky rodu *Lithophyllum*, sprevádzané vznikom stylolitov.
J. č. 6, interval 6,9—7,0 m, výbrus 2406/82, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 3 Tlakové rozpúšťanie amfistegín, na vzájom styku sprevádzané vznikom mikrostylolitov.
J. č. 6, interval 6,5—6,6 m, výbrus 1905/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.
- 4 Tlakové rozpúšťanie sprevádzané vznikom stylolitu.
J. č. 10, interval 0,7—0,9 m, výbrus 1914/81, amplival pol. d, zväčšenie 37 x, nikoly II.

Tabuľka XLIX

Litofácie hlavného dolomitu a typy porozity z podložia viedenskej panvy

- 1 Stromatolitový dolomit s laminami zelenkastého ílovitého dolomitu. Drobné fenestry sú vyplnené sčasti ílovitou hmotou a zbytok dolosparitom. Subvertikálne pukliny sú vyplnené čírym dolosparitom. Puklina obmedzujúca úlomok jadra zvrchu bola vyplnená zelenou ílovitou hmotou (podložie vľavo).
Vrt GRL—2, j. č. 1, hĺbka 2100—2105 m, interval 1,15—1,50 m.
- 2 Stromatolitový dolomit s fenestrami redukovanými zeleným ílovitým kalom. Zvyšok pórov je vyplnený čírym a mliečnym dolosparitom. Subparalelné pukliny staršej generácie sú vyplnené čírym dolosparitom. Mladšie subvertikálne pukliny sú vyplnené dolosparitom a zeleným piesčitým siltom (hore). Podložie sa nachádza vľavo. Mierka — pásik milimetrového papiera dlhý 5 cm.
RGL—2, j. č. 2, hĺbka 2217—2222 m, interval 4,8—5,0 m.

Tabuľka I

Litofácie hlavného dolomitu a typy porozity z podložia viedenskej panvy

- 1 Stromatolitový dolomit s fenestrovou porozitou redukovanou nevýznamne karbonátovým kalom. Zvyšky pórov vyplnila drúza dolomitových kryštálov, v jednom prípade neúplne. Subvertikálne pukliny sú vyplnené dolomitovým tmelom a lokálne zelenou ílovitou hmotou (podložie vpravo).
Vrt GRL—2, j. č. 2, hĺbka 2217—2222 m, interval 0,1—0,3 m.
- 2 Detail z predchádzajúceho objektu (vpravo hore). Fenestrový pór nevýznamne redukovaný na báze karbonátovým kalom. Zvyšok póru je redukovaný drúzou dolomitových kryštálov, v strede sa nachádza zvyškový primárny pór. Puklina diagonálne pretínajúca fenestrový pór a horninu je miestami otvorená.
GRL—2, j. č. 2, interval 0,1—0,3 m, Opton, zväčšenie 3,2 x.
- 3 Detail z objektu na obr. 1 (vpravo hore). Fenestrový pór na báze redukovaný karbonátovým kalom. Zvyšok póru je vyplnený dolosparitom (geopetálna štruktúra).
RGL—2, j. č. 2, interval 0,1—0,3 m, Opton, zväčšenie 2,8 x.

Tabuľka LI

Litofácie hlavného dolomitu a typy porozity z podložia viedenskej panvy

- 1 Stromatolitový dolomit s fenestrami vyplnenými dolomitovým tmelom. Pukliny sú vyplnené kryštalickým dolomitom a zelenou ílovitou hmotou. Lokálne sa vyskytuje ílovitou hmotou vyplnená brekciovitá porozita (stred v hornej polovici jadra). Stylolit prebiehajúci diagonálne na vrstevnatost je tiež vyplnený zelenou ílovitou hmotou.
RGL—2, j. č. 3, hĺbka 2301—2306 m, interval 0,05—0,20 m.

- 2 Detail z predchádzajúceho objektu (stred vľavo). Stylolit a puklina vyplnená zelenou fľovitou hmotou. Opakované drvenie horniny preukazuje úlomok dolomitovej výplne pukliny v mladšej pukline (vpravo dolu).
RGL—2, j. č. 3, interval 0,05—0,20 m, Opton, zväčšenie 4,5 x.

Tabuľka LII

Litofácie hlavného dolomitu a typy porozity z podložia viedenskej panvy

- 1 Rekryštalizovaný kalový dolomit so sieťou puklín. Subvertikálne pukliny sú vyplnené zelenou fľovitou hmotou. Tenké pukliny na predchádzajúce približne kolmé sú nevyplnené — puklinová porozita. V spodnej časti jadra sa nachádza zelený fľovitý dolomit — ?výplň pukliny.
RGL—2, j. č. 3, hĺbka 2301—2306 m, interval 2,55—2,8 m.
- 2 Organodetrítický vápenatý dolomit. Skeletový detrit pozostáva z úlomkov schránok gastropóda a bivalvií. Úlomky schránok sú vyplnené čírym dolomitovým tmelom najskôr indikujúcim prechod cez formové štádium. V hornine sa nachádzajú ojedinelé fenestry vyplnené dolomitovým tmelom.
RGL—2, j. č. 3, interval 4,0—4,2 m.

Tabuľka LIII

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy v hlavnom dolomite z podložia viedenskej panvy

- 1 Kalový zbrekciovatý dolomit. Brekciová porozita je vyplnená karbonátovým tmelom.
Šaštín — 12, j. č. 7, hĺbka 2445—2448 m.
- 2 Rozpúšťaním zväčšená puklinová porozita v počiatkovej fáze redukcie dolomitovým tmelom (drúzy kryštálov) v drobnokryštalickom dolomite.
Šaštín — 12, j. č. 26, hĺbka 3864—3867 m.
- 3 Rozpúšťaním zväčšená puklinová porozita (počiatky vzniku kanálovej porozity), redukovaná dolomitovým tmelom.
Šaštín — 12, j. č. 26.
- 4 Vakuolová a rozpúšťaním zväčšená puklinová porozita (počiatky vzniku kanálovej porozity), redukovaná dolomitovým tmelom.
Šaštín — 12, j. č. 26.
- 5 Detail z predchádzajúceho objektu. Rozpúšťaním rozšírená puklinová porozita (počiatky vzniku kanálovej porozity). Porozita je redukovaná drúzou dolomitových kryštálov.
Šaštín — 12, j. č. 26, Opton, zväčšenie 6,8 x.
- 6 Detail z objektu na obr. 4. Vakuolová porozita redukovaná drúzou dolomitových klencov.
Šaštín — 12, j. č. 26, Opton, zväčšenie 4,3 x.

Tabuľka LIV

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy v hlavnom dolomite z podložia viedenskej panvy

- 1 Fenestrová a puklinová porozita v dolomikrite vyplnená dolomitovým tmelom. Na snímke možno pozorovať dve generácie puklín vyplnené tmelom.
Šaštín — 12, j. č. 9, hĺbka 2655—2659 m, interval 0,8—0,9 m, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton (fotografované v šikmom osvetlení s čiernym podkladom), zväčšenie 8,6 x.
- 2 Puklinová porozita vyplnená kryštalickým anhydritom.

Šaštín — 12, j. č. 5, hĺbka 5826—5830 m, interval 3,0—3,1 m, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton (dtto obr. 1), zväčšenie 4,5 x.

- 3 Sieť puklinovej porozity v stromatolitovom dolomite (vpravo dolu). V ľavom hornom rohu sa nachádza karbonátovým tmelom vyplnená brekciovitá porozita.

Lakšárska Nová Ves — 7, j. č. 17, hĺbka 2085—2087 m.

Tabuľka LV

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy v hlavnom dolomite z podlažia viedenskej panvy

- 1 Brekciovitá a puklinová porozita v zbrekciovatenom stromatolitovom dolomite. Brekciovitá porozita je vyplnená dolomitovou drvinou a tmelom. Pukliny sú nevyplnené.
Lakšárska Nová Ves — 7, j. č. 19, hĺbka 2199—2200 m.
- 2 Brekciovitá porozita v jemnozrnnom dolomite vyplnená dvoma generáciami dolomitového tmelu, indikujúcimi dve etapy drvenia.
Lakšárska Nová Ves — 7, j. č. 15, hĺbka 1956—1961 m, interval 2,9—3,0 m, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton (fotografované v šikmom osvetlení s čiernym podkladom), zväčšenie 9 x.
- 3 Puklinová porozita v stromatolitovom dolomite vyplnená dvoma generáciami dolomitového tmelu. Puklinový systém bol po vyplnení preniknutý mladšou puklinou vyplnenou opäť tmelom.
Lakšárska Nová Ves — 7, j. č. 15, interval 4,8—4,9 m, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton (dtto obr. 2), zväčšenie 9 x.

Tabuľka LVI

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy v hlavnom dolomite z podlažia viedenskej panvy

- 1 Vakuolová porozita v kryštalickom dolomite redukovaná dolomitovým tmelom — drúzou kryštálov. Ľavá časť je vyplnená fľovitou hmotou.
Lakšárska Nová Ves — 7, j. č. 61, hĺbka 5056—5068 m, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton (fotografované v šikmom osvetlení s čiernym podkladom), zväčšenie 9 x.
- 2 Puklinová porozita vyplnená dolomitovým tmelom (tmavé pukliny). Puklina, resp. stylolit prebiehajúci stredom snímky je vyplnený fľovitou hmotou.
Lakšárska Nová Ves — 7, j. č. 61, hĺbka 5056—5068 m, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton (dtto ako obr. 1), zväčšenie 8,7 x.
- 3 Puklinová a brekciovitá porozita v stromatolitovom dolomite vyplnená väčšinou tmelom. Nevyplnená puklina sa nachádza v pravej časti snímky.
Závod — 73, j. č. 8, hĺbka 4328—4332 m.

Tabuľka LVII

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy v hlavnom dolomite a dachsteinskom dolomite z podlažia viedenskej panvy

- 1 Vyplnená fenestrová a zachovaná puklinová porozita v stromatolitovom dolomite.
Závod 73, j. č. 14a, hĺbka 4746—4750 m.
- 2 Puklinová a rozpúšťaním rozšírená puklinová porozita v dolomite.
Závod — 73, j. č. 19, hĺbka 5393—5397 m, interval 3,8—3,9 m.
- 3 Vyplnená puklinová porozita v dolomitovom vápenci. Stylolit režúci pukliny indikuje tlakové rozpúšťanie po vyplnení puklín, podmienené existenciou mikroporozity v hornine.
Závod — 72, j. č. 50, interval 3,5—3,6 m, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton, zväčšenie 5,5 x.

- 4 Vyplnená puklinová a brekciovitá porozita v dachsteinskom vápenatom dolomite.
Láb — 115, j. č. 9, hĺbka 2941—2944 m.
- 5 Vyplnená fenestrová porozita v stromatolitovom dachsteinskom vápenatom dolomite — loferite. Fenestrové póry sú vyplnené kalcitovým tmelom. Hornina je preniknutá sieťou otvorených puklín.
Láb — 115, j. č. 21, hĺbka 3763—3766 m.

Tabuľka LVIII

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy v dachsteinskom dolomite z podložia viedenskej panvy

- 1 Vyplnená fenestrová, vakuolová a puklinová porozita v dachsteinskom vápenatom dolomite; vyplnené kalcitovým tmelom. Jadrom boli zastihnuté: redukovaný interval A (čierna horizontálna krivka), nad ňou loferit (interval B) a pod ňou doloarenit s dutinkami vyplnenými kalom (interval C). Vytvárajú cyklus, ktorý bol pôvodne opísaný v Loferskom pohorí.
Láb — 115, j. č. 25, hĺbka 3996—4000 m.
- 3 Detail z predchádzajúceho objektu. Vakuola, ktorá vznikla počas vynorenia — telogenetickej fázy, je vyplnená niekoľkými generáciami do červena sfarbeného kalu. Mladšie z nich sú oddelené kôrkami kalcitového tmelu.
Láb — 115, j. č. 25, Opton, zväčšenie 3,4 x.
- 3 Fenestrová a puklinová porozita v dachsteinskom vápenatom dolomite vyplnená kalcitovým tmelom. Na báze fenestrového póru sa nachádza kal v geopetálnej pozícii. Zvyšok póru bol vyplnený tmelom v dvoch generáciách.
Láb — 115, j. č. 23, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton (fotografované v šikmom osvetlení s čiernym podkladom), zväčšenie 13 x.
- 4 Vyplnená fenestrová a puklinová porozita. Fenestrový pór je vyplnený dvoma generáciami kalcitového tmelu.
Láb — 115, j. č. 25, interval 2,4 m, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton (dtto obr. 3), zväčšenie 5,4 x.
- 5 Vyplnená primárna aj sekundárna porozita v dachsteinskom vápenatom dolomite. V schránke gastropóda bola primárna intrapartikulová porozita redukovaná kalom. Zvyšok póru bol vyplnený kalcitovým tmelom. Vzhľadom na výskyt vakuolovej porozity v sukcesii je pravdepodobné, že schránka prešla formovým štádiom porozity. Pukliny vyplnené kalcitovým tmelom sú ukončené na stylolitoch, čo preukazuje ich vznik predchádzajúci tlakovému rozpúšťaniu.
Láb — 115, j. č. 27, hĺbka 4122—4125m, výbrus (materiál MND Hodonín), Opton (dtto obr. 3), zväčšenie 5,7 x.

Tabuľka LIX

Typy porozity a poronekrózne procesy

- 1 Primárne mezointerpartikulové póry medzi onkolitmi redukované najprv kalcitovým tmelom a následne vápenatým kalom.
Kimeridžsko-titónsky onkolitový vápenec z vysokotatranskej sukcesie, valún z paleogénnych zlepcov bradlového pásma, lokalita Proč, výbrus 3557, zväčšenie 43 x.
- 2 Mezointerpartikulové póry medzi oolitmi, nevýrazne redukované kalcitovým tmelom. Oolitový vápenec, sarmat, lokalita Dúbravka, SEM, zväčšenie 30 x.
- 3 Vyplnené depozičné interpartikulové póry v drobnozrnnom polymiktnom zlepci (na obr. peletový vápenec, „bázické“ efuzívum). Póry sú redukované najskôr kalcitovým tmelom a následne vyplnené kalom.
Šambronské zlepence, lokalita Kozelec, výbrus 4354, zväčšenie 14 x.
(Z materiálu M. Mišíka; foto L. Osvald.)

Tabuľka LX

Typy porozity a poronekrózne procesy

Obr. 1 Poronekrózne procesy v krinoidovom vápenci. Interpartikulované póry medzi kolumnáliami boli redukované syntaxiálne dorastajúcim kalcitovým tmelom. Zvyškové póry vyplnil karbonátový kal.

Krinoidový vápenec liasu-dogeru. Valún z paleogénnych zlepcov, lokalita Malý Lipník, výbrus 3563, zväčšenie 19 x.

Obr. 2 Eogenetický, fibrózny tmel vyplňujúci interpartikulové póry. Zvyškový primárny pór je vyplnený sčasti kalom a následne kalcitovým tmelom (geopetálna štruktúra).

Veternický vápenec, lokalita Havranica pri Smoleniciach, výbrus 5060, zväčšenie 20 x.

[Z materiálu M. Mišíka; foto L. Oswald.]

Tabuľka LXI

Typy porozity a poronekrózne procesy

Obr. 1 Vyplnená fenestrová porozita v stromatolitovom dolomite—loferite. Na báze pórov sa lokálne nachádza detrit (geopetálna štruktúra). Póry sú vyplnené dolosparitom.

Strednotriasové dolomity krížňanského príkrovu, lokalita Žarnovická dolina, Veľká Fatra, výbrus 1835, zväčšenie 11 x.

Obr. 2 Fenestrové póry redukované karbonátovým kalom, následne redukované iniciálnym dolomitovým tmelom. Zvyškové primárne póry sú vyplnené monokryštalmi dolomitu. Strednovrchnotriasový stromatolitový dolomit. Valún z paleogénnych zlepcov, lokalita Chmeľov, výbrus 3578, zväčšenie 15 x.

[Z materiálu M. Mišíka; foto L. Oswald.]

Tabuľka LXII

Typy porozity a poronekrózne procesy

Obr. 1 Vyplnená krytová porozita v lumachelovom vápenci. Priestory ochránené pred vyplnením karbonátovým kalom (dáždnikový efekt), boli počas diagenézy vyplnené kalcitovým tmelom (geopetálne štruktúry).

Lumachelový vápenec z havranických vápencov, lokalita Havranica pri Smoleniciach, výbrus 4681, zväčšenie 6 x.

Obr. 2 Interkryštalová porozita, sčasti redukovaná rastom zonárneho dolomitu.

Strednotriasový dolomit krížňanského príkrovu, lokalita Demänová pod Lúčkami, výbrus 2007, zväčšenie 43 x.

[Z materiálu M. Mišíka; foto L. Oswald.]

Tabuľka LXIII

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy

Obr. 1 Vyplnená sekundárna — formová a puklinová porozita. Rozpustenie schránok (vznik formovej porozity) preukazuje kalová výplň v geopetálnej pozícii. Kalom redukované formy následne vyplnil kalcitový tmel. Posledným porogénnym procesom v horvine bol vznik otvorených puklín, ktoré však opäť vyplnil kalcitový tmel.

Kalpionielové vápence titónu čorštýnskej sukcesie. Lokalita Vršatec, výbrus 5339, zväčšenie 14 x.

Obr. 2 Forma po rozpustenej schránke gastropóda v superficiálnom oolite. Priestor v ulite bol vyplnený kalom, litifikovaný pred, alebo počas jej rozpúšťania.

Oolitový vápenec, sarmat, lokalita Dúbravka, SEM, zväčšenie 50 x.

Obr. 3 Mezofomy po rozpustených úlomkoch lamelibranchiátov, redukované kalcitovým tmelom.

Lumachelové vápence, sarmat, lokalita Orechovo (Bulharsko), SEM, zväčšenie 30 x.
Obr. 4 Detail mezofomy po rozpustenom úlomku lamelibranchiáta, redukovanej kalcitovým tmelom.

Lumachelový vápenc, sarmat, lokalita Orechovo (Bulharsko), SEM, zväčšenie 30 x.
(Z materiálu M. Mišíka; foto L. Osvald.)

Tabuľka LXIV

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy

Obr. Vyplnené póry po rozpustených sadrovcových konkréciách. Formové štádium preukazuje kalová výplň v geopetálnej pozícii. Kalom redukované póry následne vyplnil dolomitový tmel. Podľa vzťahu výplne v puklinách a póroch možno konštatovať, že pukliny vznikli a boli vyplnené tmelom v čase existencie pórov (puklina presekáva mikritovú výplň formy, ale už nie sparitovú výplň, vpravo dolu).

Strednotriasový dolomit krížňanského príkrovu, Valaská Belá — Škripová dolina, výbrus 1625, zväčšenie 5,5 x.

Obr. 2 Vyplnená porozita po hrabaní v karbonátovom kale. Chodbičky po červoch, pravdepodobne subhorizontálneho priebehu boli redukované a vyplnené kalom, zbytkové póry vyplnil kalcitový tmel (geopetálne štruktúry).

Červené vápence liasu krížňanského príkrovu, lokalita Slovenská Lupča — údolie Drienkyne, výbrus 6355, zväčšenie 11 x.

(Z materiálu M. Mišíka; foto L. Osvald.)

Tabuľka LXV

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy

Obr. 1 Puklina vyplnená viacerými generáciami kalu a kalcitového tmelu (geopetálne štruktúry).

Halštatský vápenc zo silicika. Lokalita Silická Brezová výbrus 2676, zväčšenie 11 x.

Obr. 2 Dutina s viacerými etapami porogénnych a poronekróznych procesov. Po obvode pukliny narástol ako prvý iniciálny kalcitový tmel. Následne vyplnil redukovanú dutinu karbonátový silt a kal. Puklinu prenikajúcu vyplnenou dutinou redukoval najskôr iniciálny tmel, nasledovaný siltovou výplňou. Zvyškový puklinový pór vyplnil kalcitový tmel.

Oxfordské prířřivové vápence, lokalita Vršatec, výbrus 5211, zväčšenie 14 x.

(Z materiálu M. Mišíka; foto L. Osvald.)

Tabuľka LXVI

Typy porozity, porogénne a poronekrózne procesy

Obr. 1 Vyplnená puklinová porozita. Syngenetické pukliny sú vyplnené v spodnej časti karbonátovým kalom. V neredukovanej časti pukliny následne vykryštalizoval kalcitový tmel. Laminovaný vápenc — výplň dutiny v kelovejsko-oxfordskom vápenci. Lokalita Kostelec, výbrus 8829, zväčšenie 6 x.

Obr. 2 Vyplnená vakuolová porozita. Vakuola — pór po neselektívnom rozpúšťaní, bol najskôr redukovaný dolomitovým iniciálnym tmelom a následne vyplnený kalom. Hlavný dolomit chočského príkrovu, lokalita Baba pri Svite, výbrus 1844, zväčšenie 11 x.

PHOTOGRAPHIE
FOTOMISSICA PRILEMA
3-LXVI

After the meeting of the Board of Directors, the following resolutions were adopted:

- 1. That the Board of Directors be authorized to execute and deliver to the Secretary of the State of New York, a certificate of incorporation for the purpose of organizing a corporation to be known as the [illegible] Corporation, and to execute and deliver to the Secretary of the State of New York, a certificate of incorporation for the purpose of organizing a corporation to be known as the [illegible] Corporation, and to execute and deliver to the Secretary of the State of New York, a certificate of incorporation for the purpose of organizing a corporation to be known as the [illegible] Corporation.

Resolved, that the Board of Directors be authorized to execute and deliver to the Secretary of the State of New York, a certificate of incorporation for the purpose of organizing a corporation to be known as the [illegible] Corporation, and to execute and deliver to the Secretary of the State of New York, a certificate of incorporation for the purpose of organizing a corporation to be known as the [illegible] Corporation, and to execute and deliver to the Secretary of the State of New York, a certificate of incorporation for the purpose of organizing a corporation to be known as the [illegible] Corporation.

The Board of Directors of the [illegible] Corporation, do hereby certify that the foregoing is a true and correct copy of the resolutions of the Board of Directors of the [illegible] Corporation, as the same were adopted at a meeting of the Board of Directors of the [illegible] Corporation, held at the [illegible] office of the [illegible] Corporation, on the [illegible] day of [illegible], 19[illegible].

Witness my hand and the seal of the [illegible] Corporation, this [illegible] day of [illegible], 19[illegible].

Secretary of the [illegible] Corporation

By [illegible], Secretary

By [illegible], Secretary

By [illegible], Secretary

By [illegible], Secretary

By [illegible], Secretary

By [illegible], Secretary

By [illegible], Secretary

By [illegible], Secretary

By [illegible], Secretary

By [illegible], Secretary

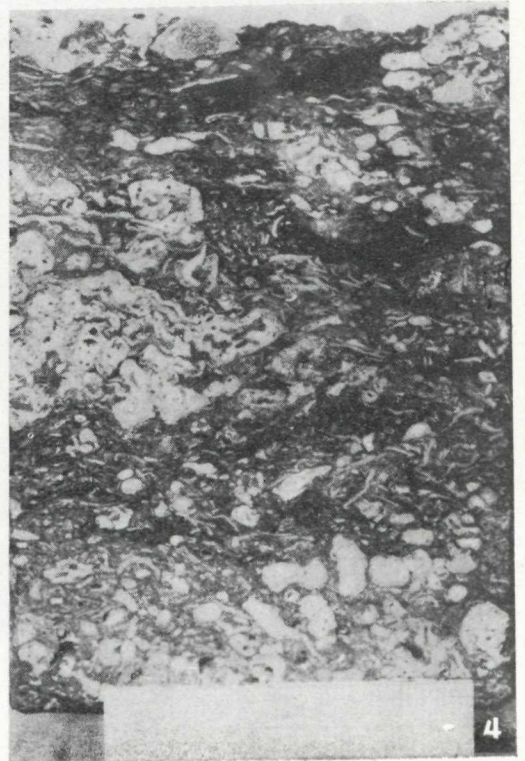
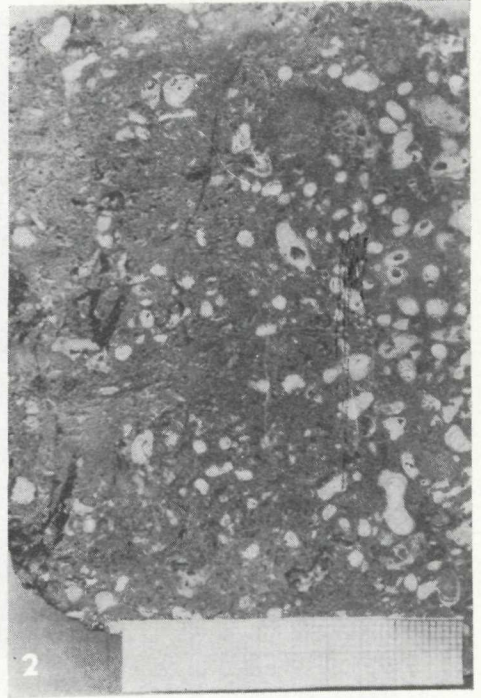
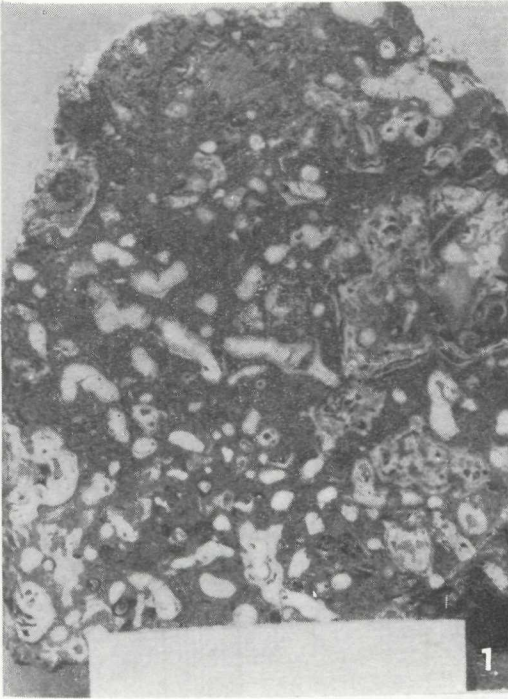
By [illegible], Secretary

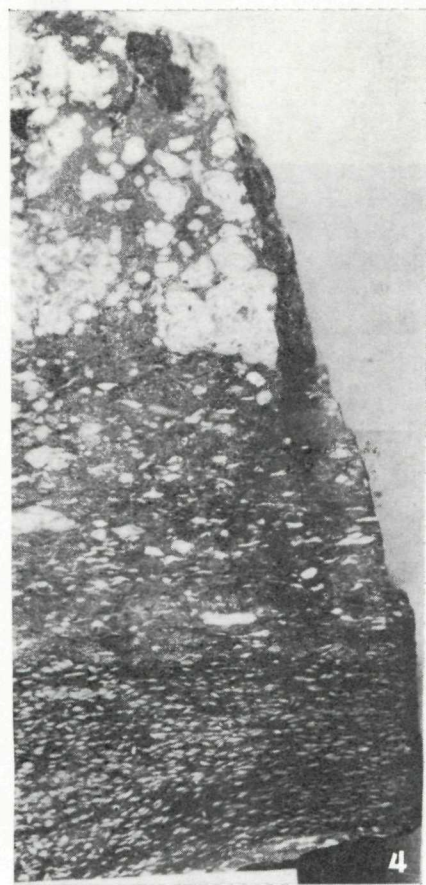
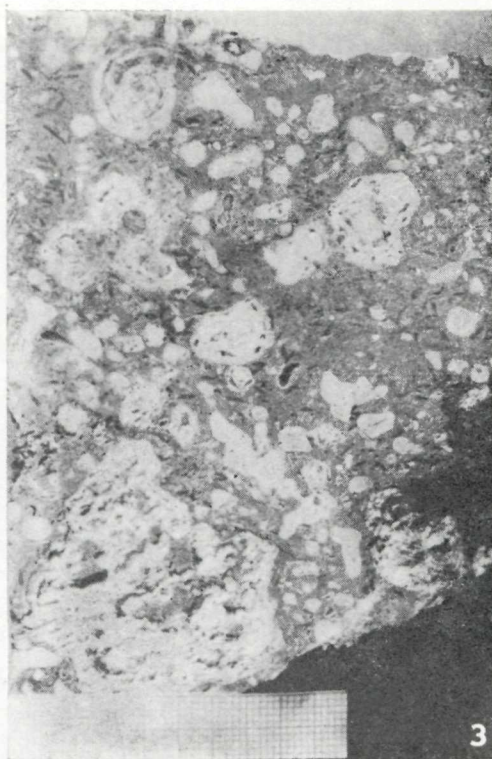
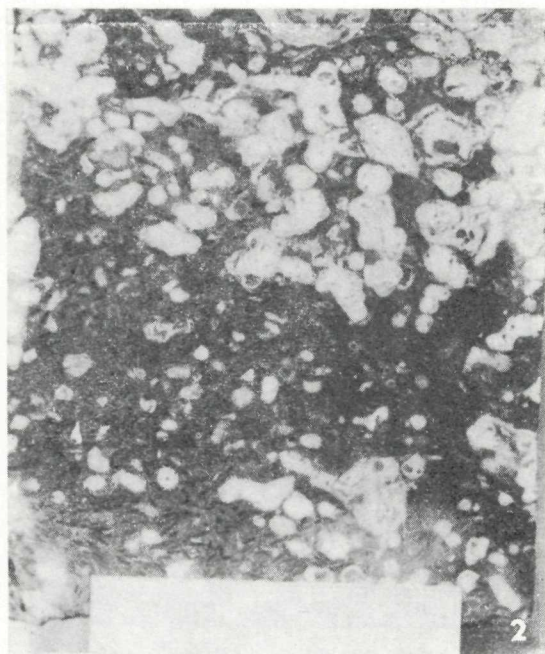
PHOTOGRAPHS
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
I—LXVI

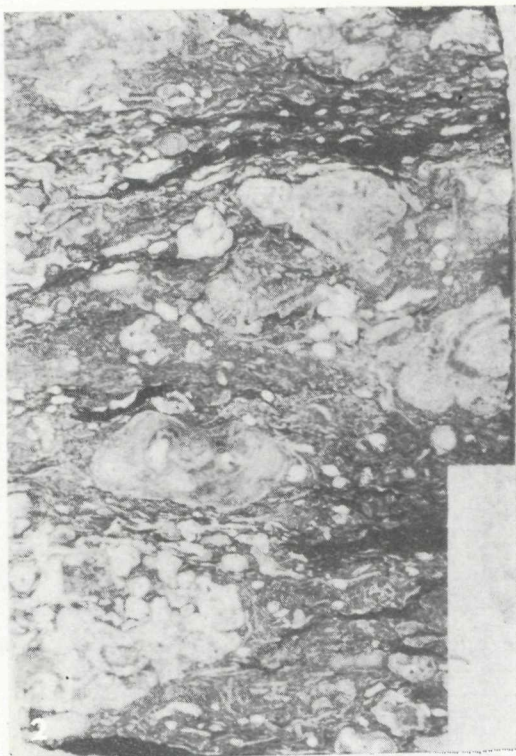
Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

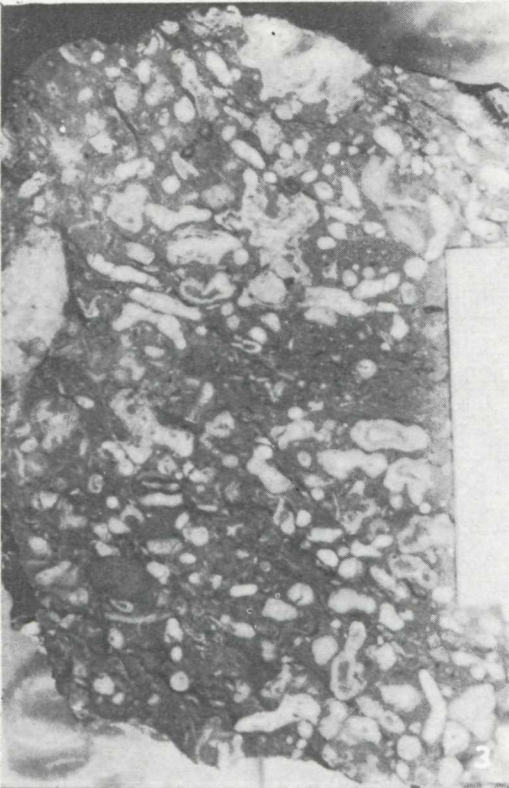
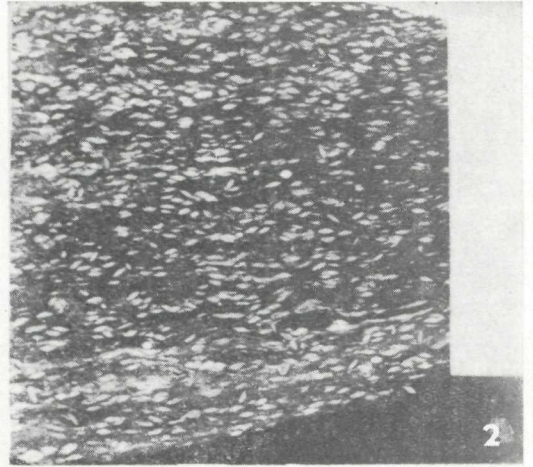
1. The first part of the report
describes the general situation
of the country and the
state of the economy.
2. The second part of the report
describes the state of the
economy and the state of the
economy.
3. The third part of the report
describes the state of the
economy and the state of the
economy.
4. The fourth part of the report
describes the state of the
economy and the state of the
economy.

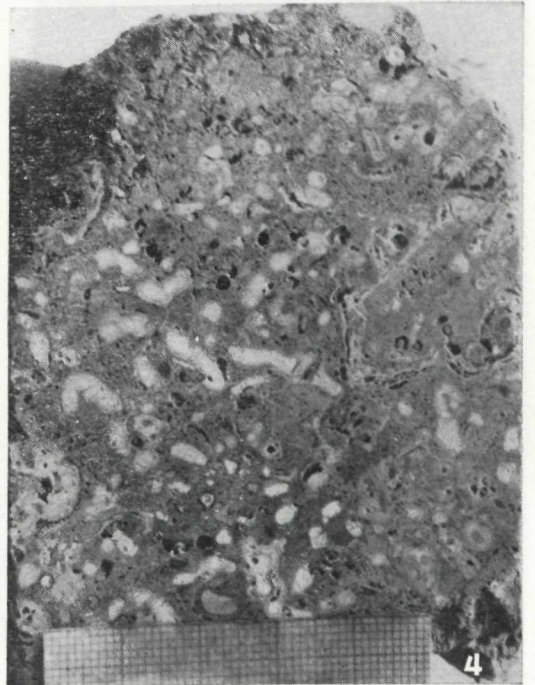
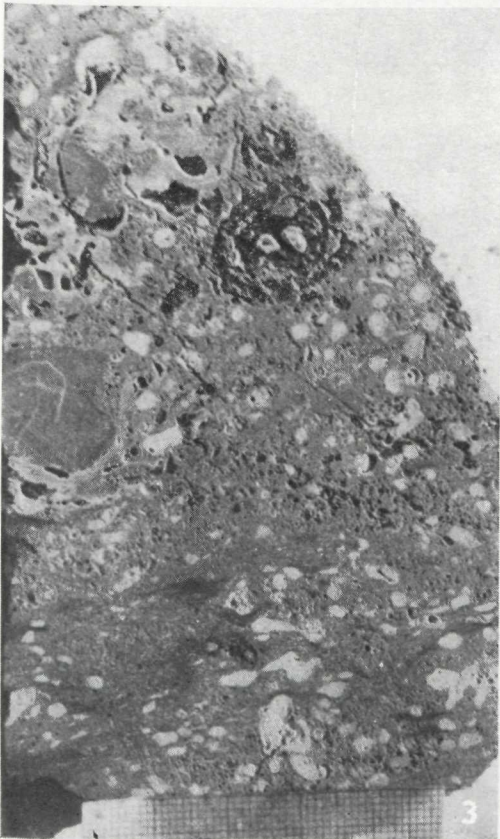
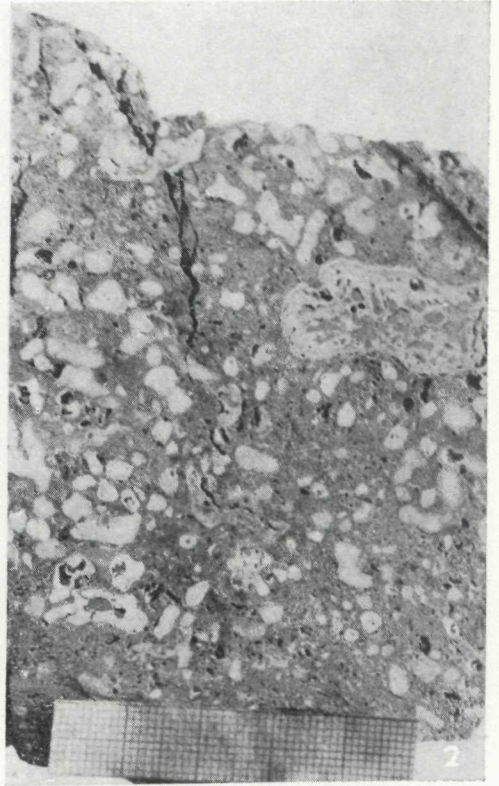
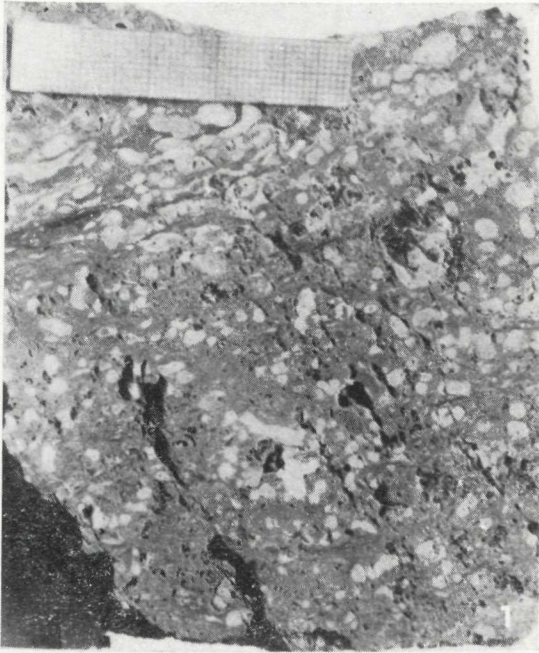
5. The fifth part of the report
describes the state of the
economy and the state of the
economy.
6. The sixth part of the report
describes the state of the
economy and the state of the
economy.

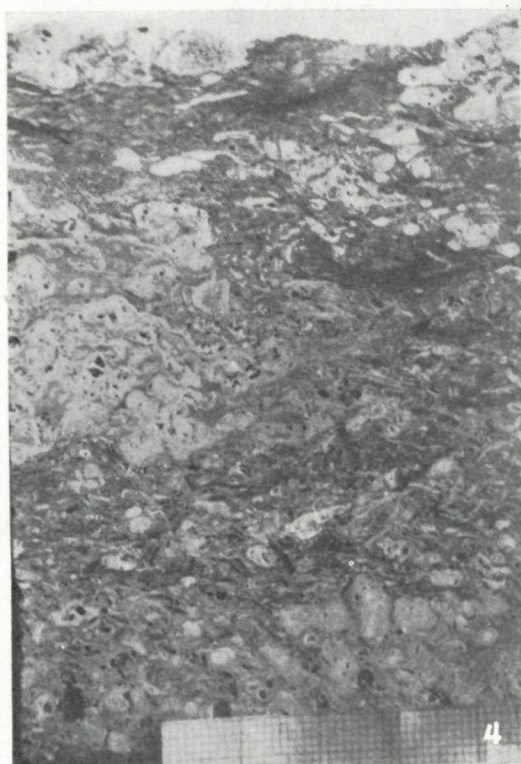
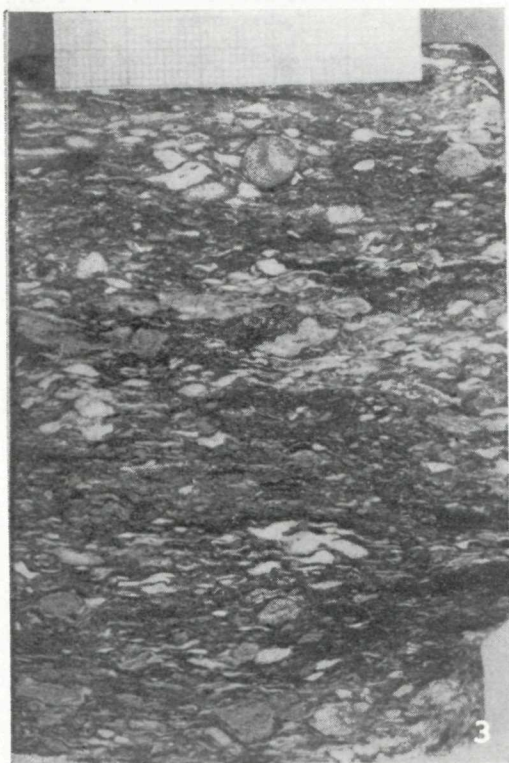
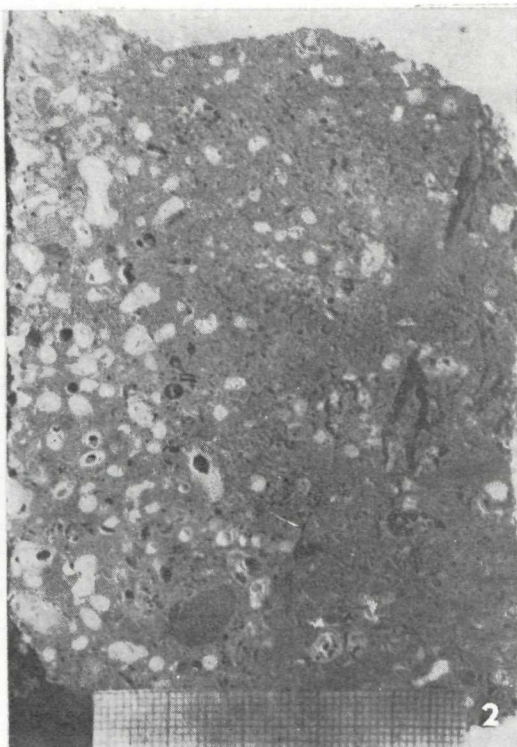
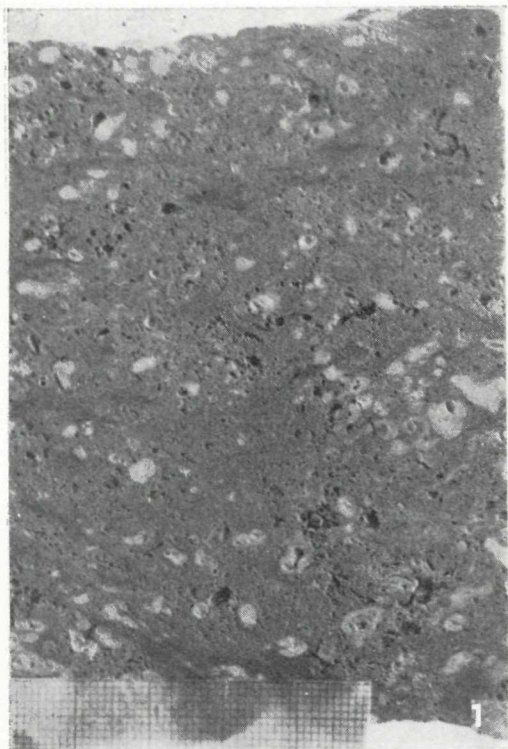


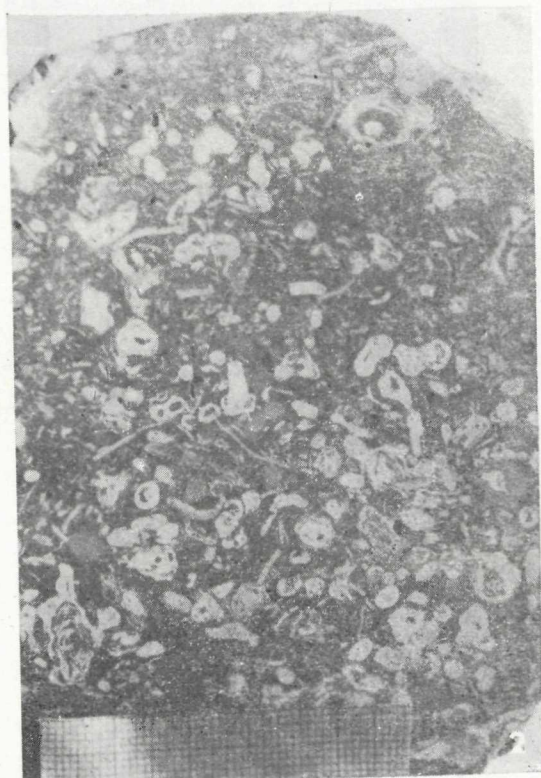
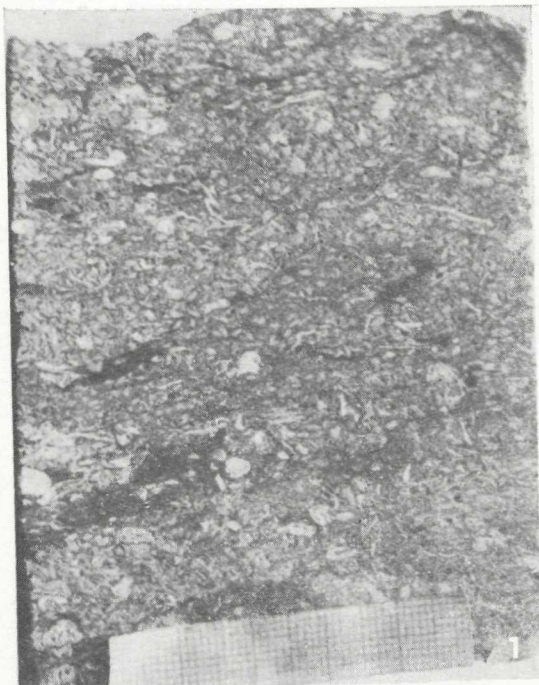


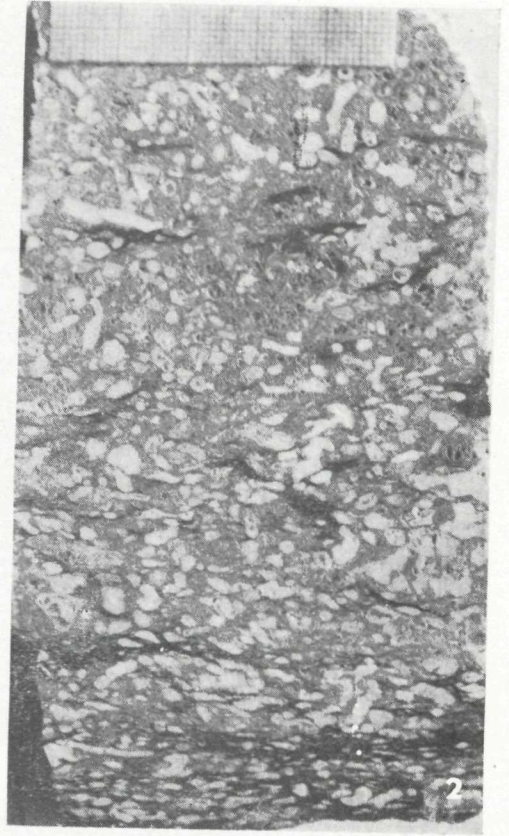


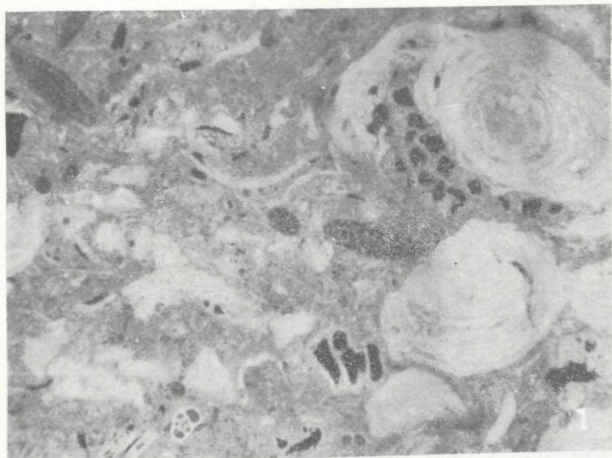




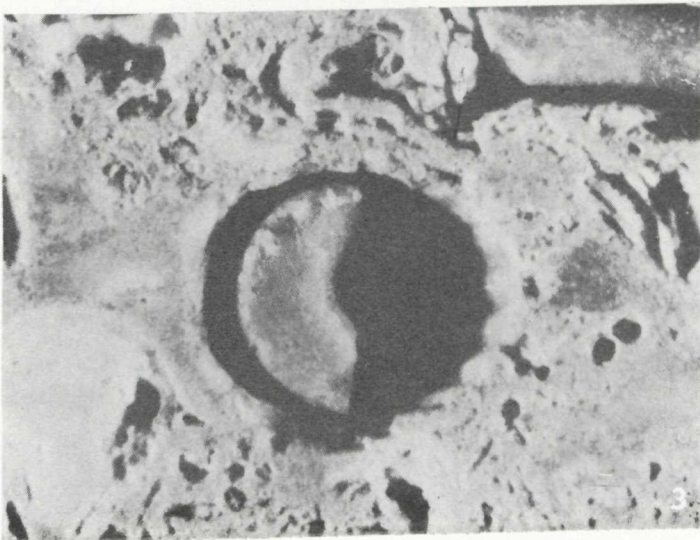
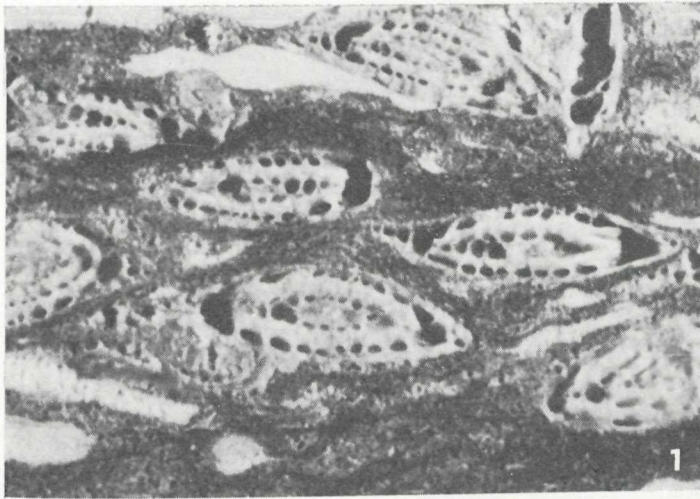


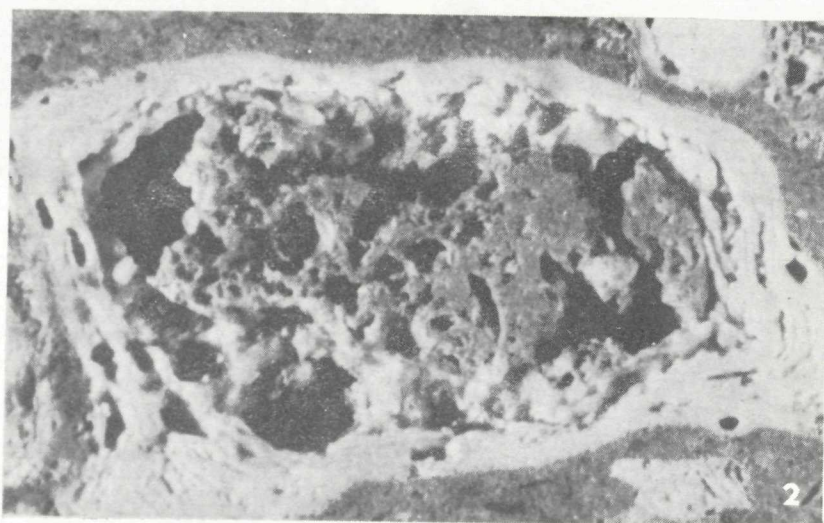
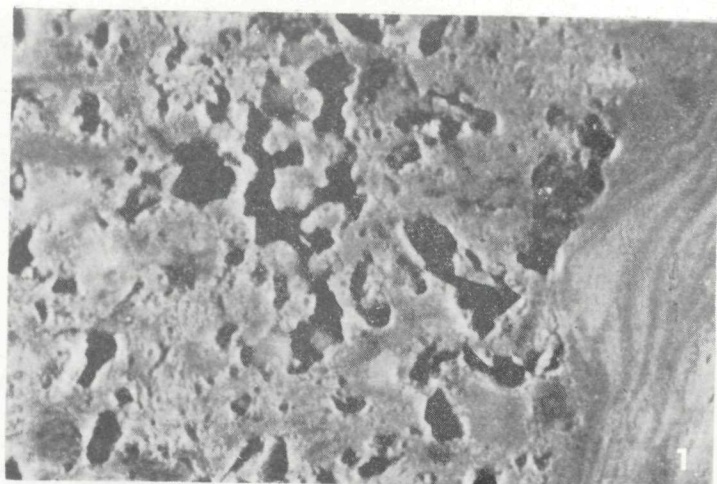


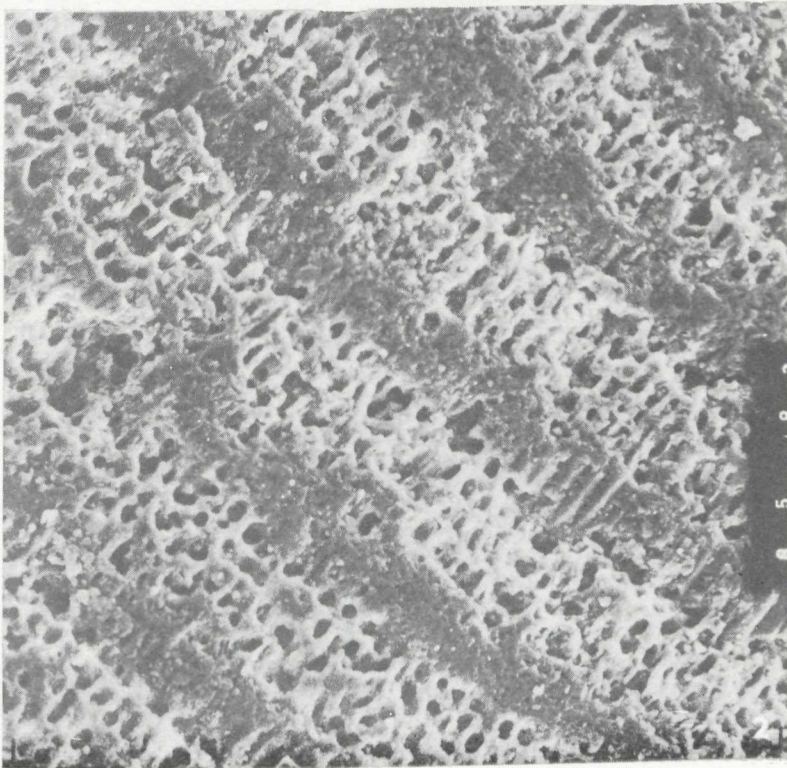
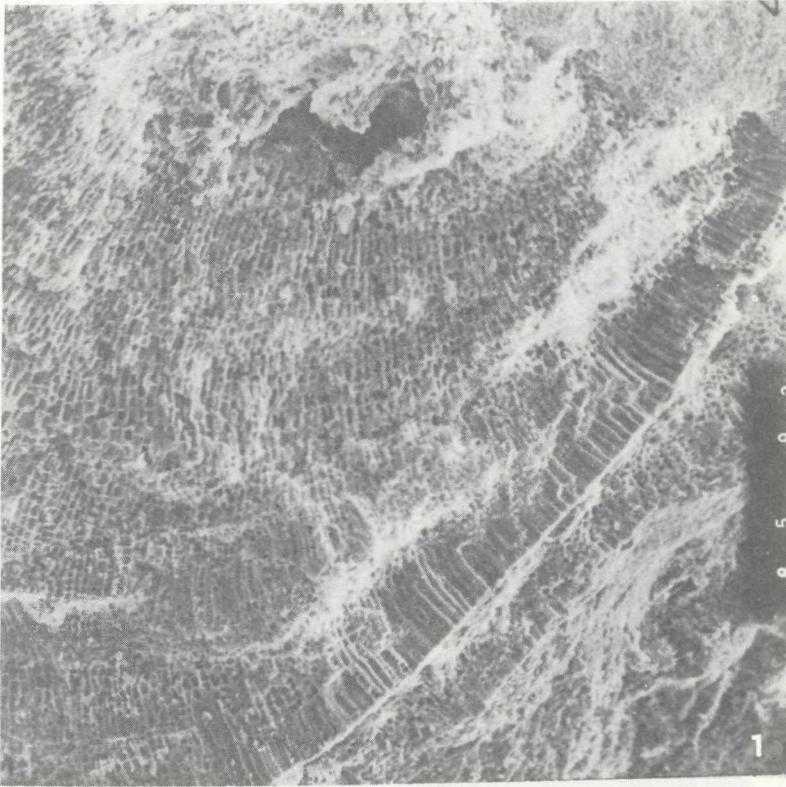


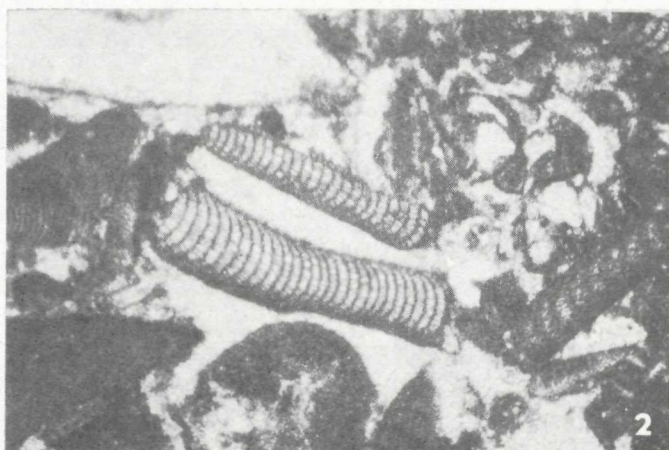
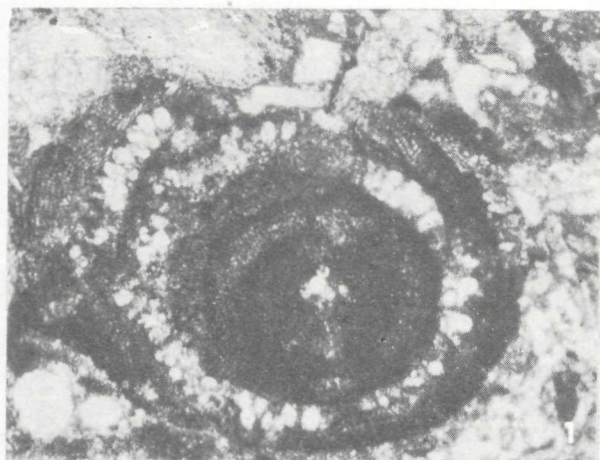


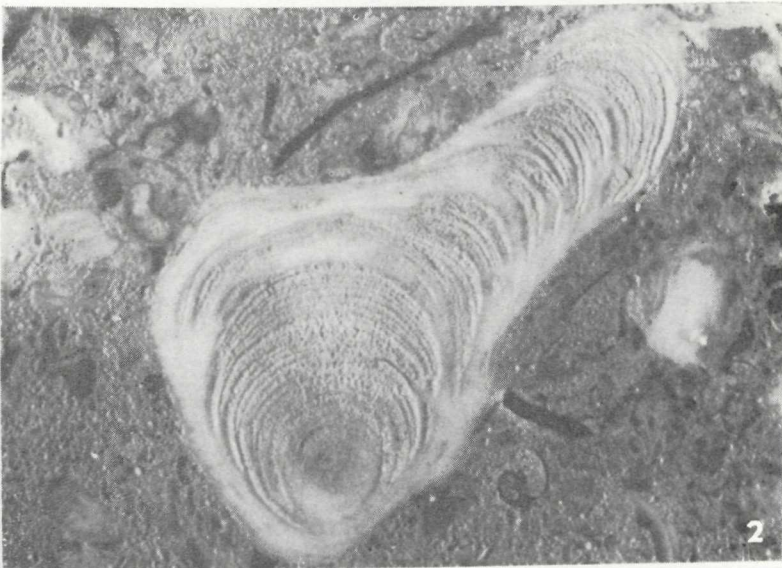


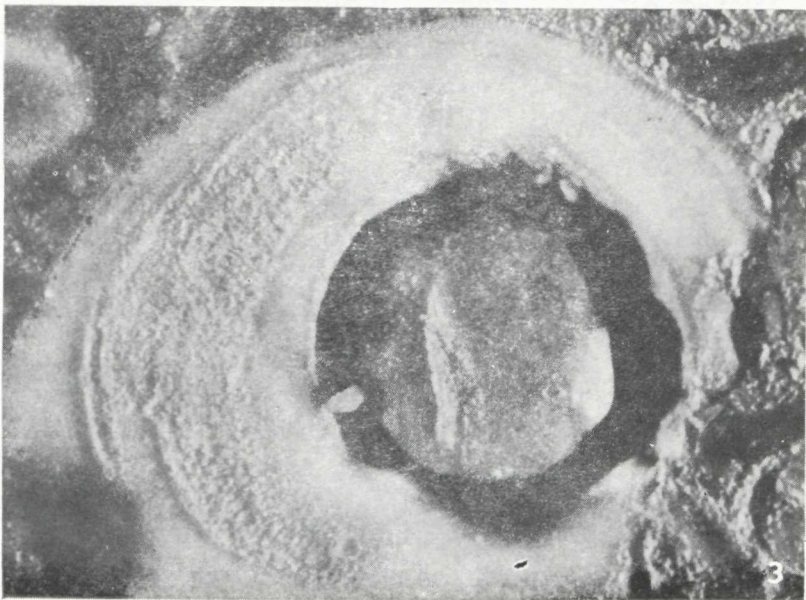


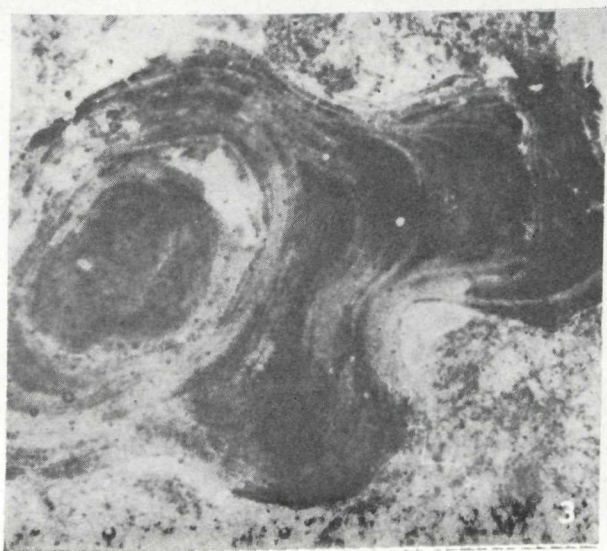


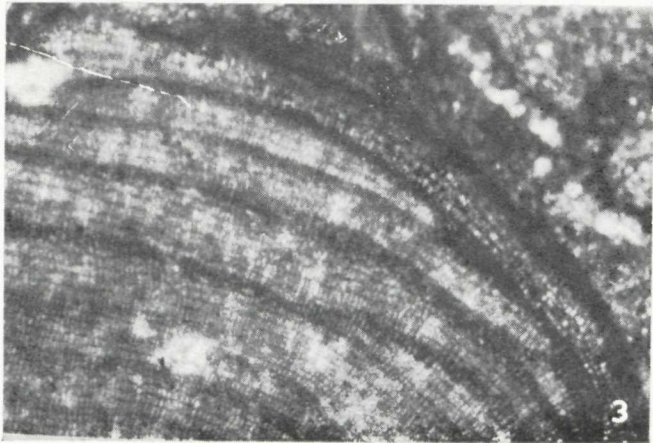


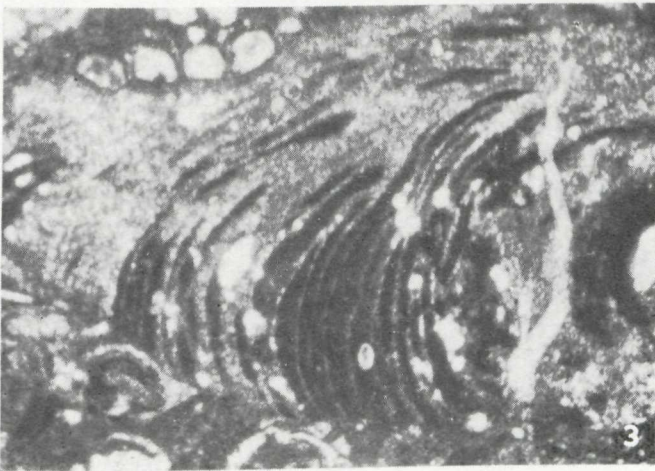
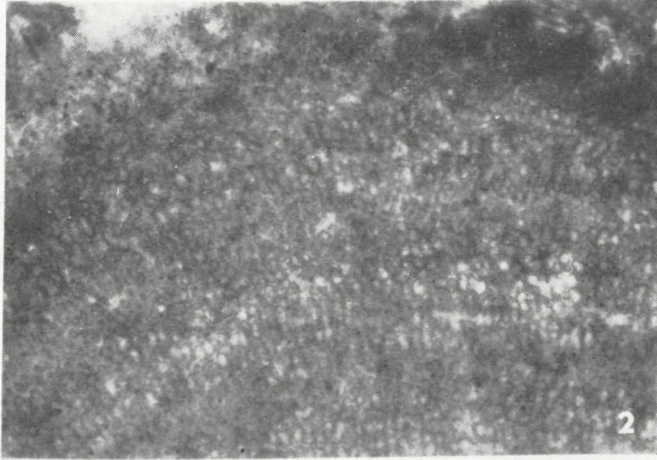
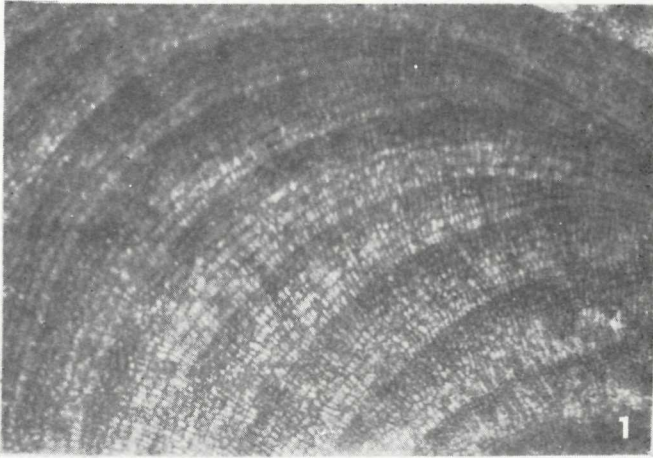


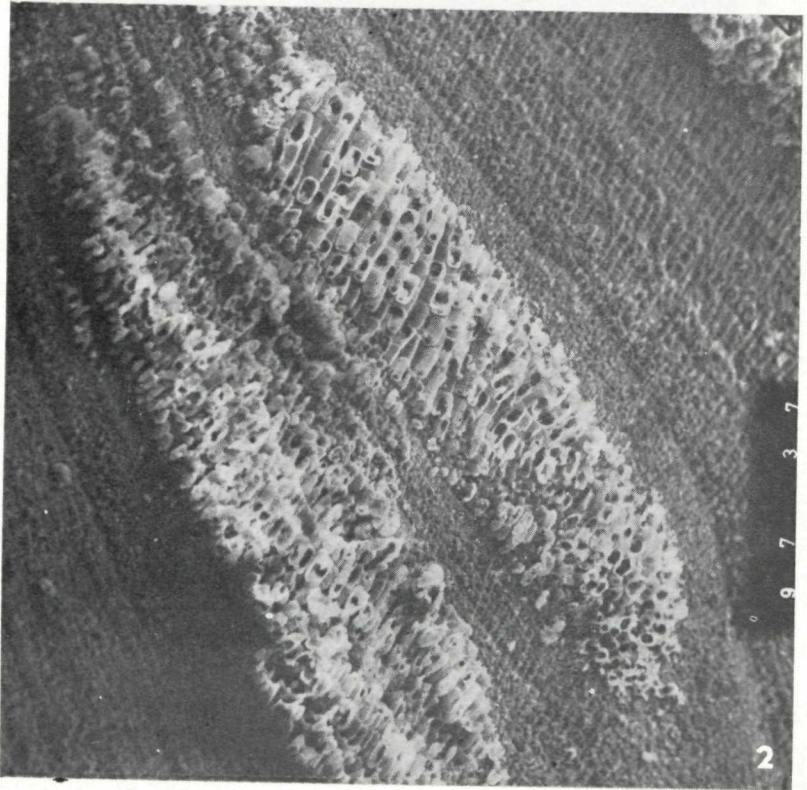
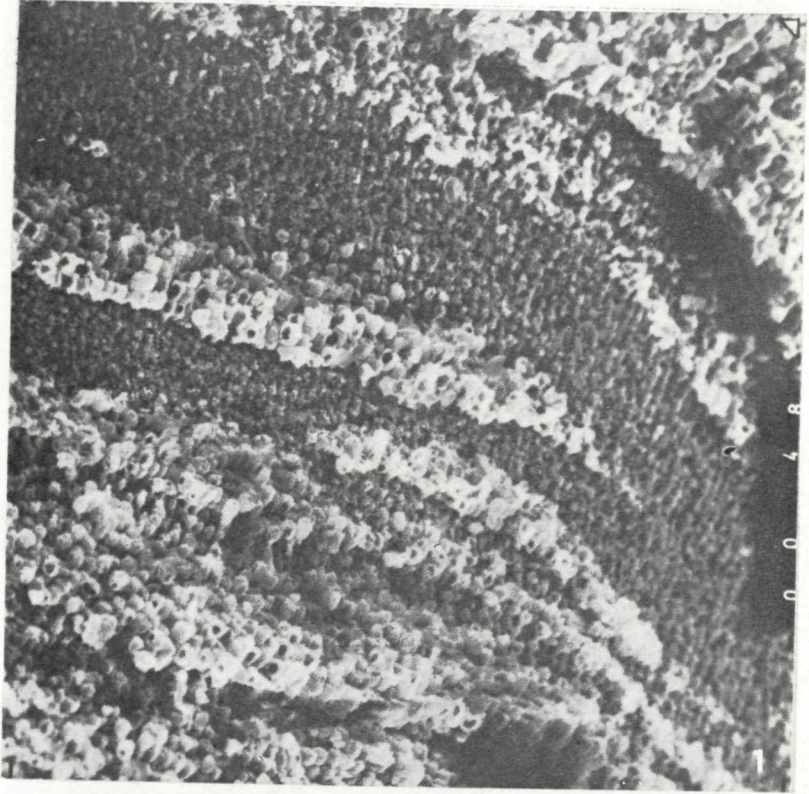


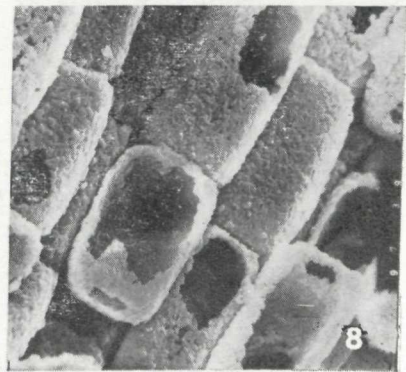
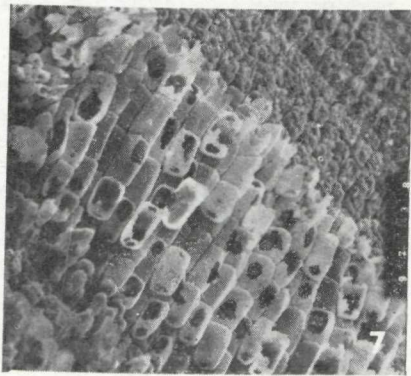
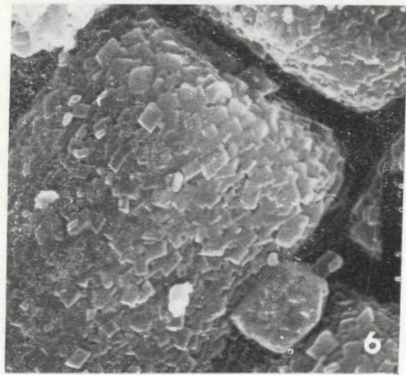
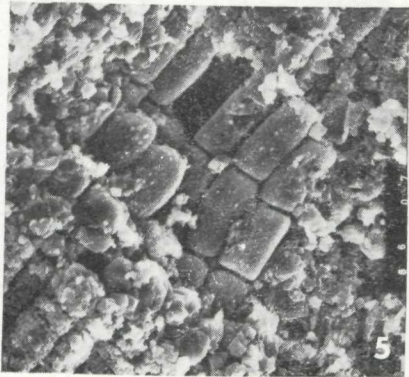
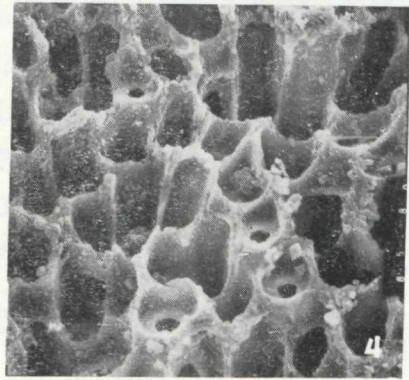
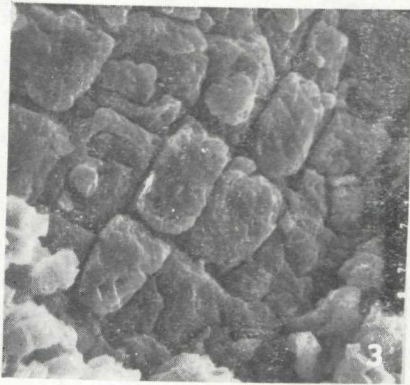
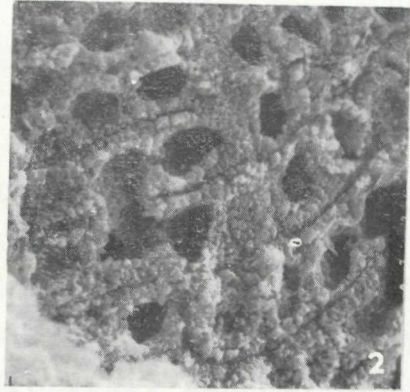
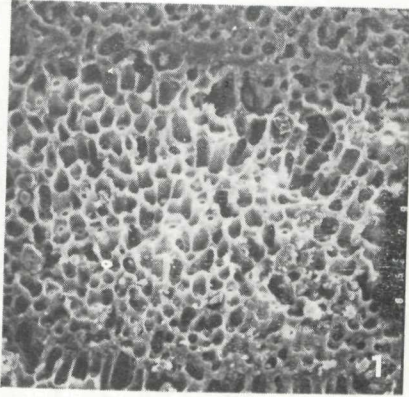


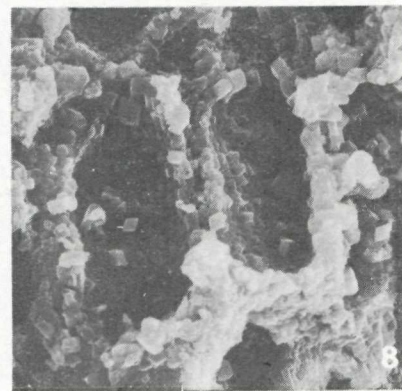
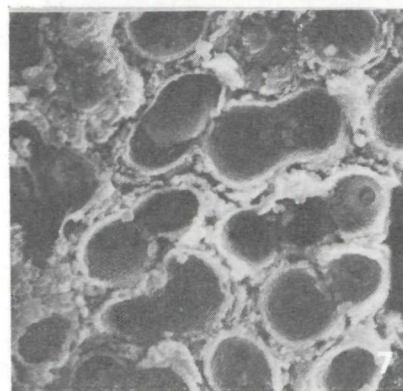
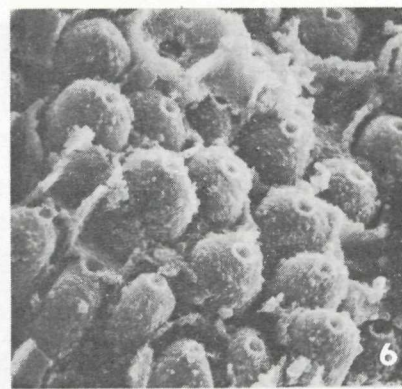
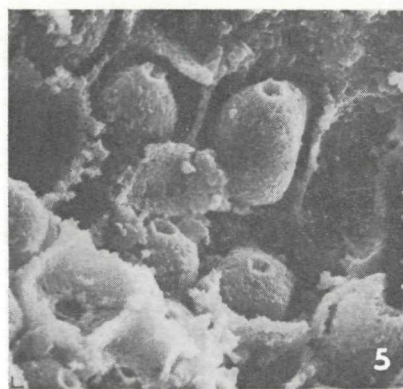
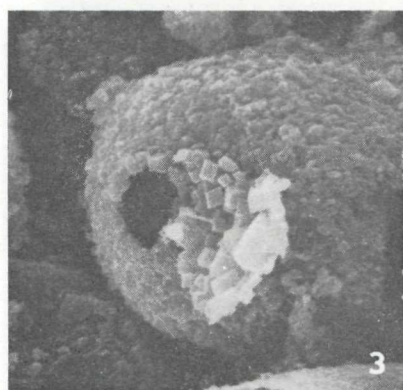
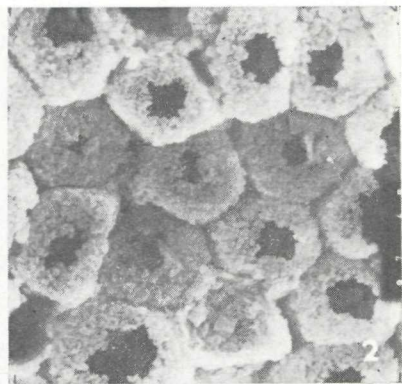
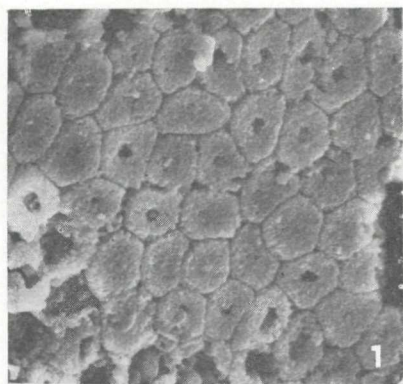


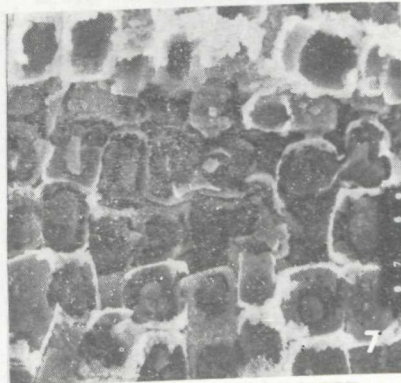
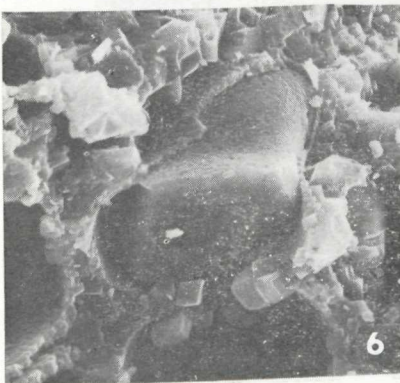
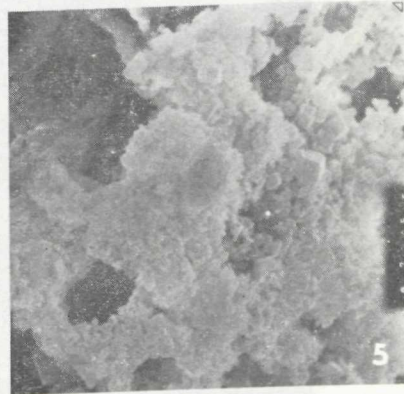
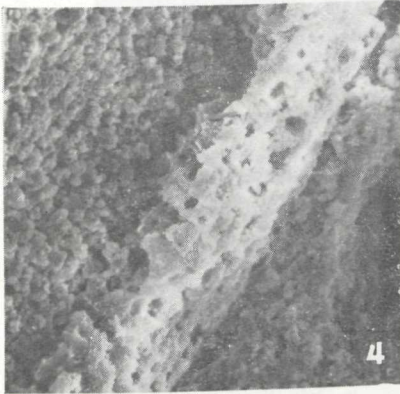
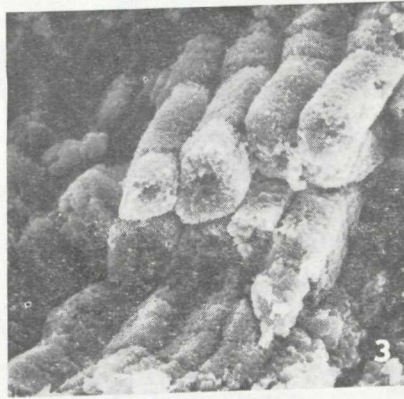
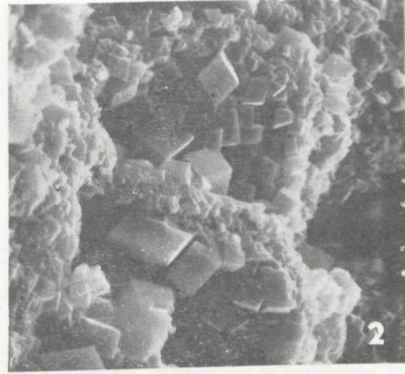
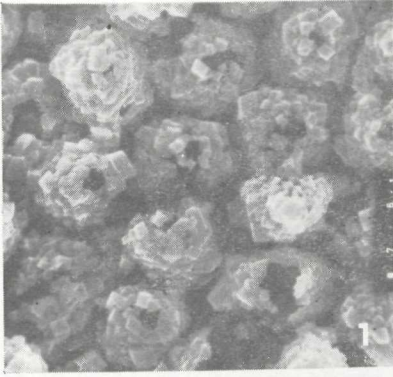


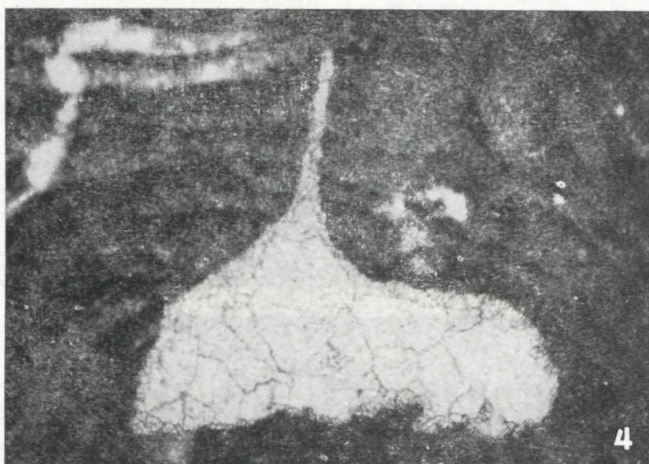
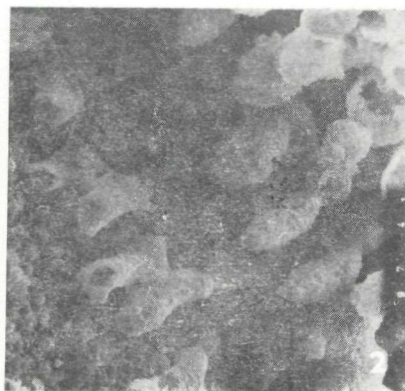
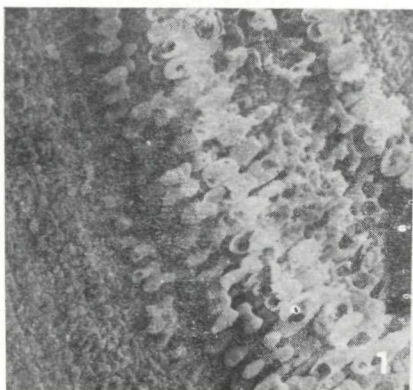


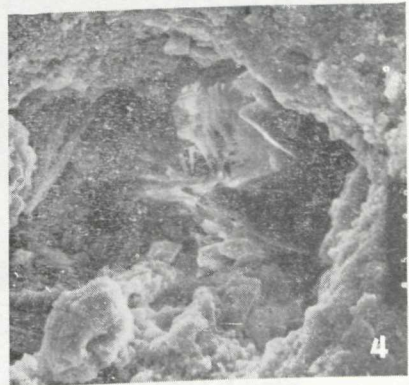
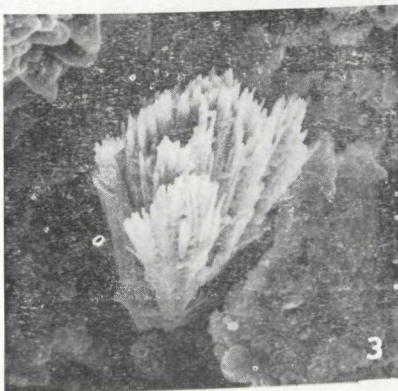
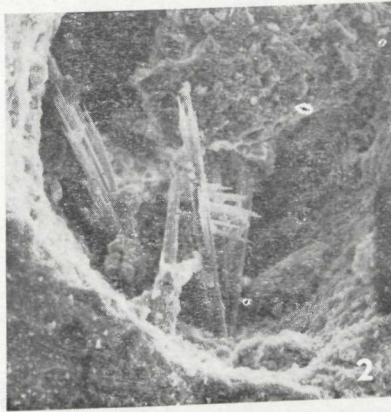


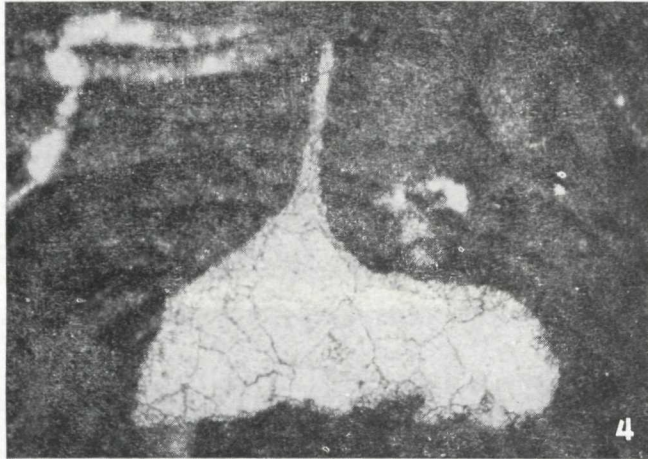
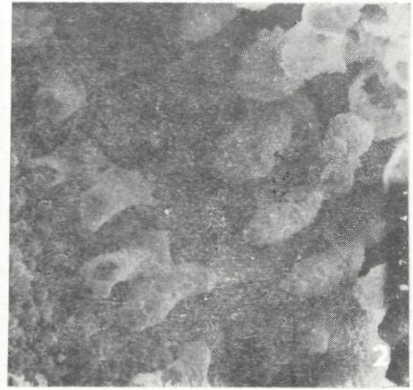
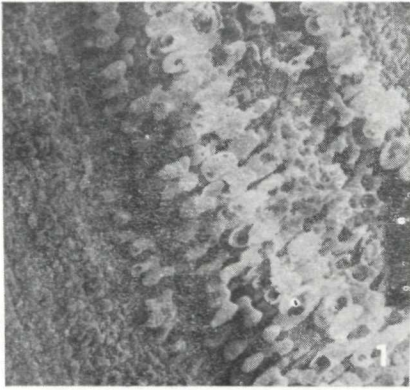


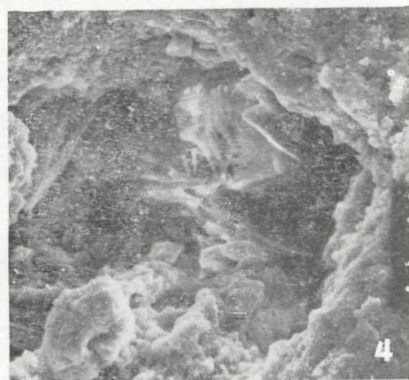
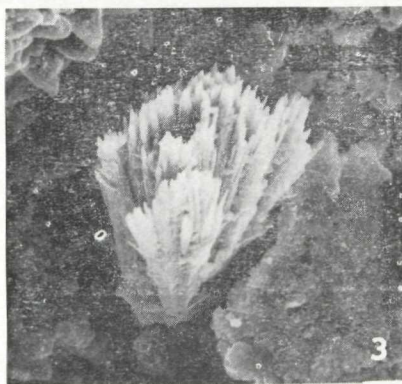
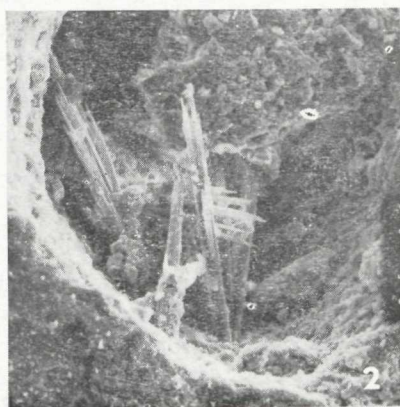


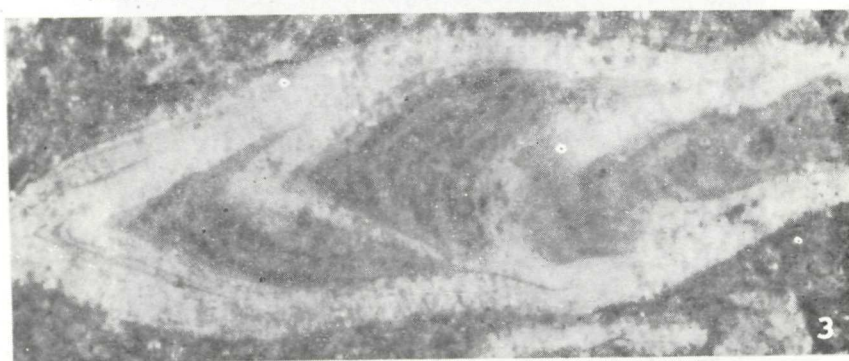
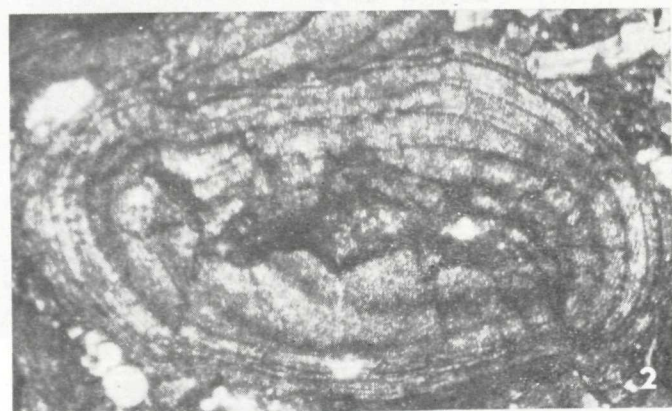
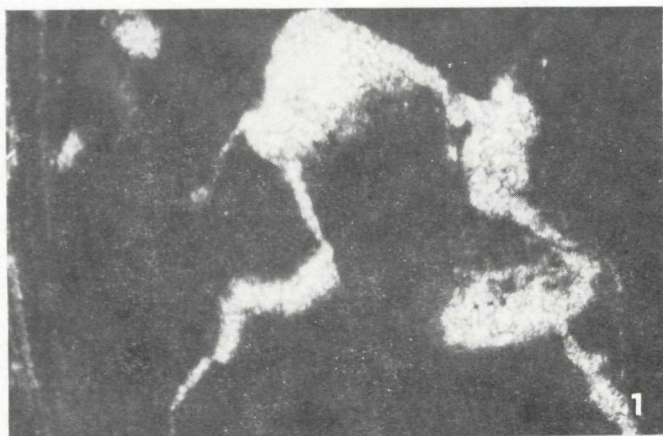


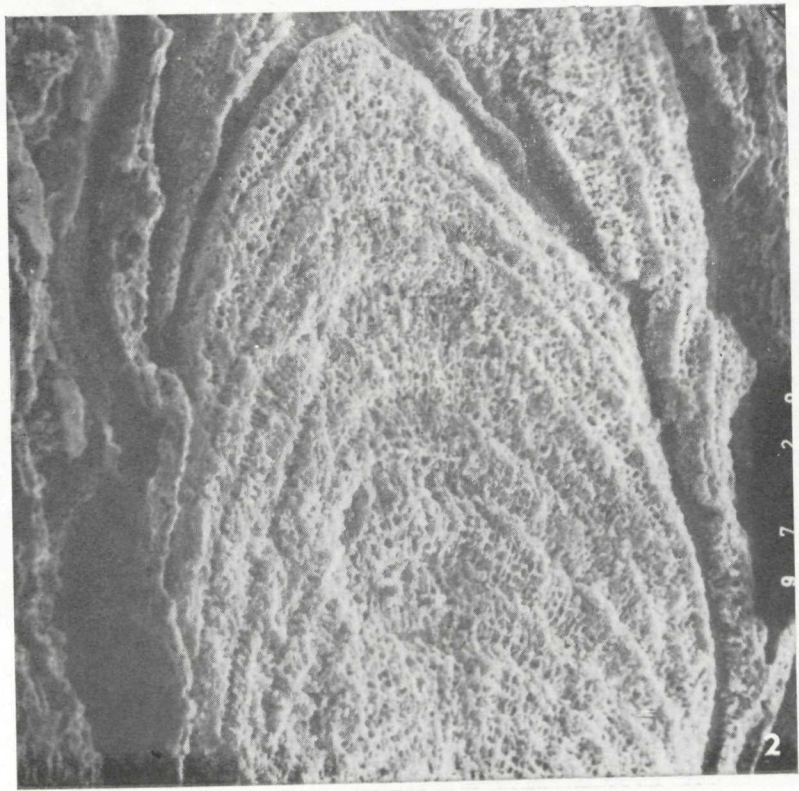
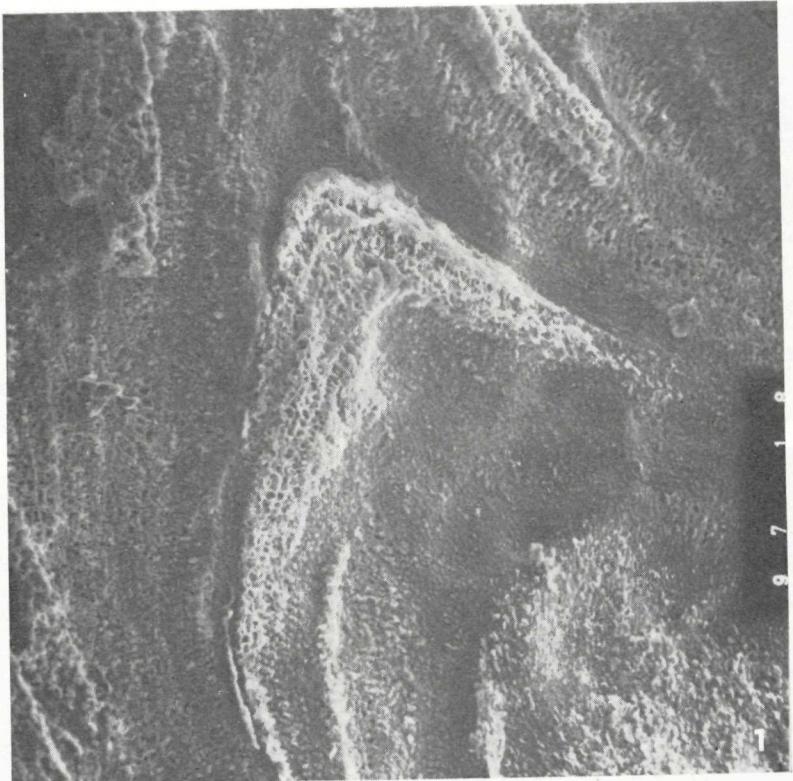


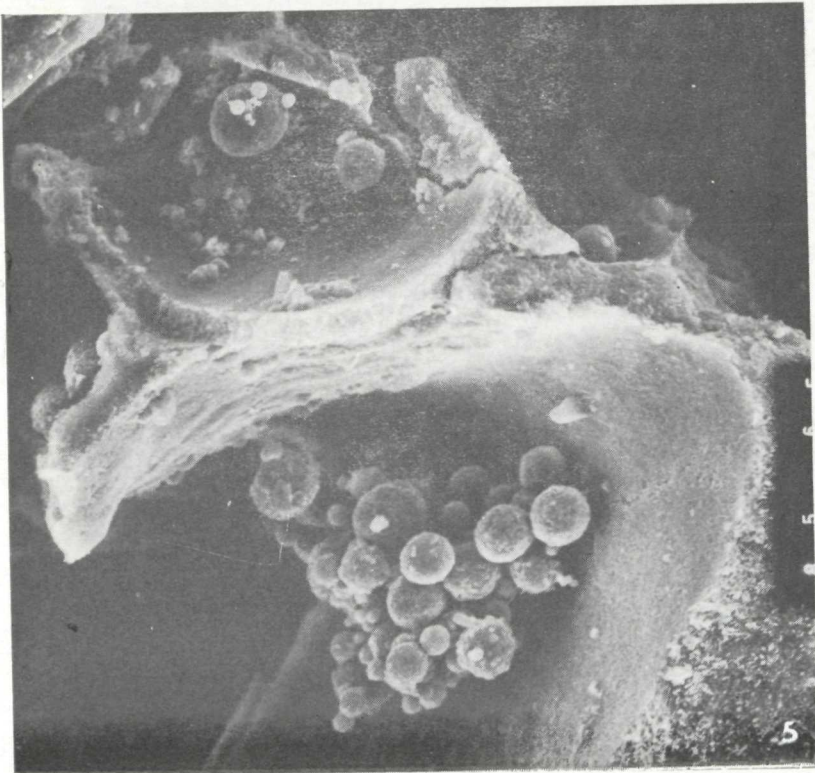
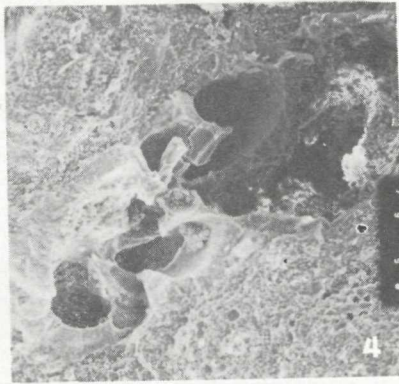
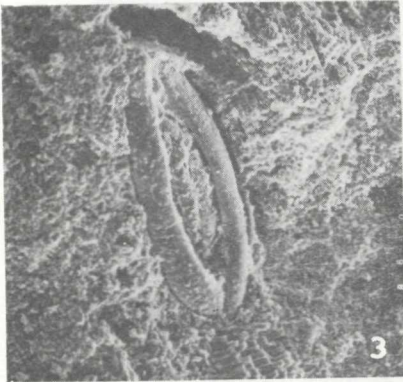
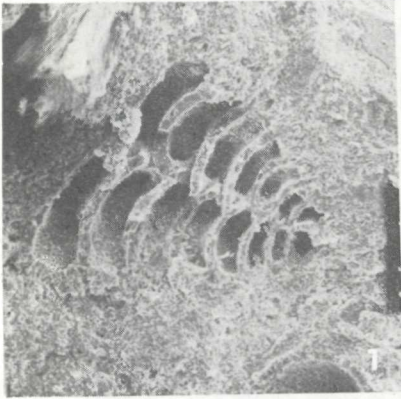


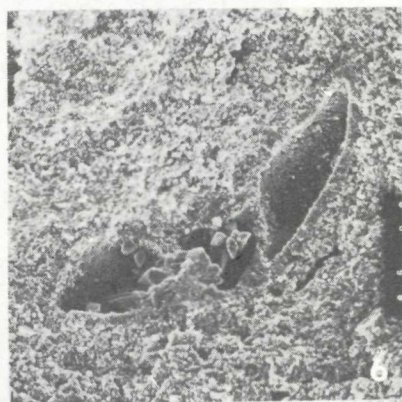
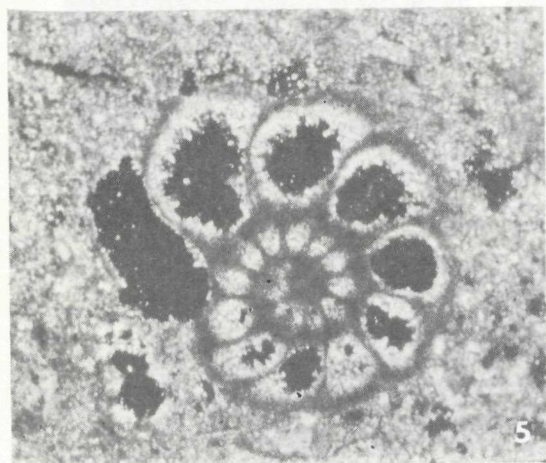
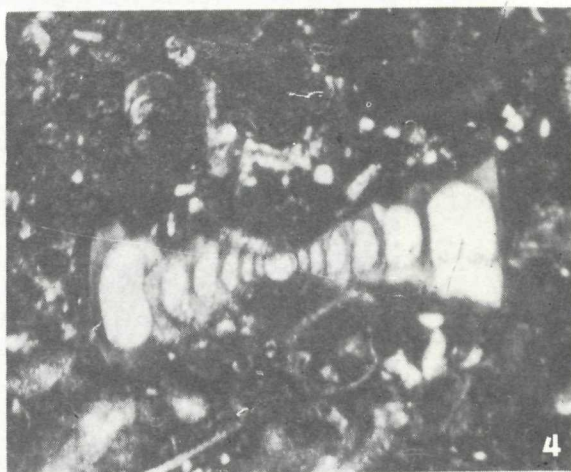
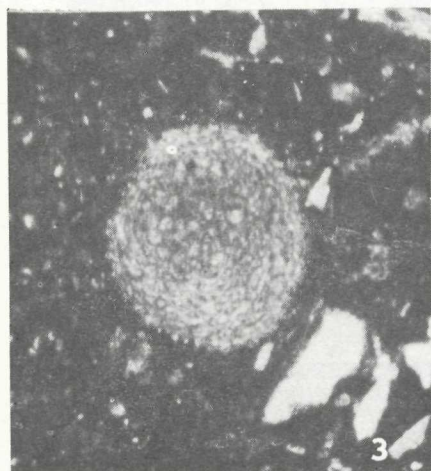
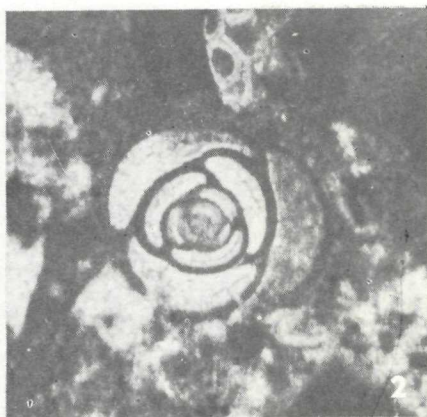
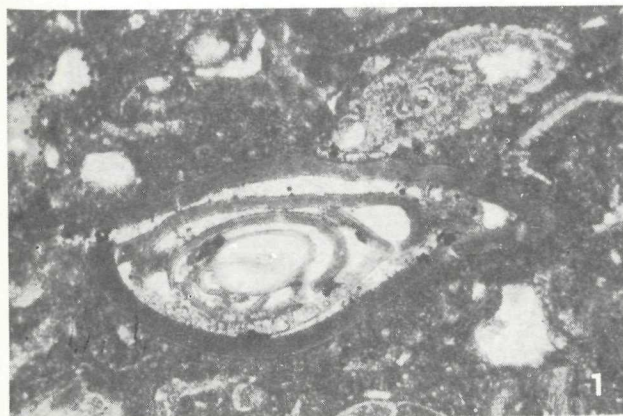


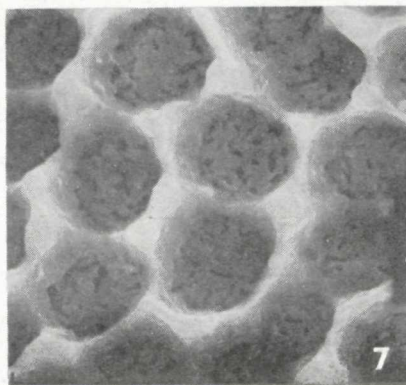
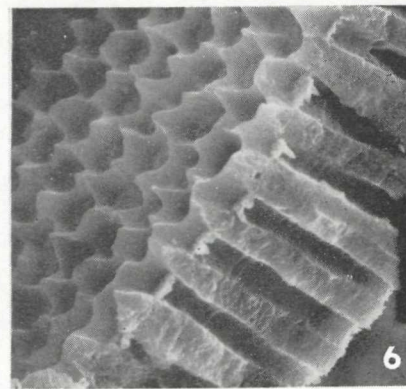
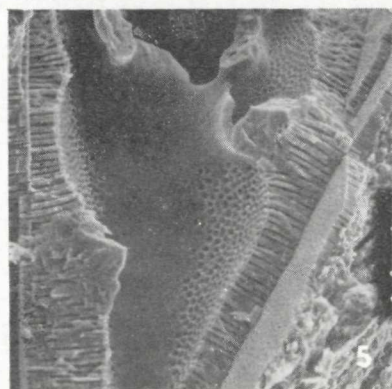
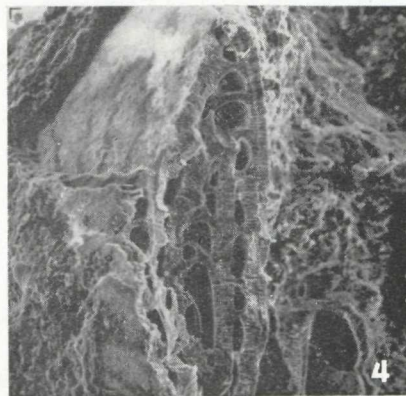
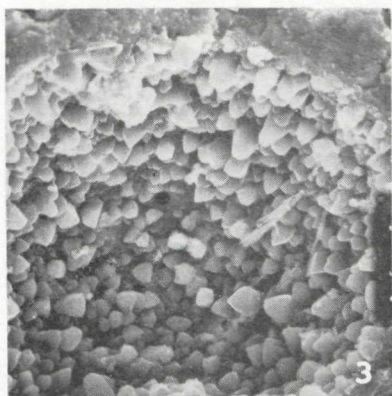
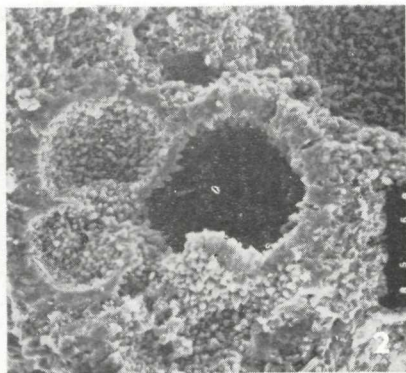
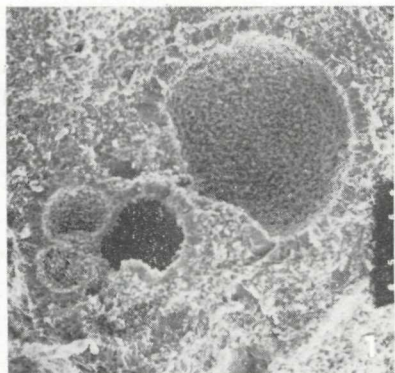


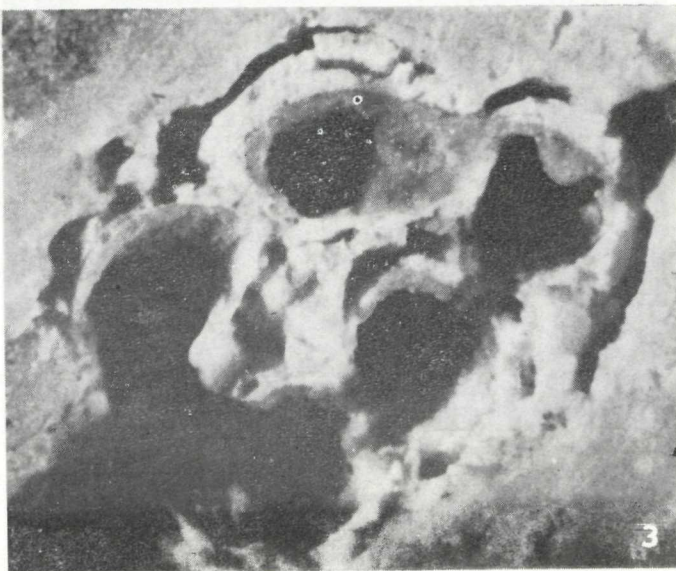
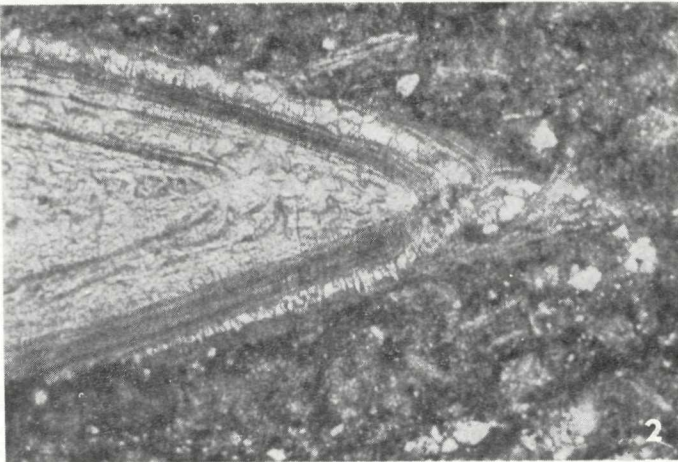
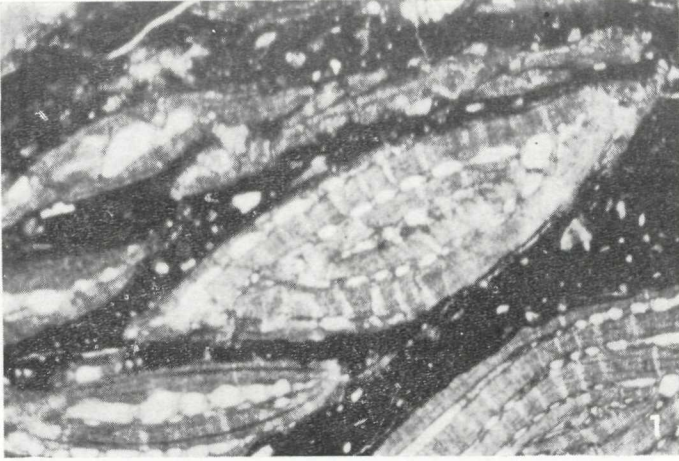


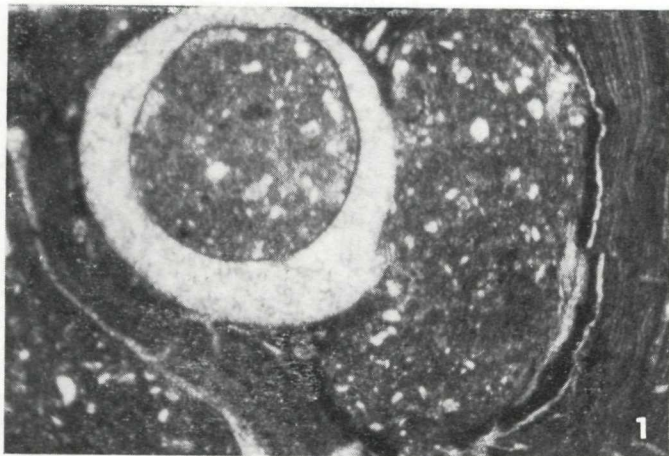


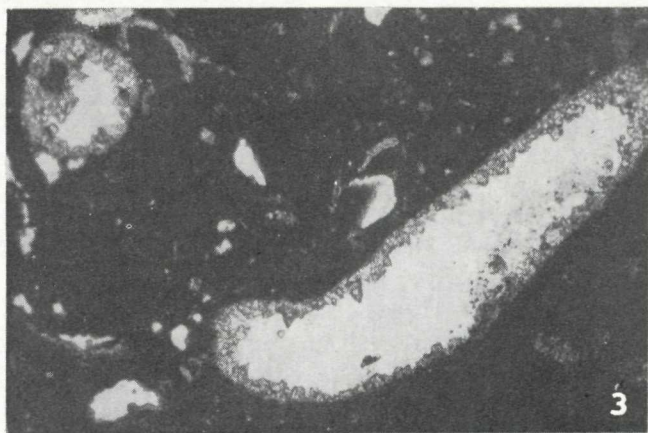
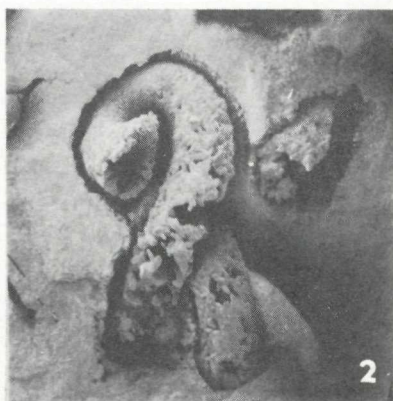
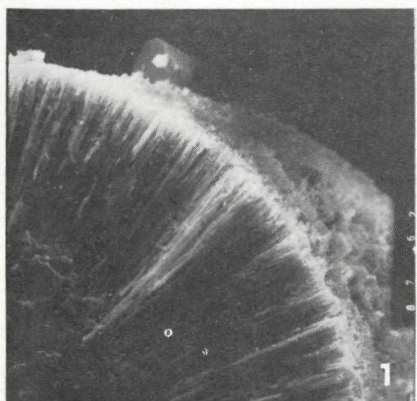


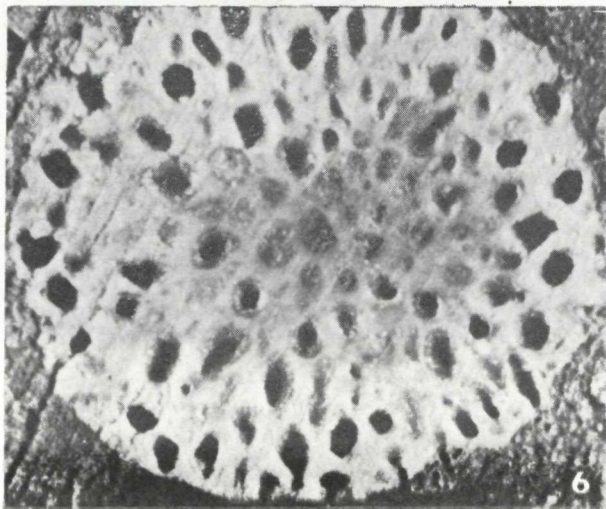
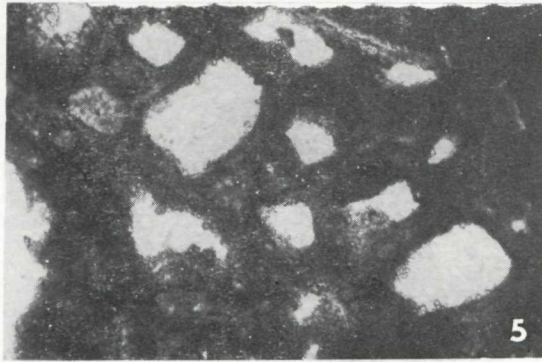
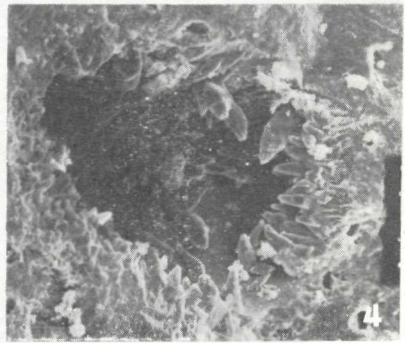
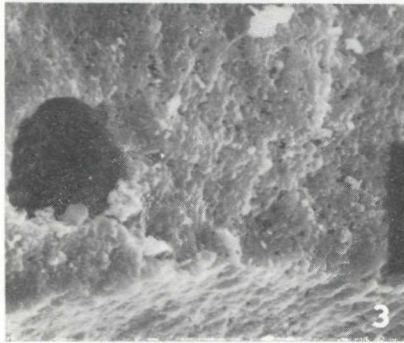
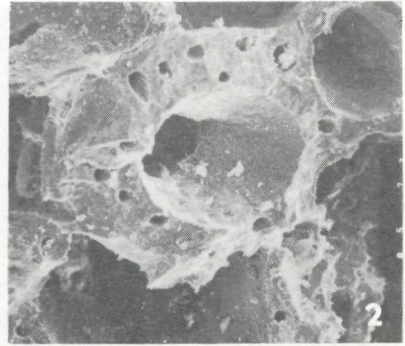
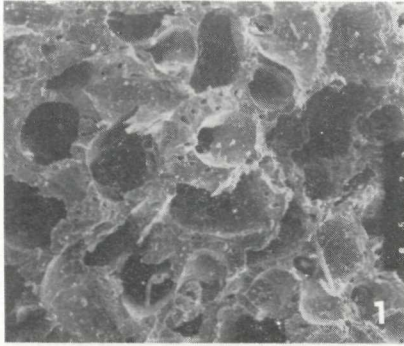


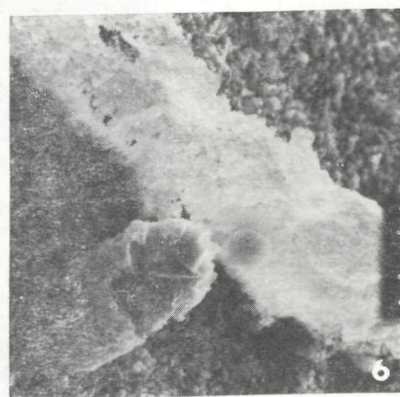
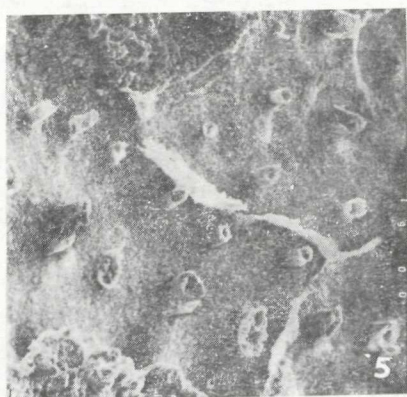
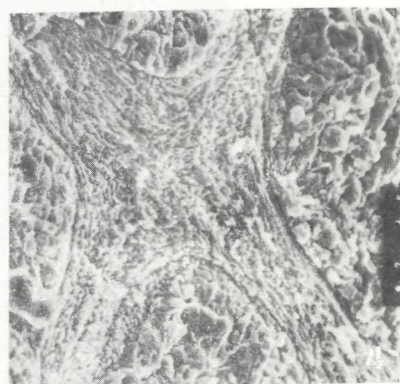
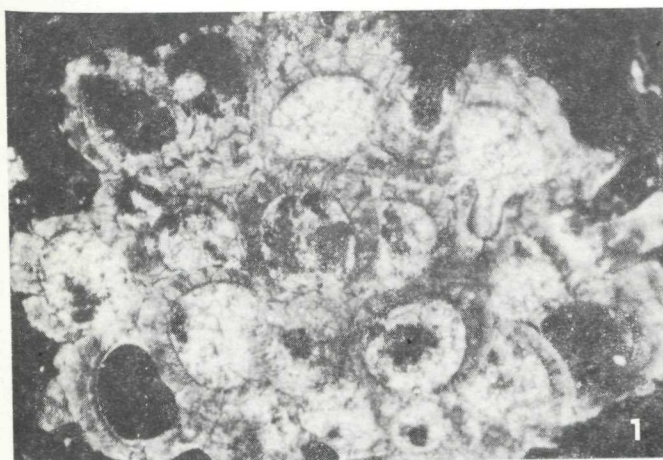


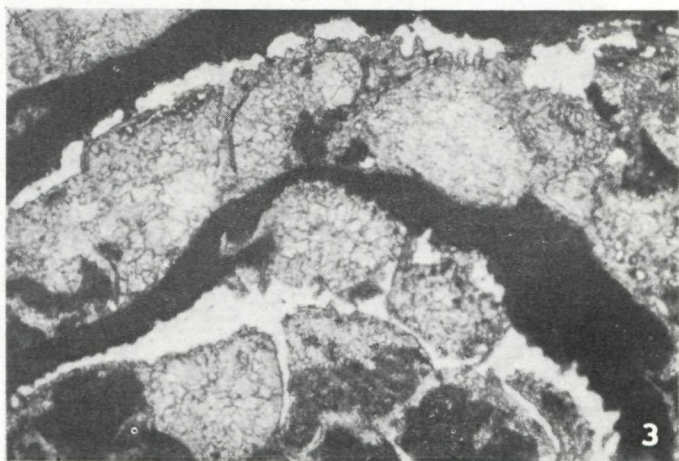
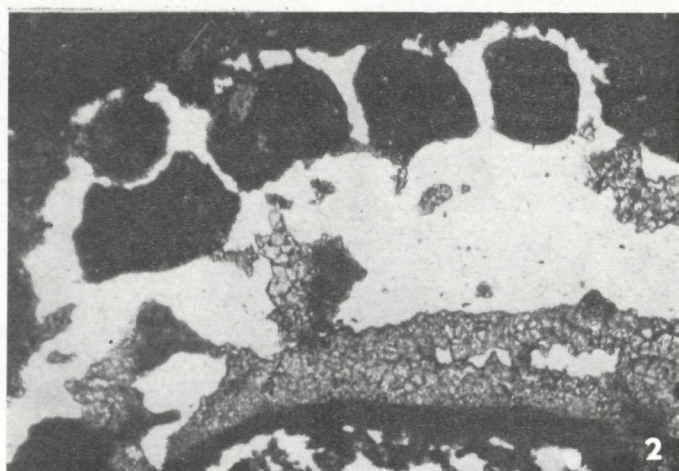
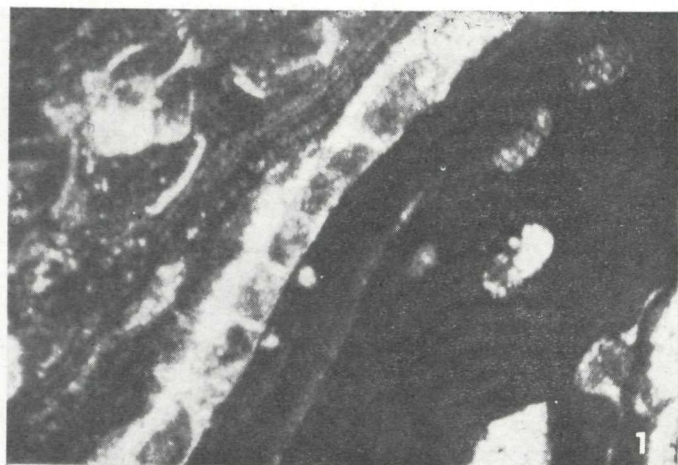


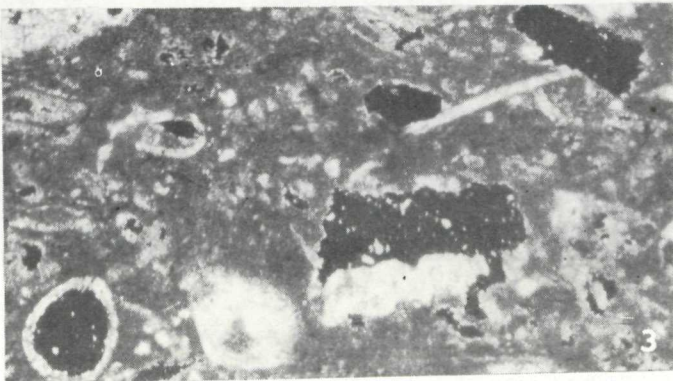
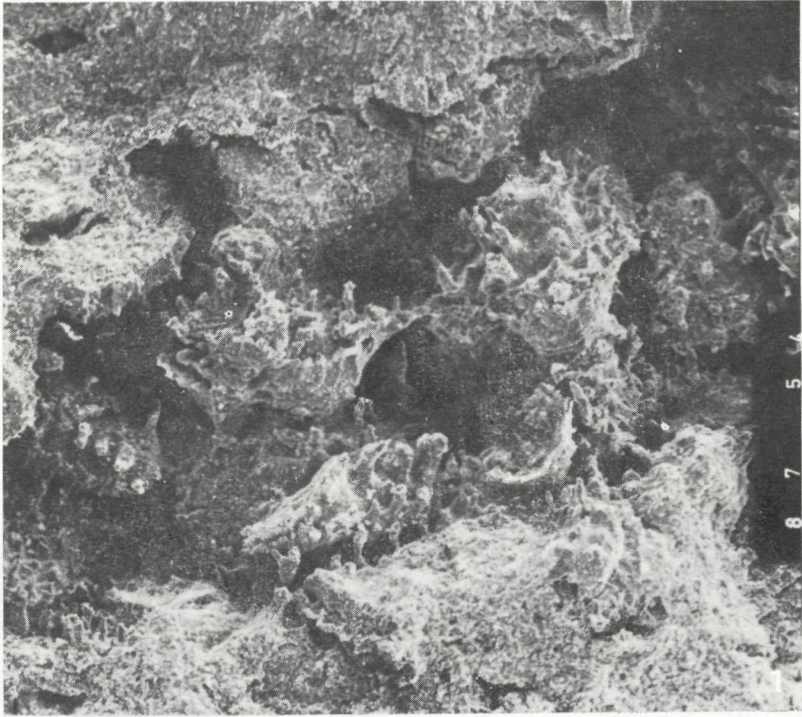


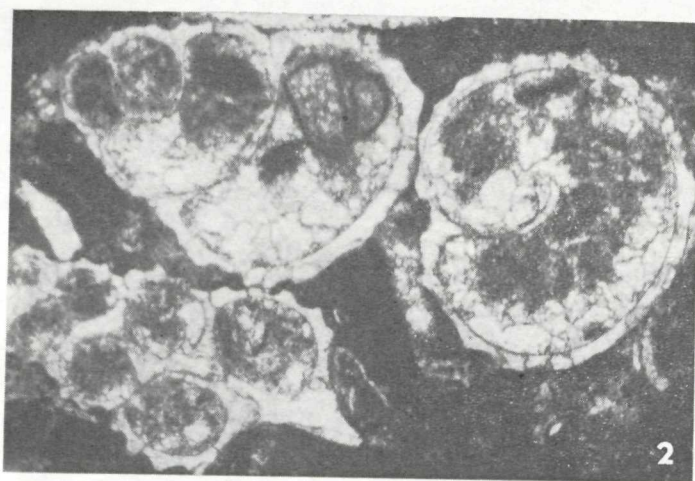
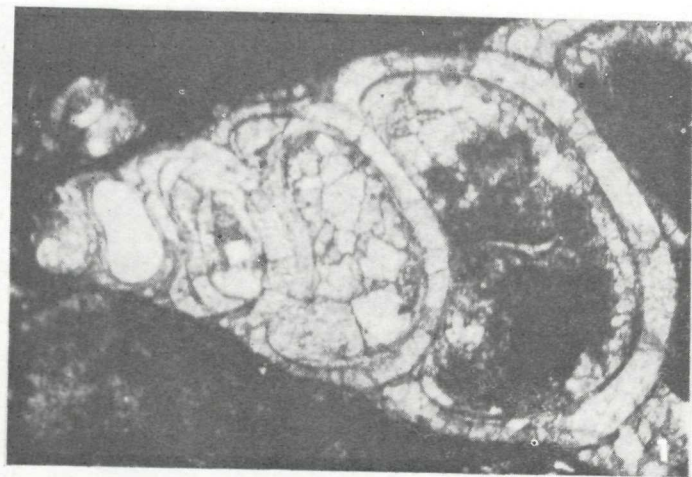


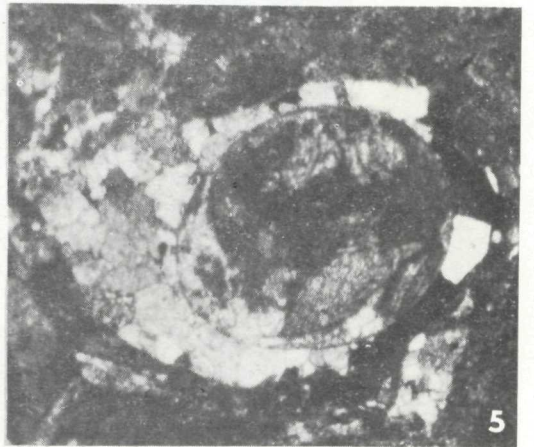
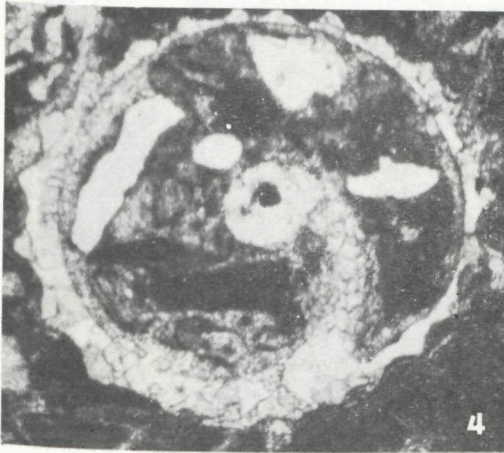
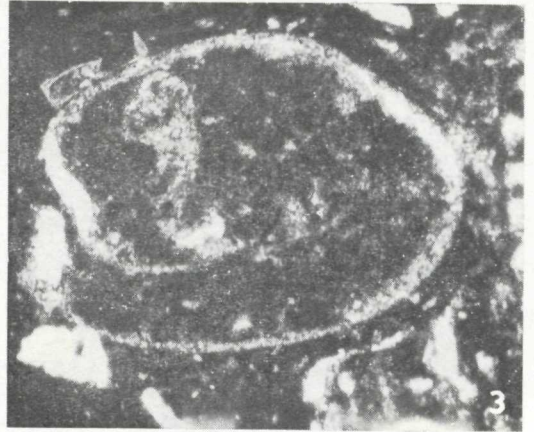
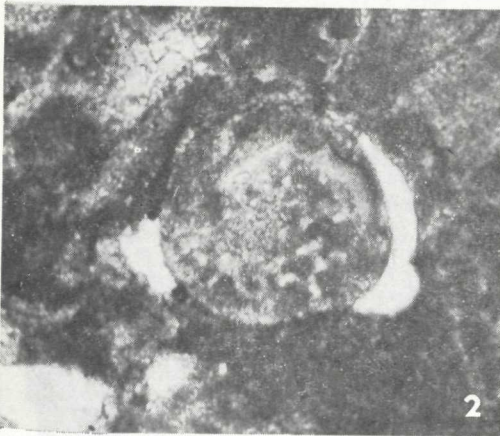
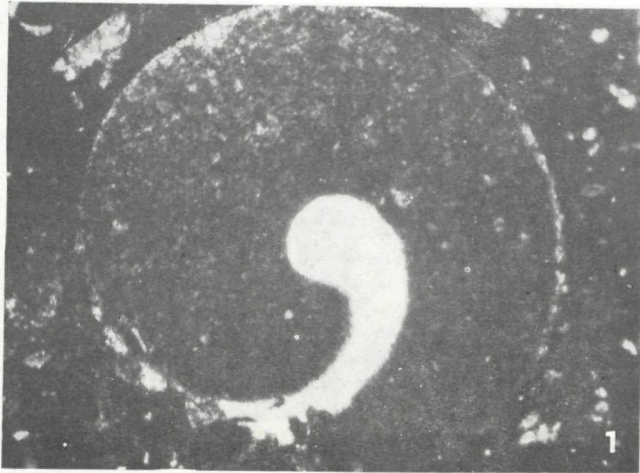


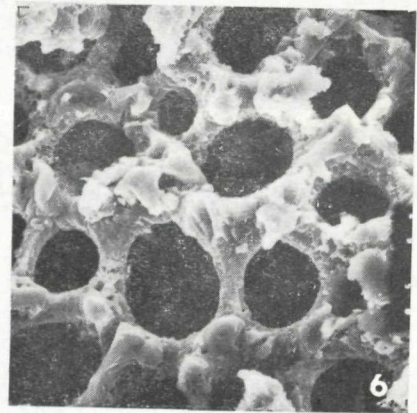
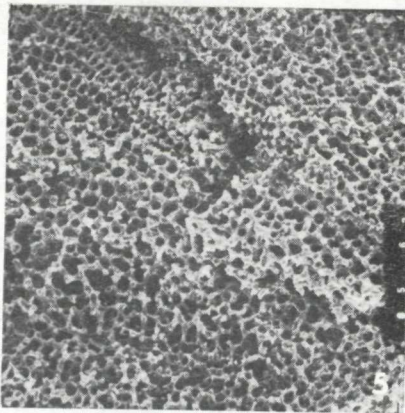
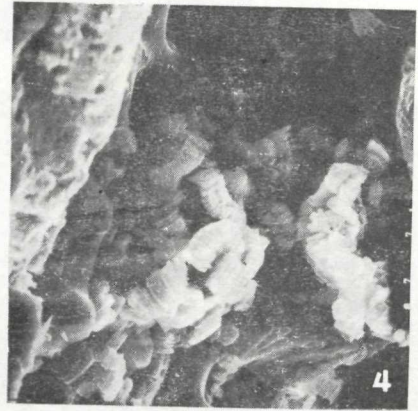
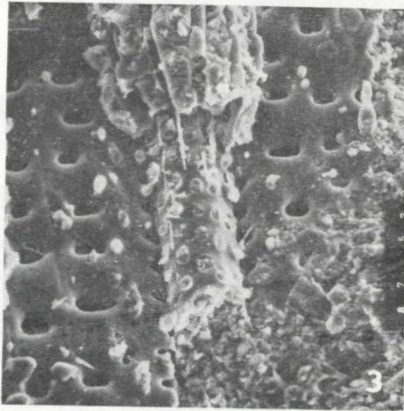
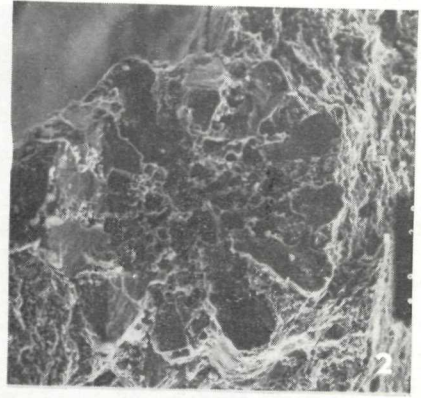
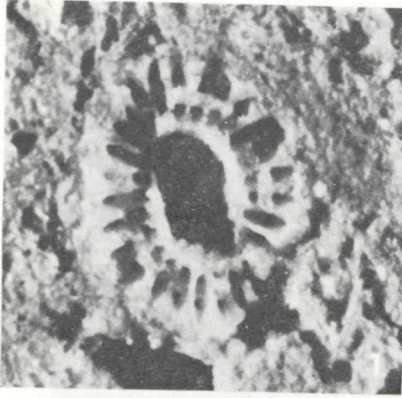


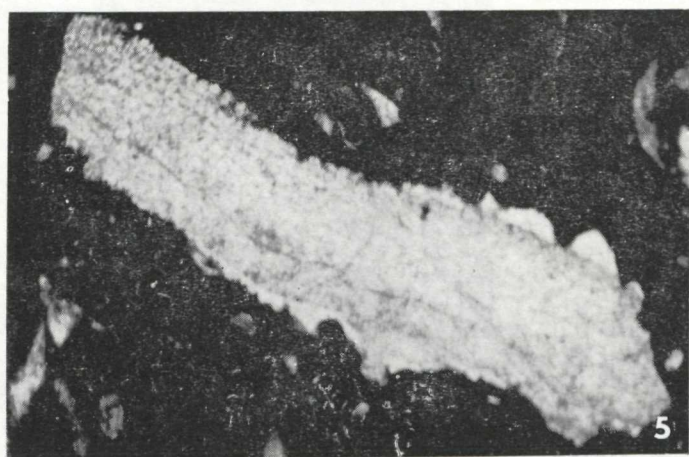
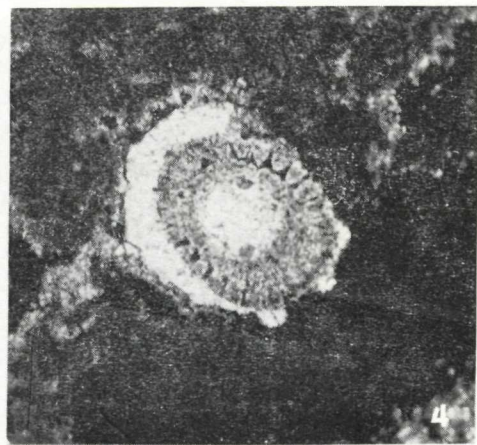
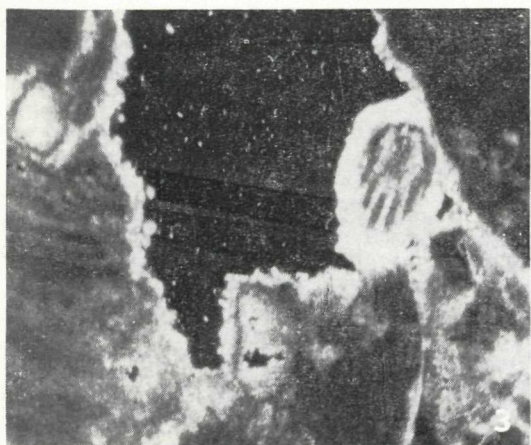


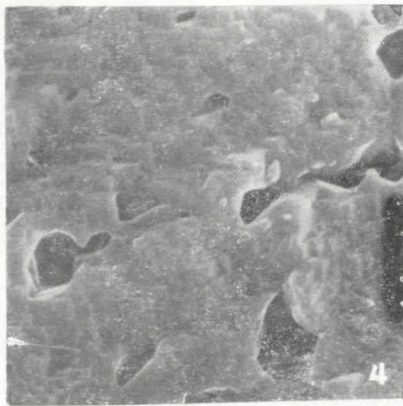
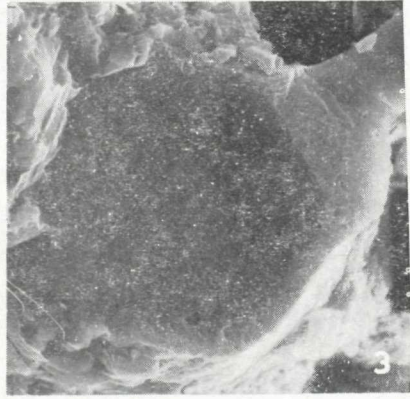
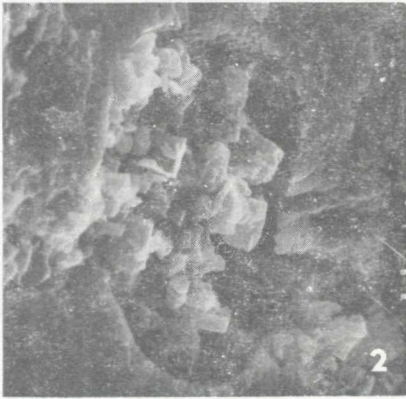
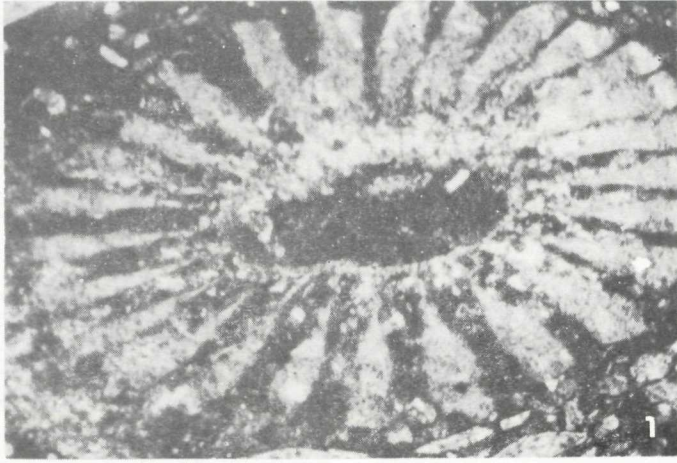


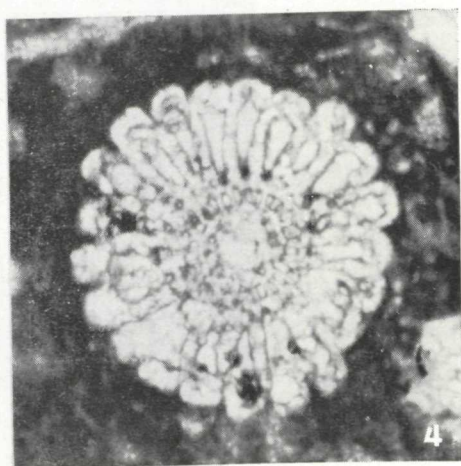
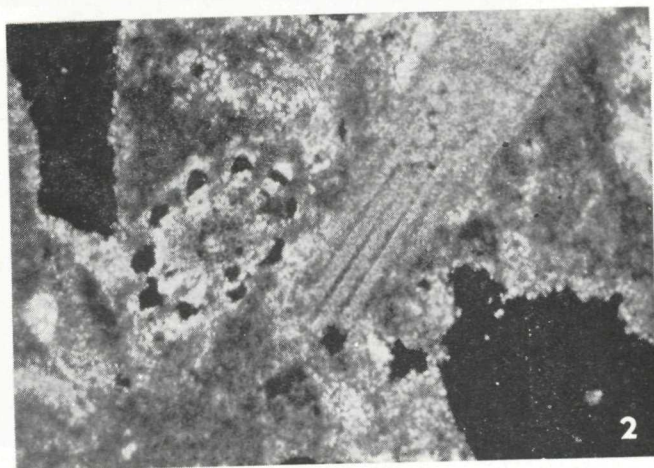
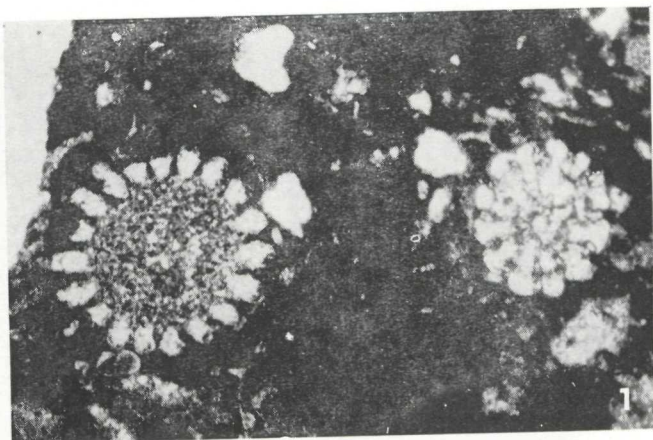


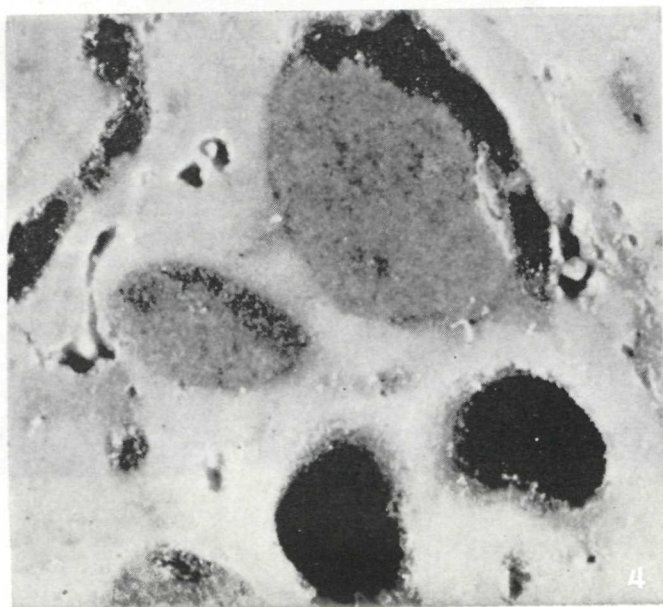
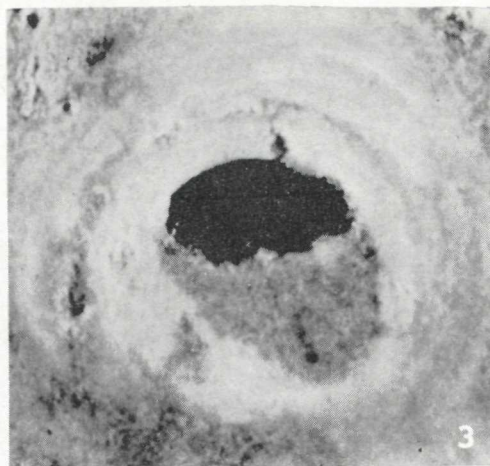
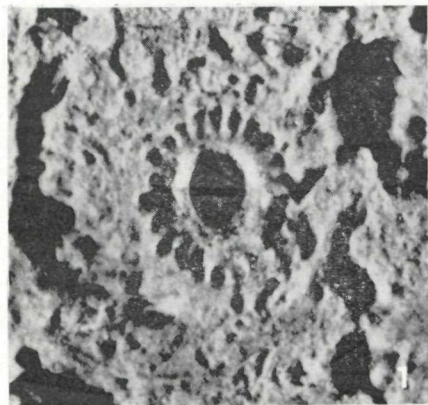


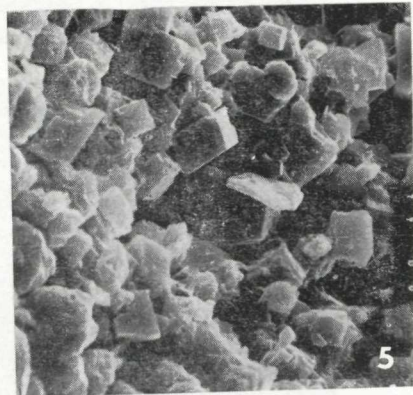
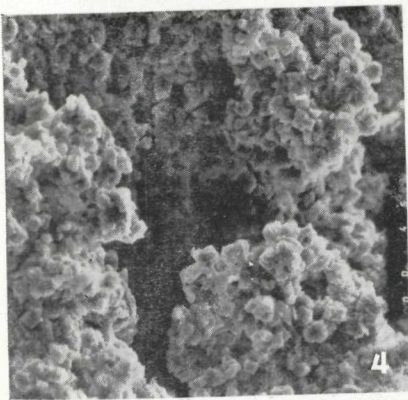
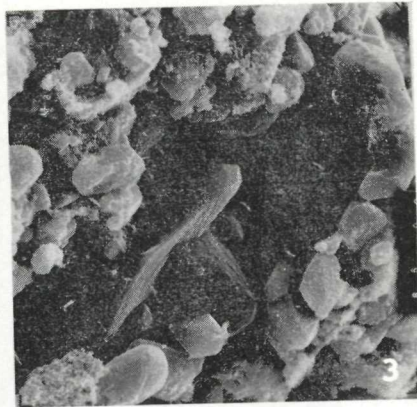
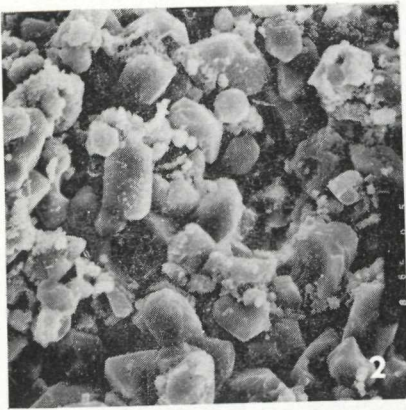
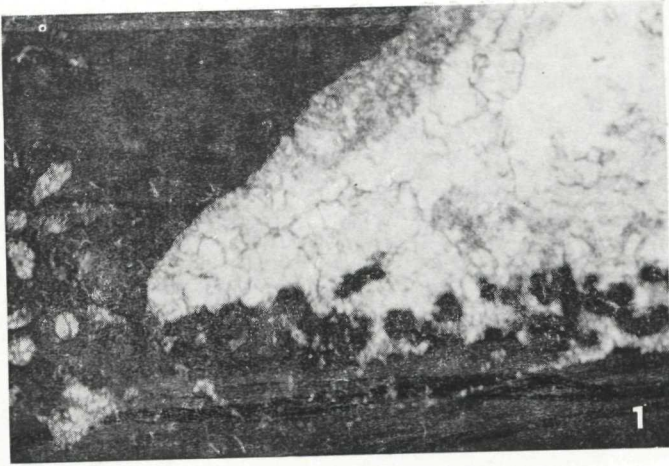


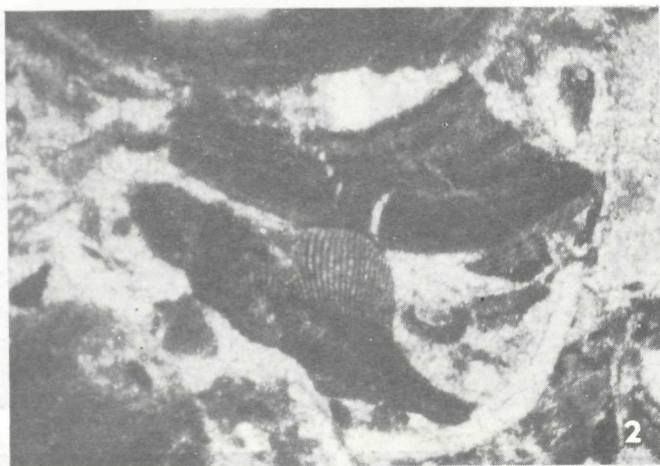
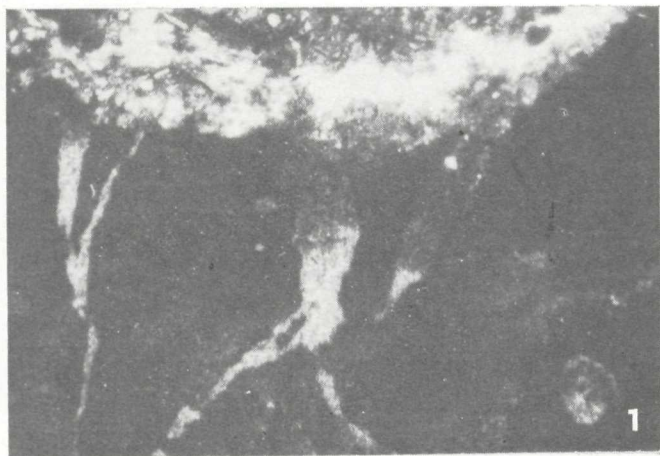


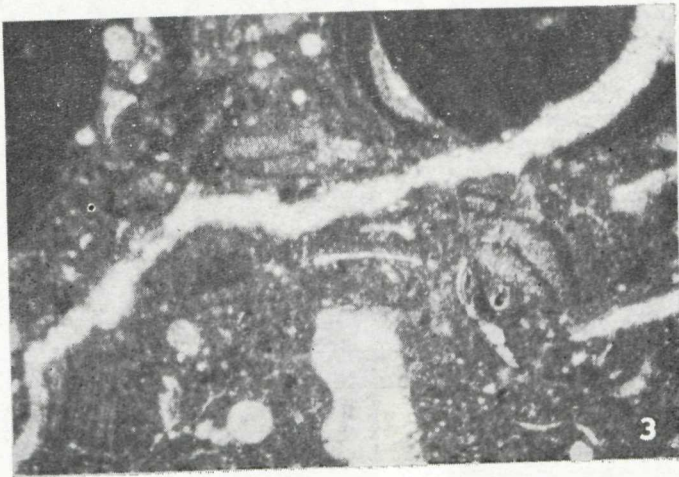
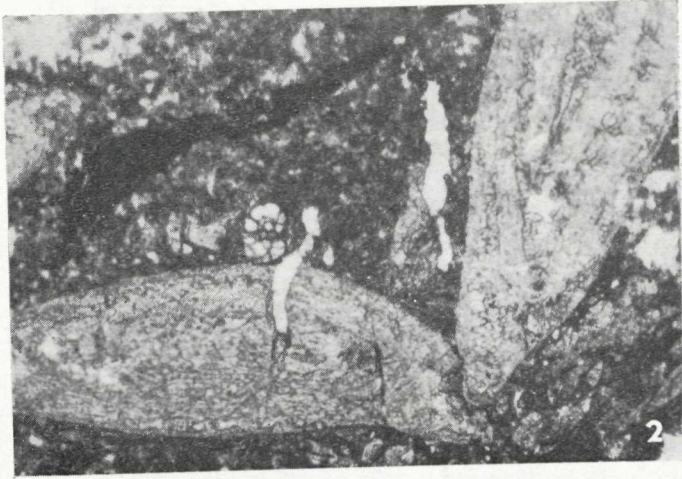


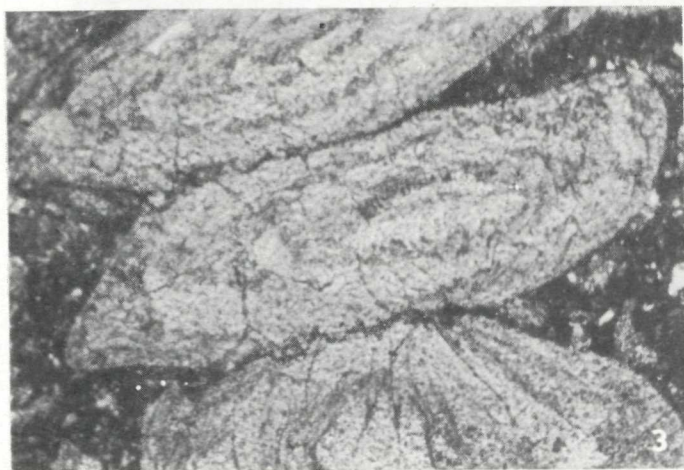
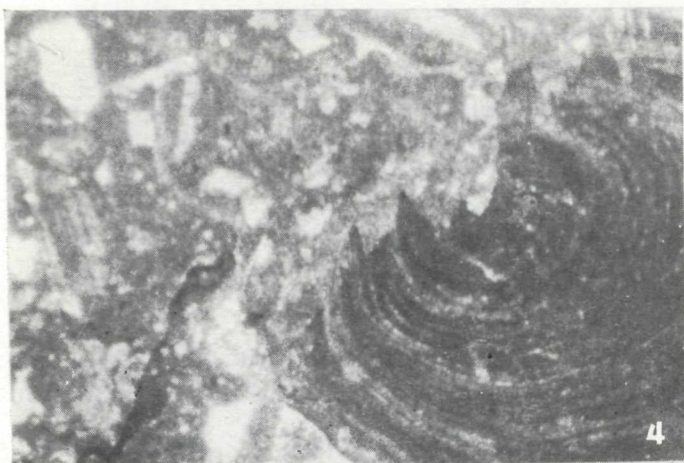
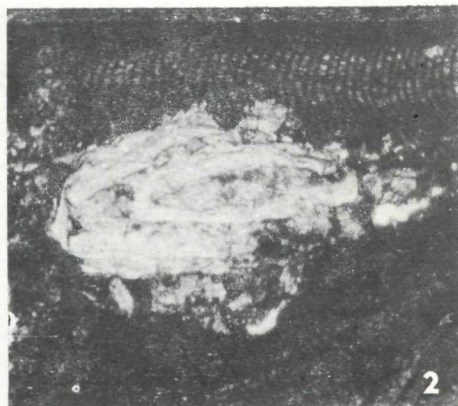
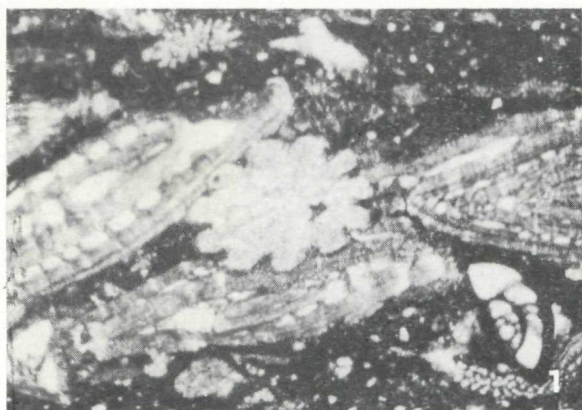


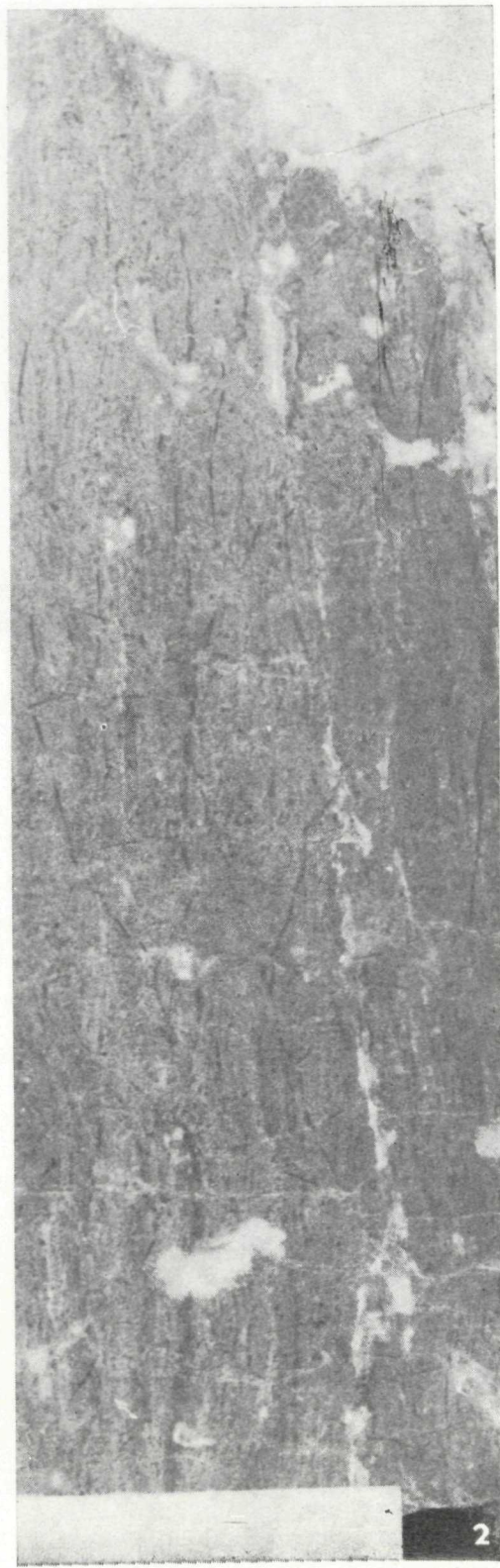
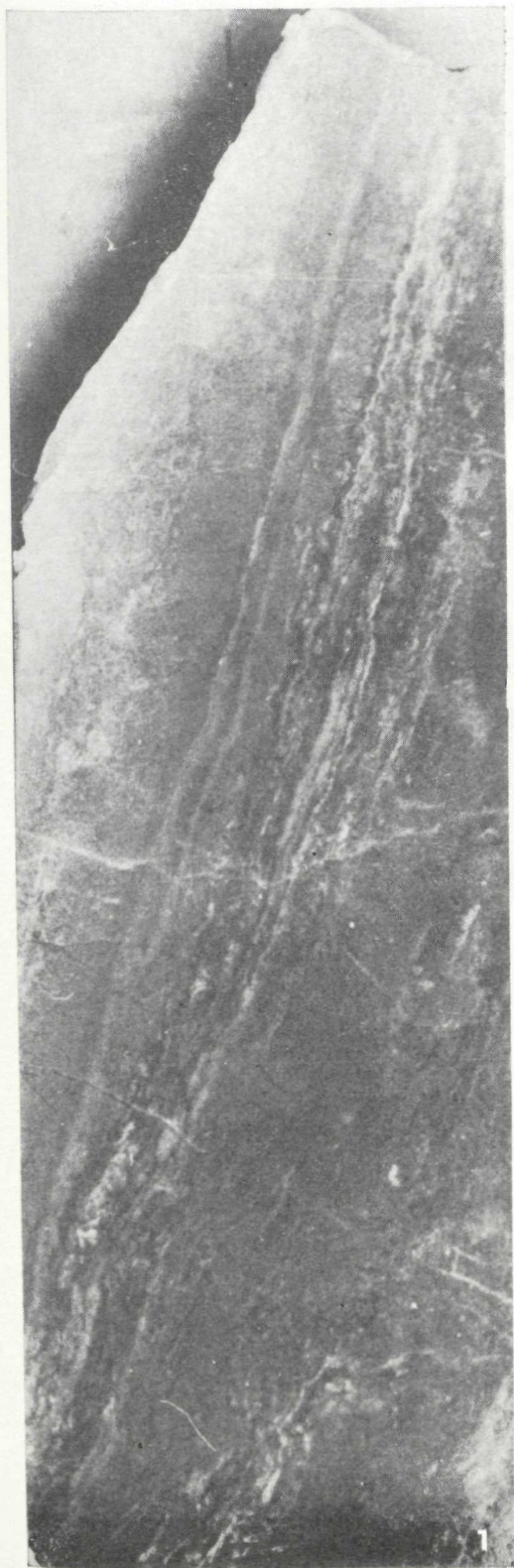






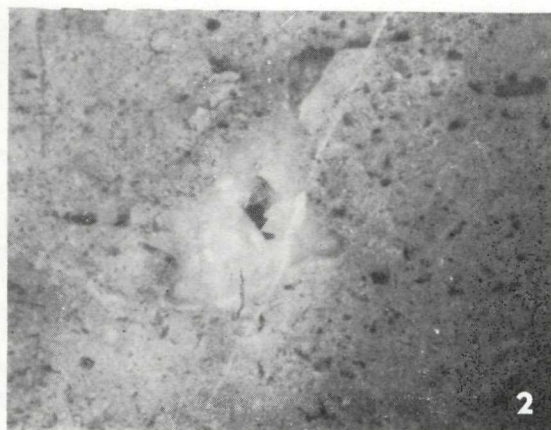


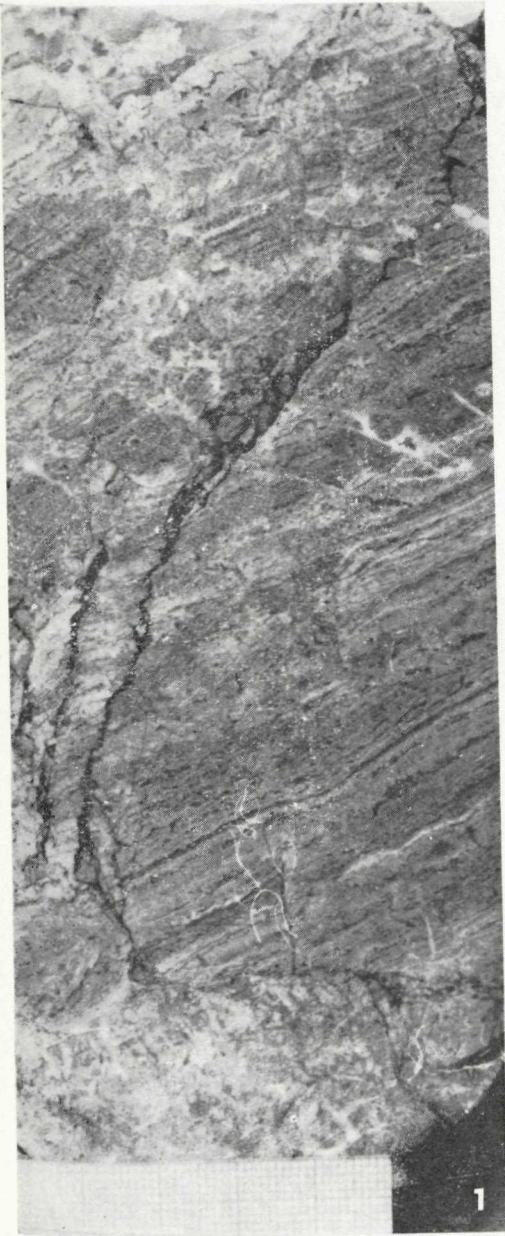


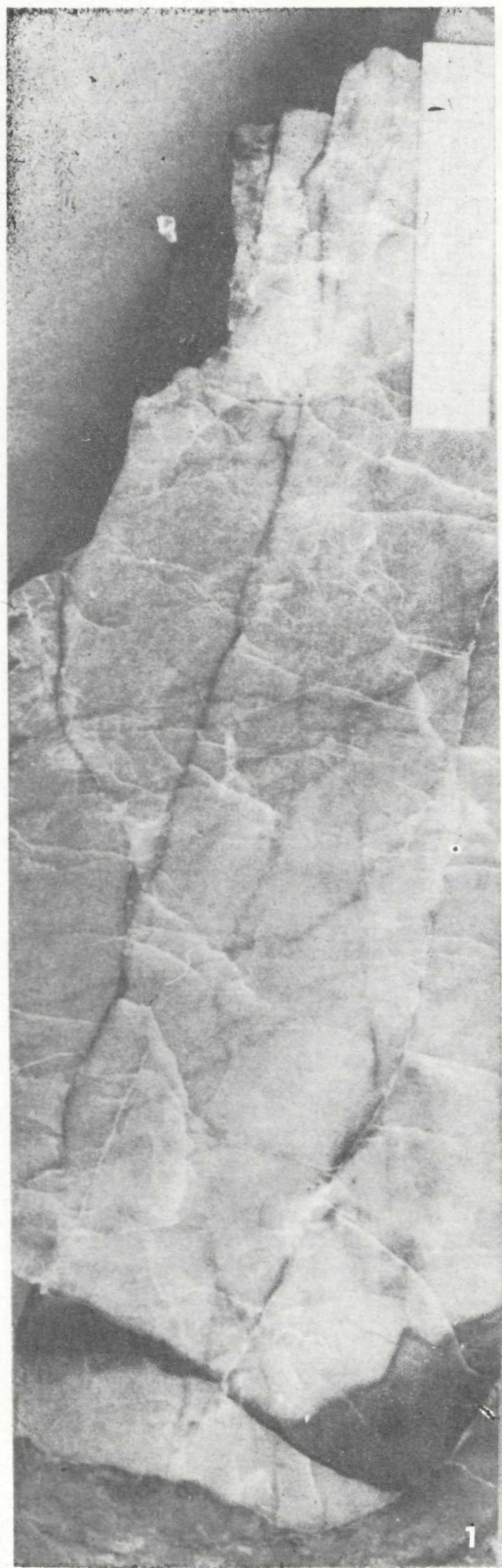


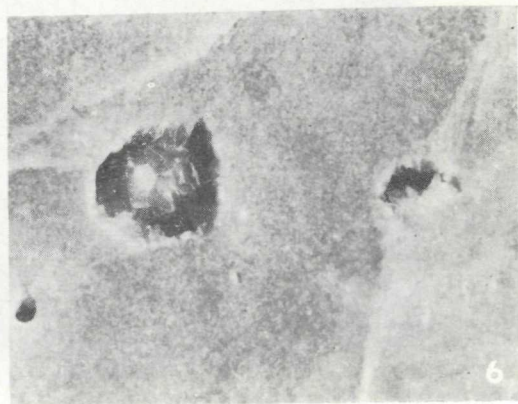
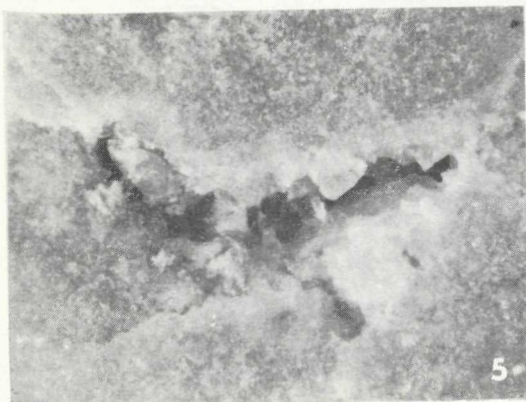
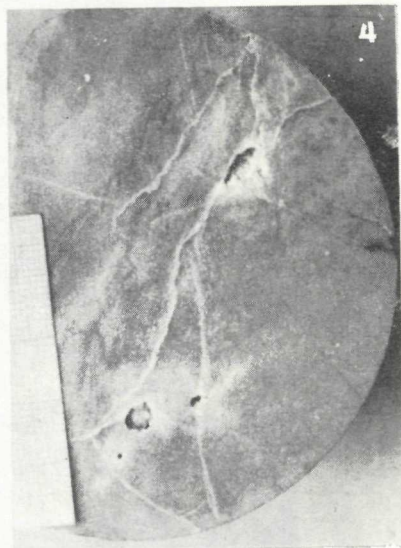
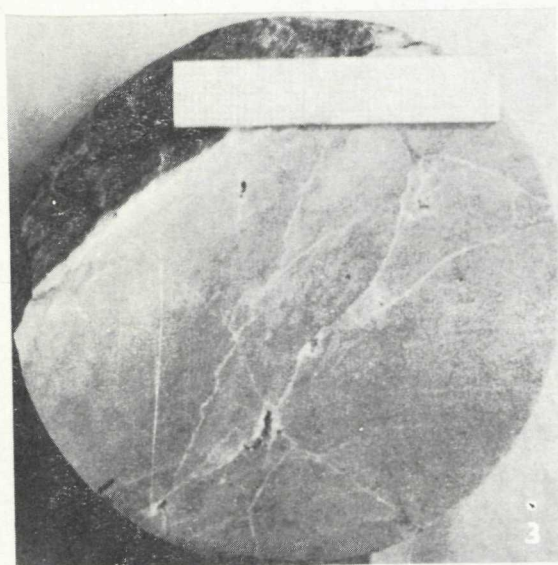
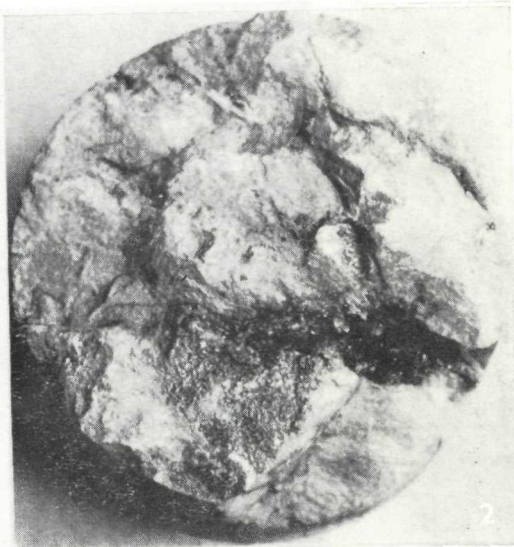
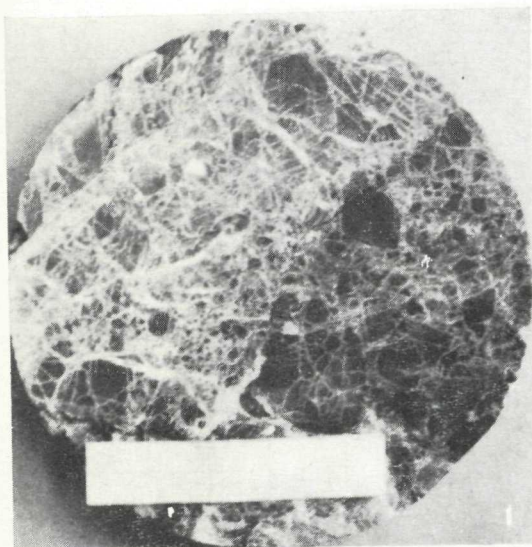
1

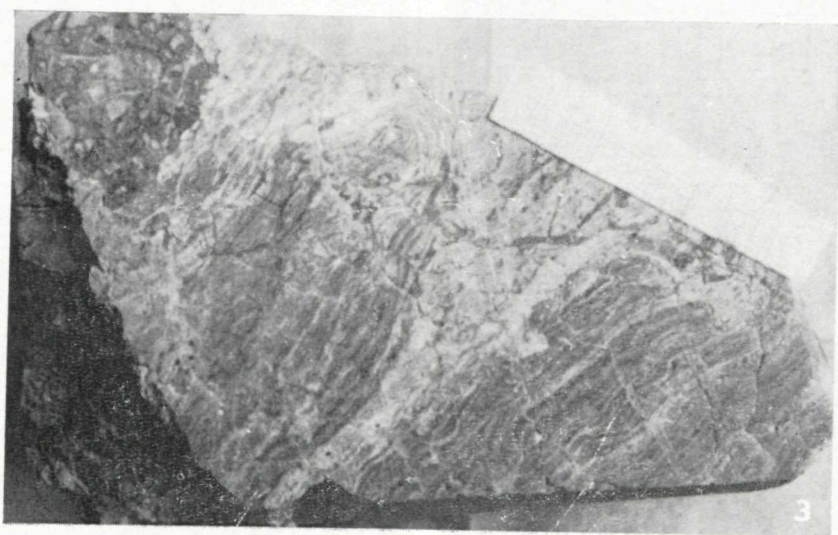
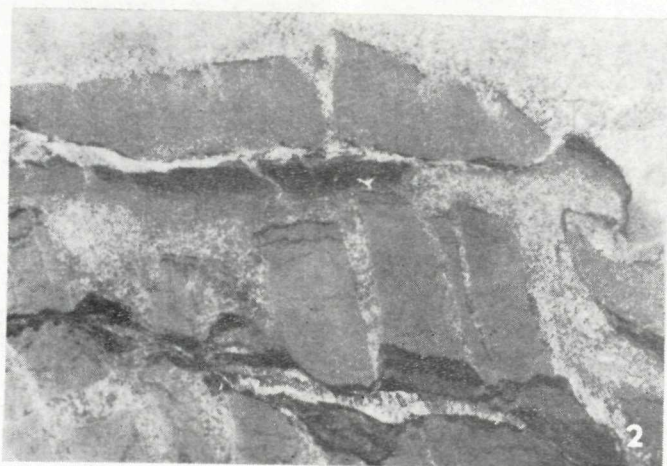
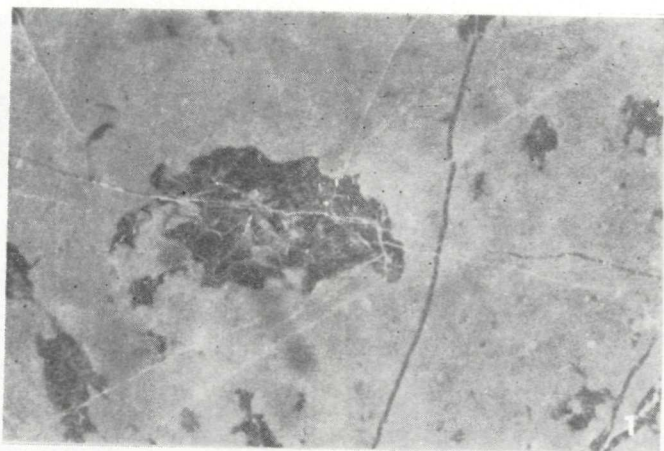
2

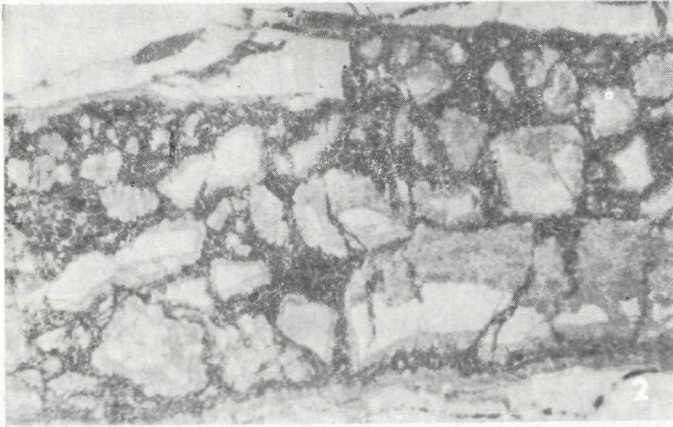
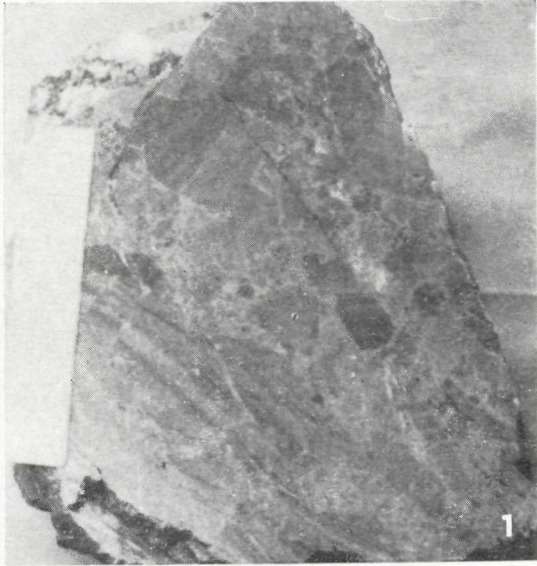


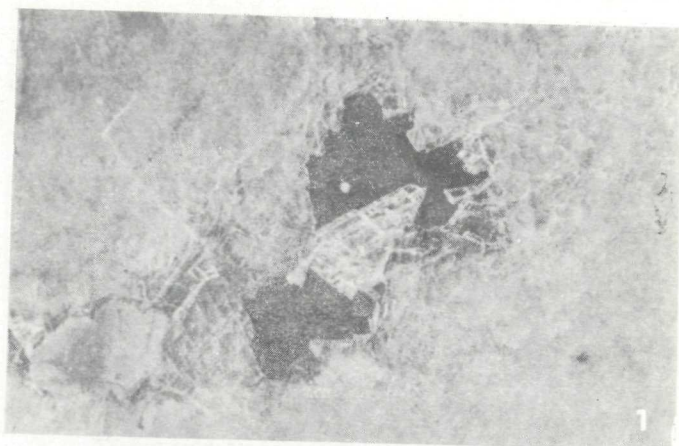


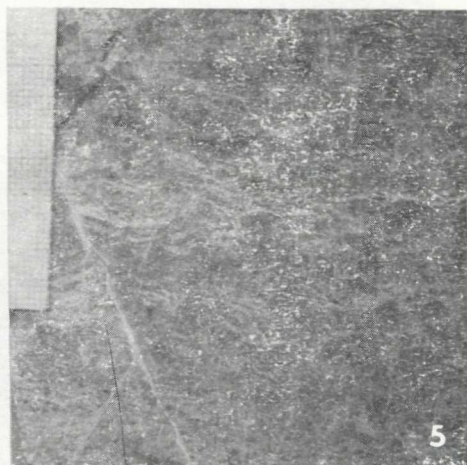
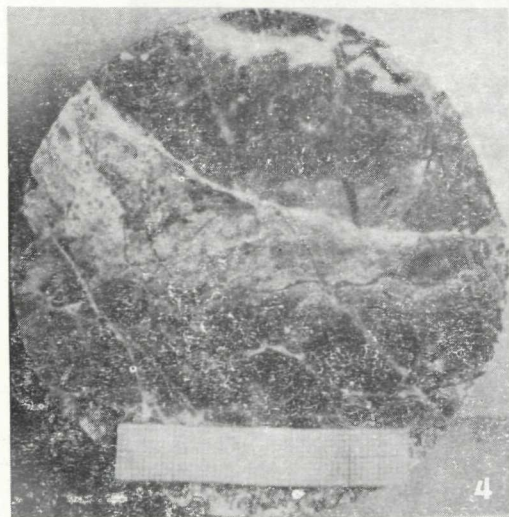
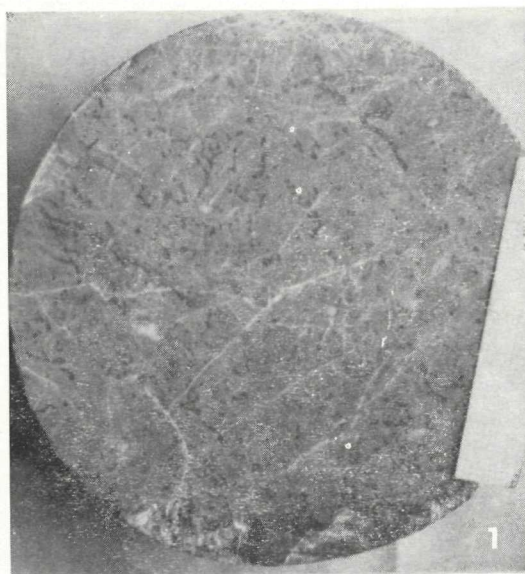


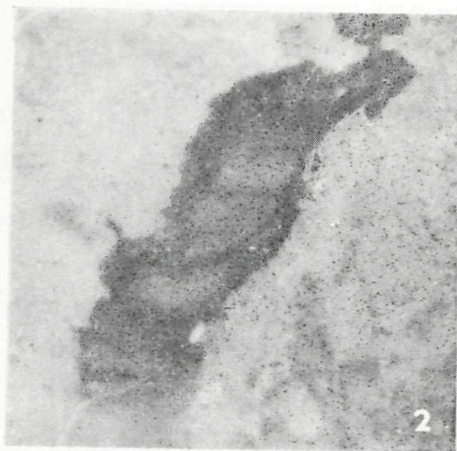
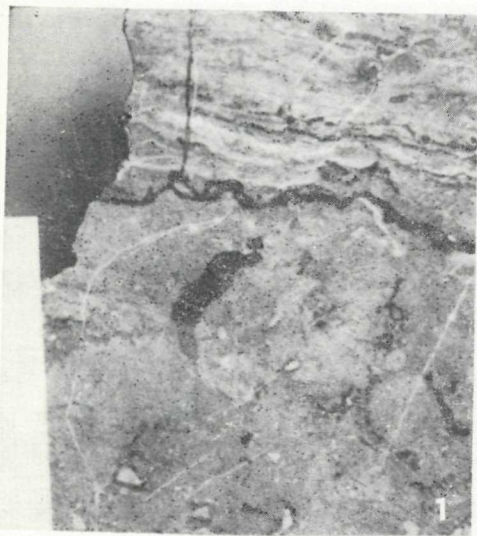


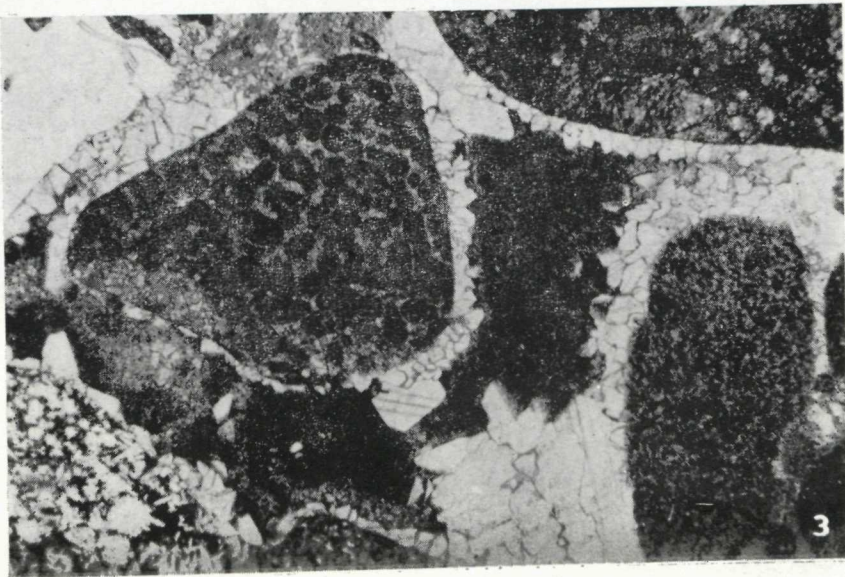
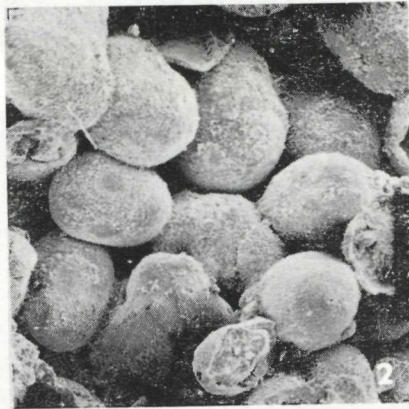
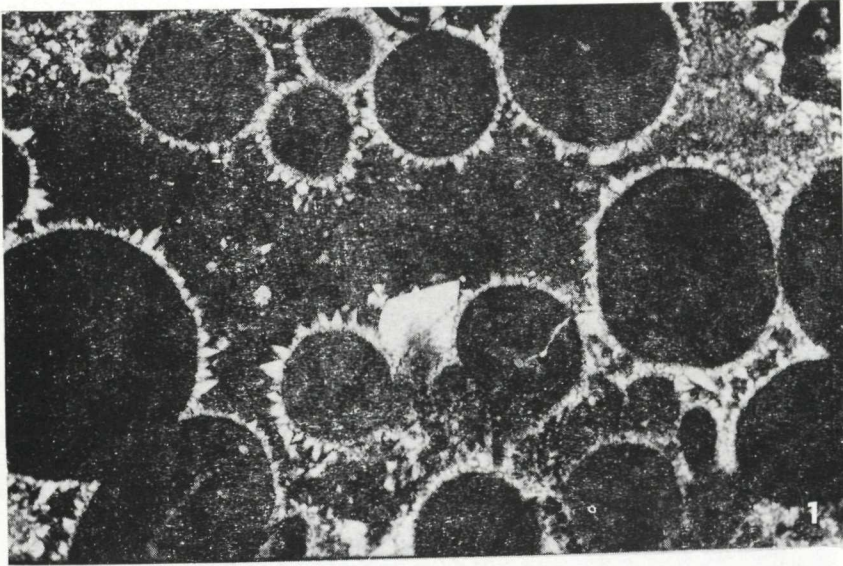


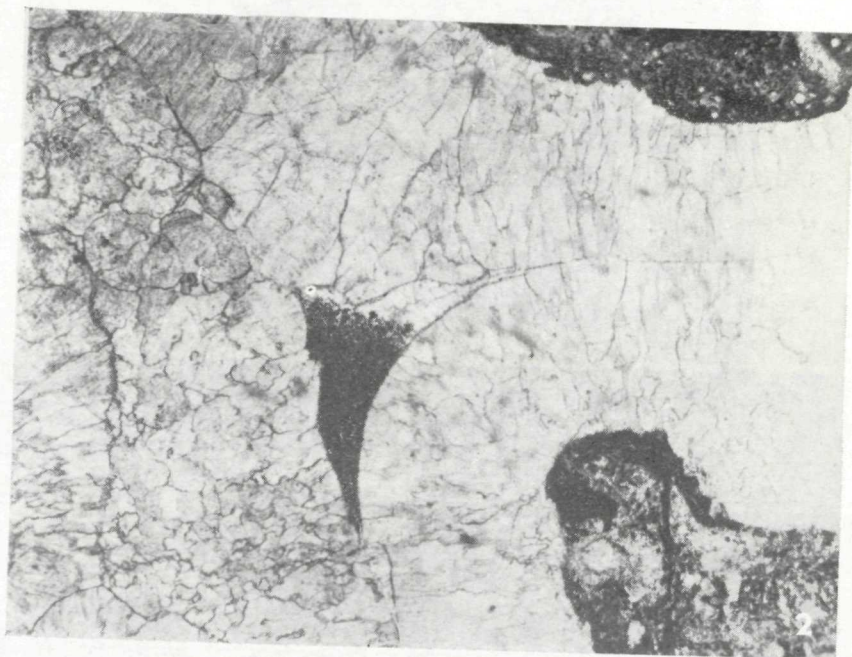
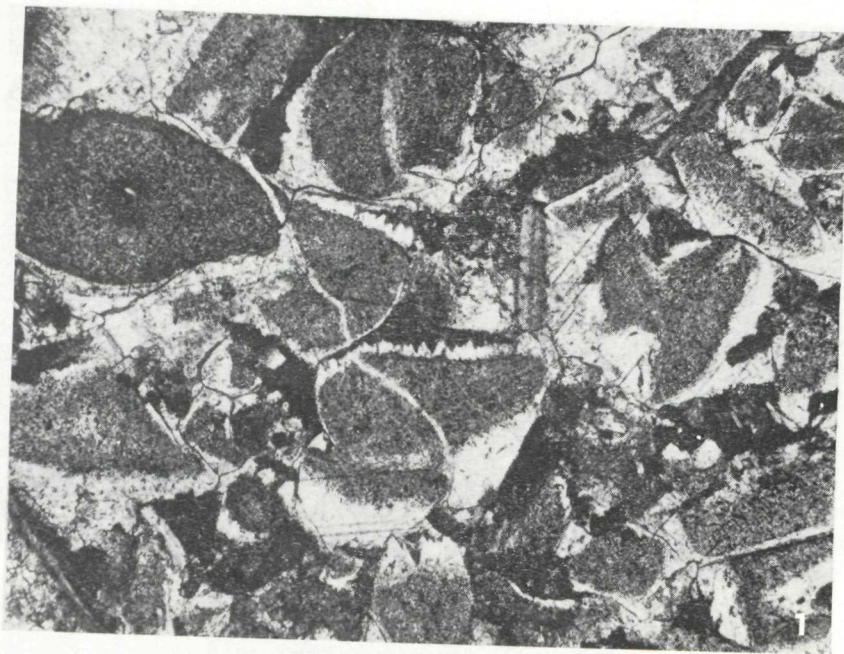


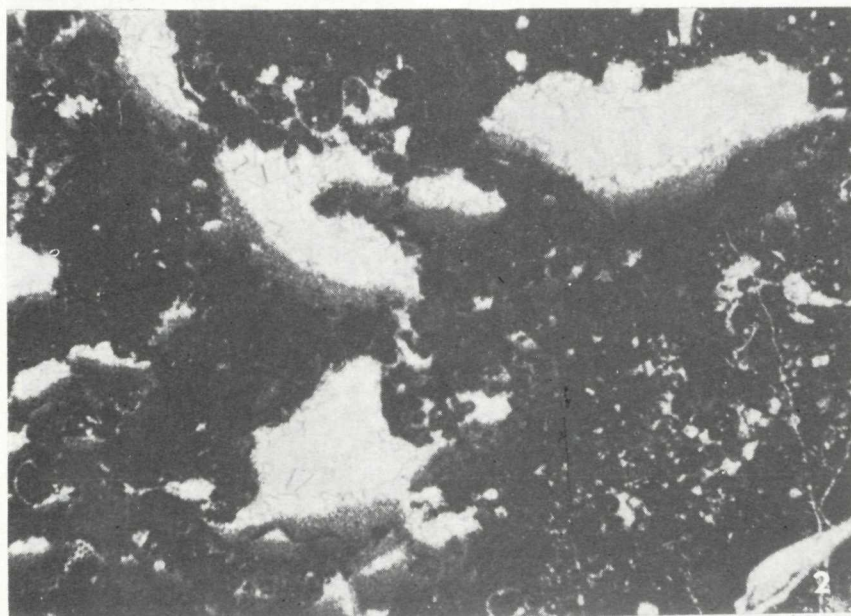
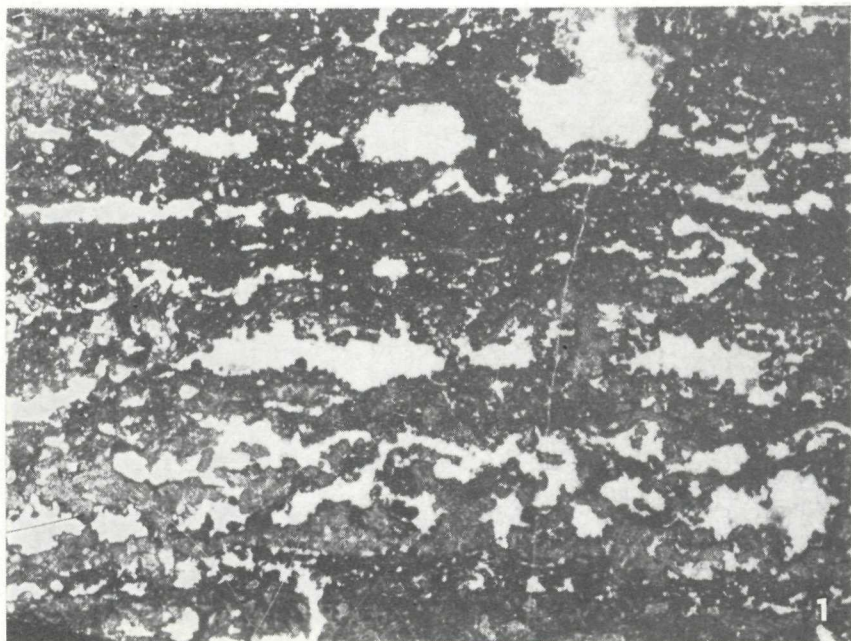




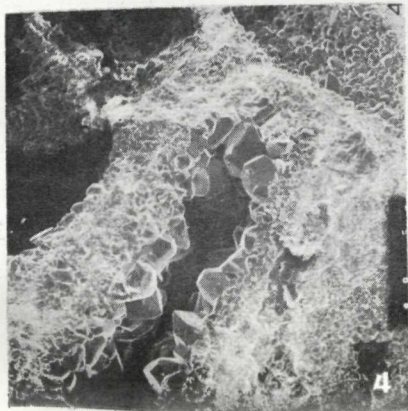
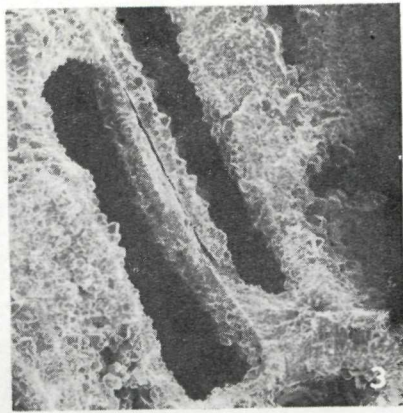
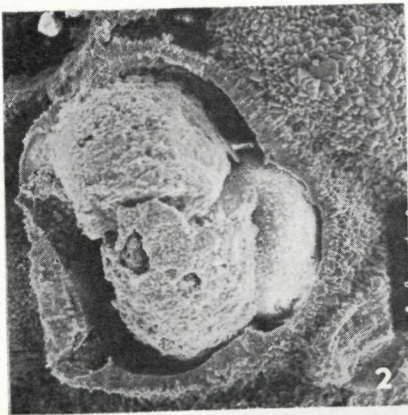
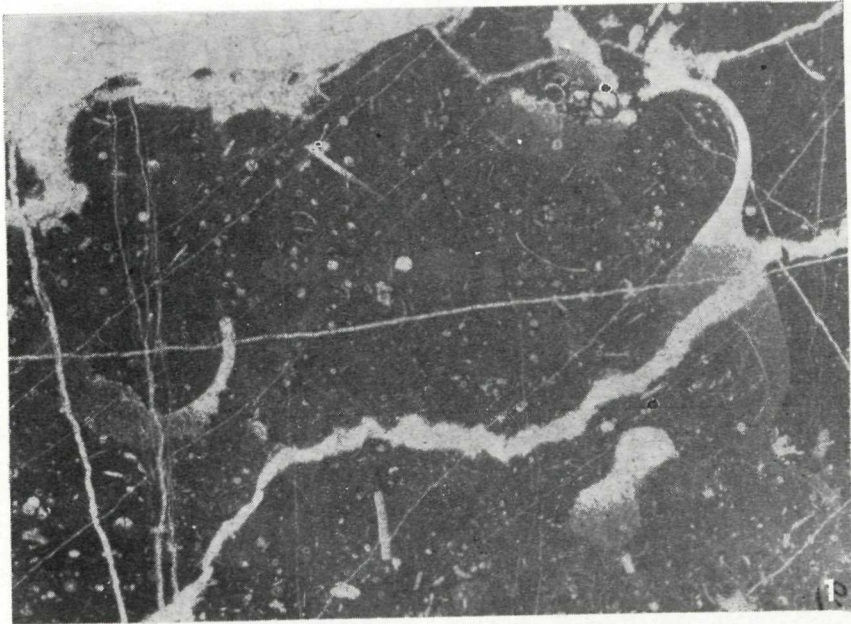


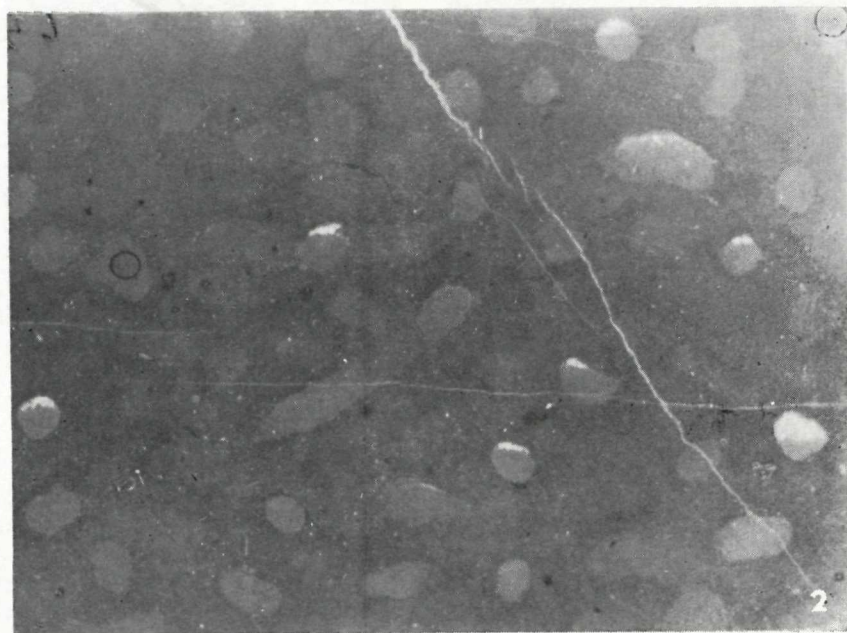
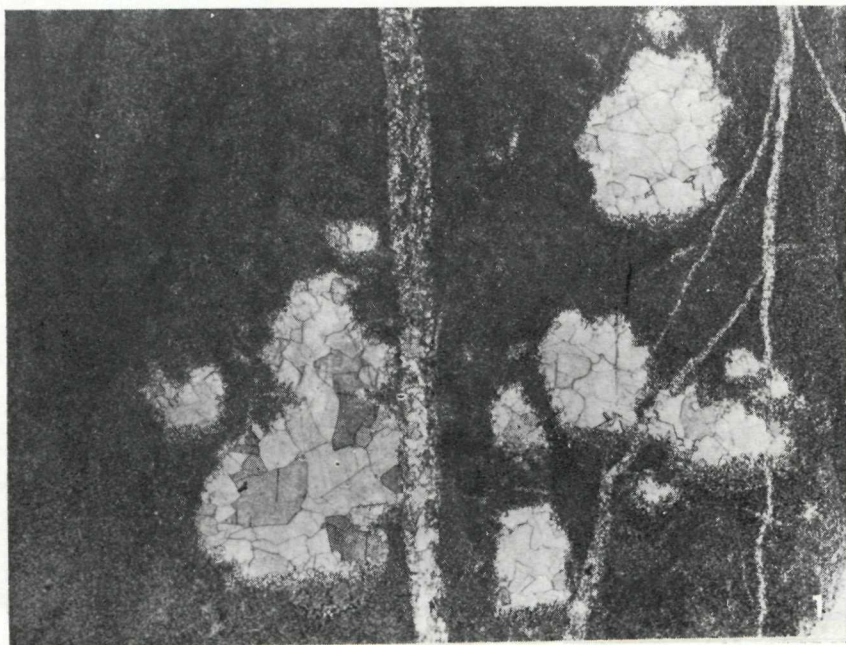




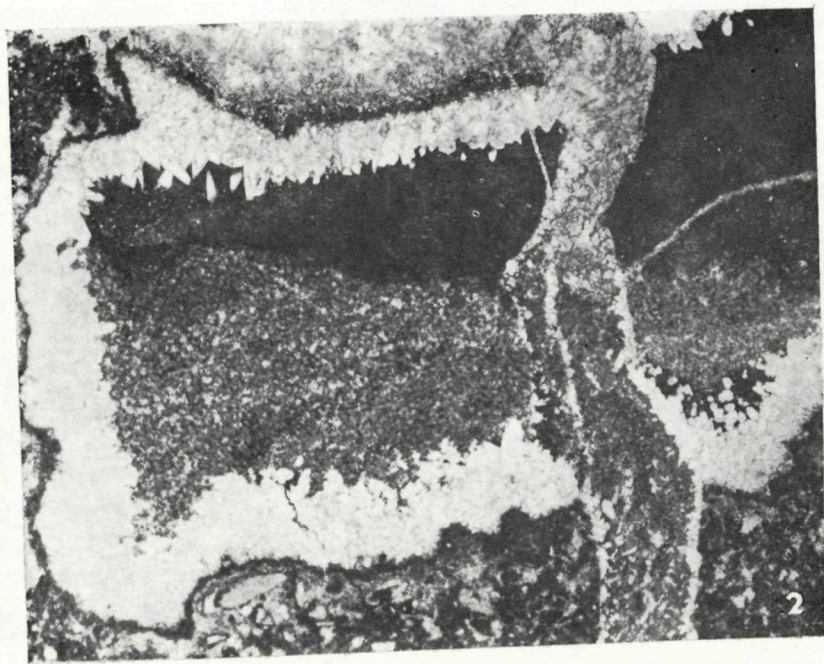
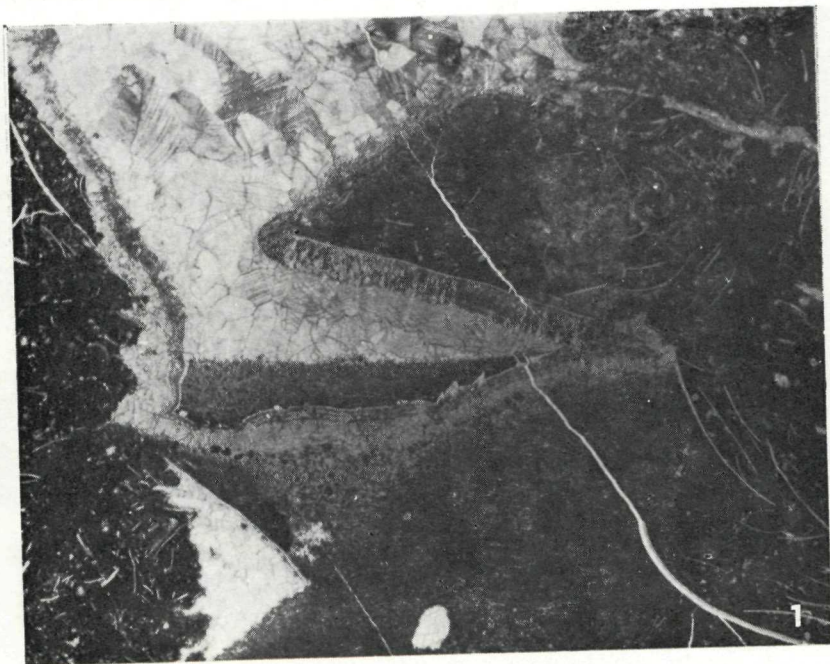


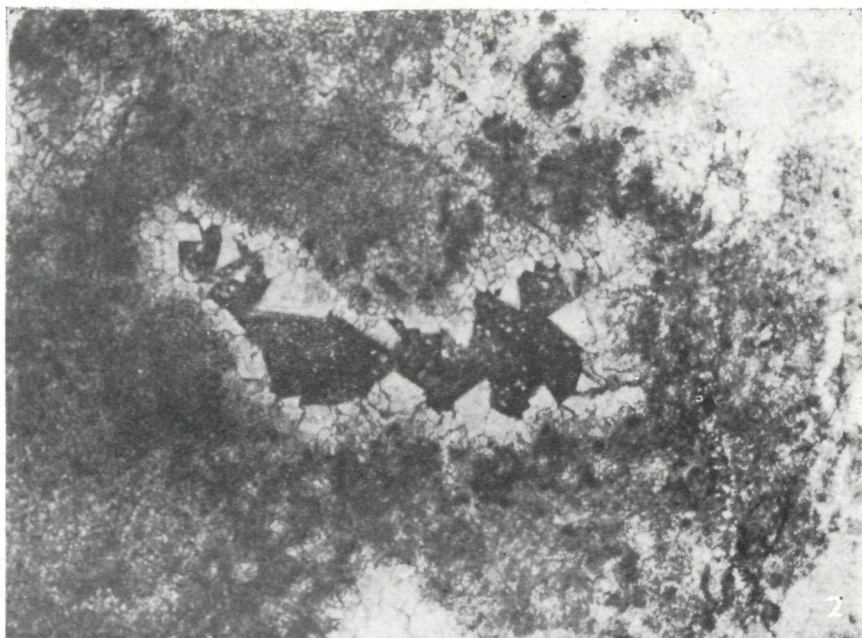
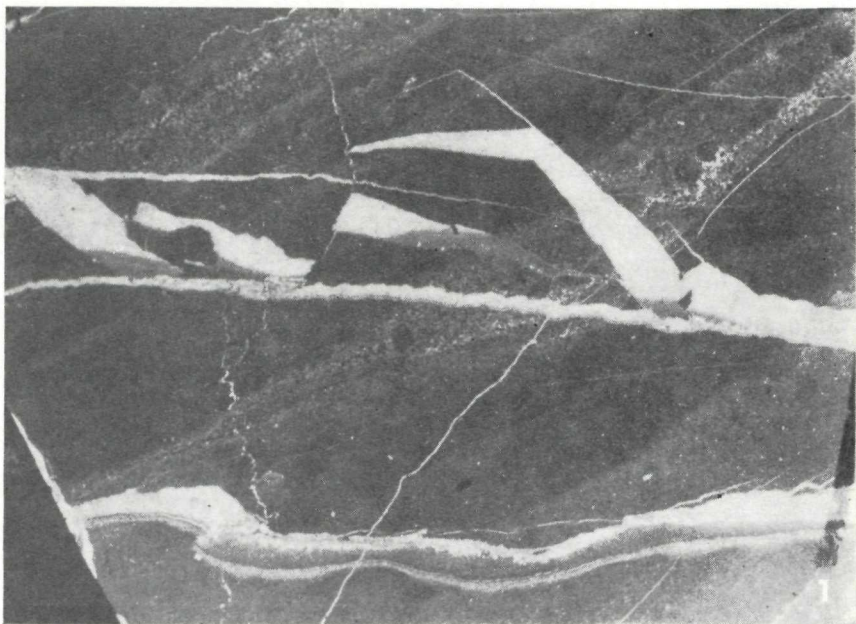




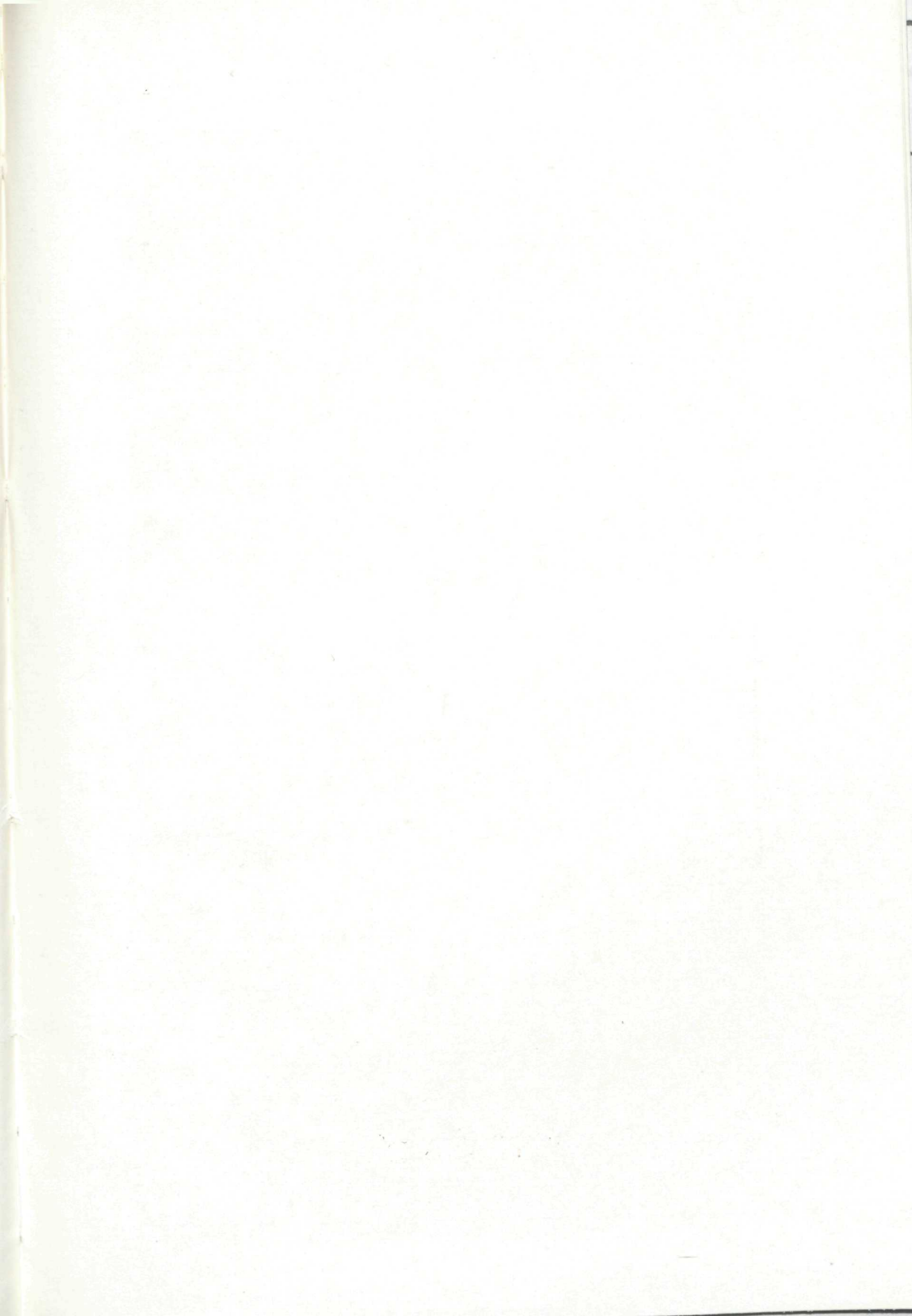


2





Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STŘEDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA



Západné Karpaty

séria

geológia 13

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1988

Vedecký redaktor: RNDr. Ján Gašparik, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová.

Vytlačili Tlačiarenské závody Pravda, závod 01, Bratislava, v roku 1988.

1. vyd., 650 ks. Tem. skup. 03/9. Povol. SÚKK 1997/I-1988.

Rozsah AH 16,29, VH 16,49

Cena viaz. Kčs 33,—