

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

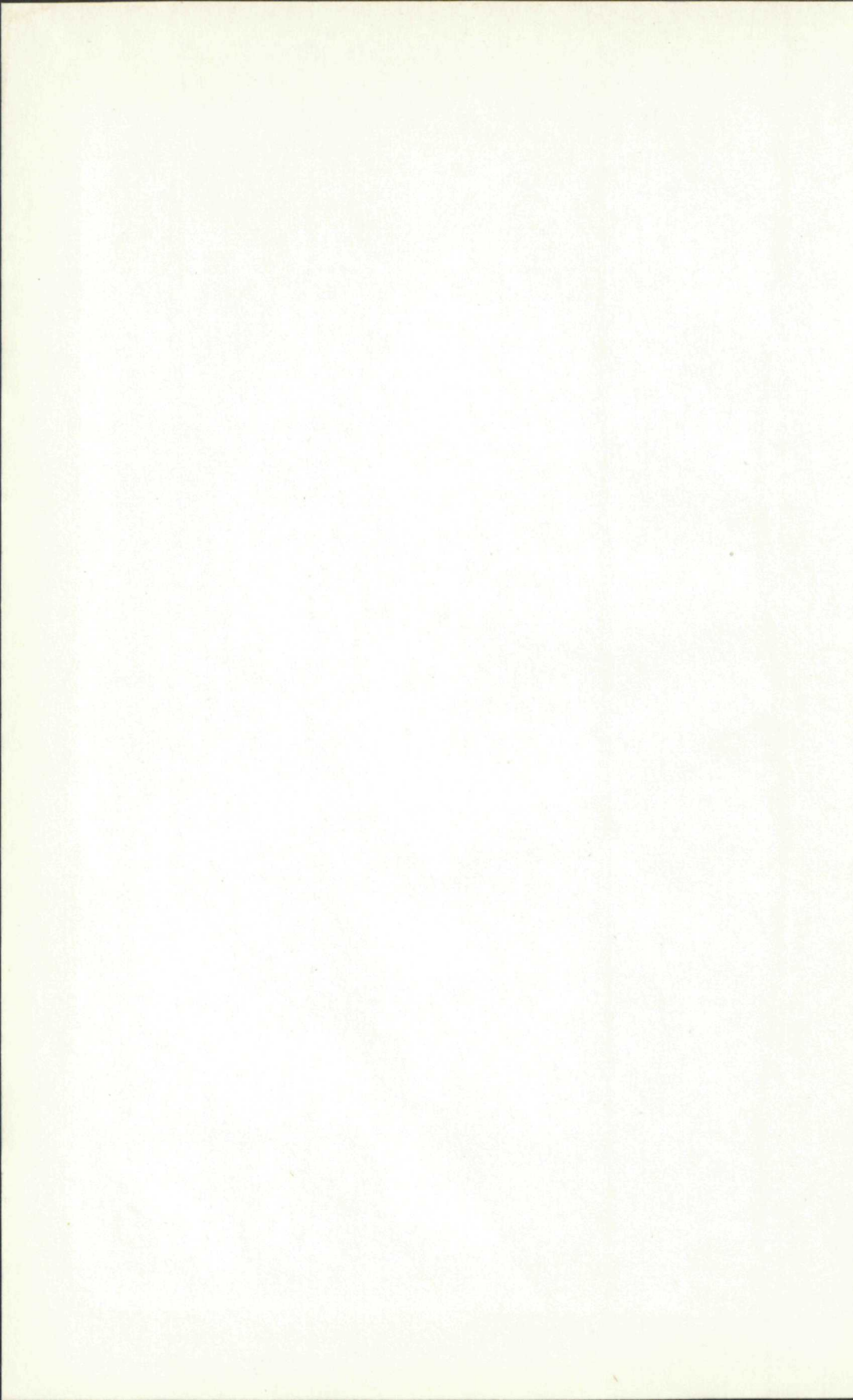
geológia 1

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1976

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020352

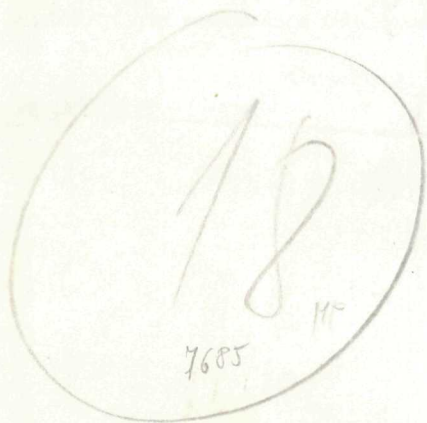


15 107a

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 1



Geologický ústav P. Štúra
KNIŽNICE
Signatúra: 137/47
Inst. Přír.: 37
Kčs kupa:
Kčs výms.
Kčs dar:

47
47

Marschalko, R. — Mišík, M. — Kamenický, L.: Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei) — Petrografia flyšových konglomerátorov a rekonštrukcia ich zdrojových zón (paleogén bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek východného Slovenska	7
Hanáček, J.: Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v strážovskej hornatine — Information on the Triassic of the Strážov and Choč nappes in the Strážovská hornatina (Mts)	125
Janáček, J.: Příspěvek k problematice průzkumu živců v předmiocenním podkladu jihozápadní části vídeňské pánve — Beitrag zur Problematik der Erkundung von Bitumina in dem vormiozänen Untergrund des südwestlichen Teiles des Wiener Beckens	151
Marušiak, I. — Lizoň, I.: Geotermické pole Západných Karpát — Geothermal field of the West Carpathians	181

Faint, illegible text, possibly bleed-through from the reverse side of the page. The text is arranged in several paragraphs and includes some faint markings that could be a signature or a stamp.

552.512(437.67)

Robert Marschalko — Milan Mišík — Ladislav Kamenický

Petrographie der Flysch-Konglomerate und Rekonstruktion ihrer Ursprungszonen (Paläogen der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei)

13 Text-Abb., 41 Tafeln (I — XLI), slowakische Zusammenfassung

INHALT

Einleitung	9
I. Teil	
Stratigraphische Charakteristik der Konglomerate	10
Sedimentologisches Studium der Konglomerate	15
Analyse der Paläoströme	18
Morphometrische Studien der Gerölle und Angaben über das Paläorelief der Ursprungsgelände (Gestalt und Form der Gerölle, Abplattung, Abrundung der Gerölle)	20
Petrographische Zusammensetzung der Gerölle	23
II. Teil	
Petrographie der Magmagesteine und des Kristallins aus Geröllmaterial	27
Kurzgefasste Charakteristik der Grundtypen von Magmatiten und Kristallinschiefern aus dem Geröllmaterial	32
Kriterien zur Unterscheidung der Magmatit-Assoziationen und der Kristallinschiefer	37
Schlussfolgerungen des petrographischen Studiums der Magmatite und Kristallinschiefer	42
Bemerkungen zur Genese des Magmatismus mit besonderer Hinsicht auf den basischen Ophiolith-Vulkanismus	43
III. Teil	
Analyse der Gerölle von Karbonatgesteinen	47
Das metamorphisierte Mesozoikum im ganzen	47
Anis	50
Mittlere Trias — hauptsächlich Anis	51
Ladin	52
Mittlere Trias — hauptsächlich Ladin	52
Mittlere bis obere Trias	54
Obere Trias (wahrscheinlich Karn)	61

Ing. R. Marschalko, CSc. — RNDr. L. Kamenický, CSc., Geologický ústav SAV,
ul. Obrancov mieru 41, Bratislava
Prof. RNDr. M. Mišík, DrSc., Katedra geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Gottwaldovo
nám. 19, Bratislava

Rät	62
Rät — Hettang	64
Lias — Dogger einer Flachseefazies	65
Mittlerer Lias — Dogger einer Tiefseefazies	66
Oberer Dogger — unterer Malm.	69
Mittlerer Malm (Kimmeridge) — unteres Tithon	70
Kimmeridge — Tithon.	70
Tithon	71
Berrias — Valendis — Hauterive	72
Hauterive — Barrême	73
Barrême — Apt	74
Alb	78
Cenoman	78
Senon	79
Paläozän	80
Eozän	82
Lithologische Bemerkungen zu den studierten Konglomeraten des Eozäns (Interstitialmasse — Zement, initialer Zement, Säume nach der Abscherung von Geröllen, Fe-Imprägnationen, Zerbersten und Auseinanderdrücken der Gerölle, Drucklösung, Silifikation, Beweise des marinen Charakters der Konglomerate, Funde von Makrofossilien in dem Geröllmaterial)	84
Das Alter der Konglomerate — Vorkommen von Fossilien in dem Bindemittel der Konglomerate	88
Beiträge zur Lithologie und den Mikrofazies der Karpaten	89
Schlussfolgerungen über den Ursprung der Gerölle von Karbonatgesteinen	89
Beiträge zur Paläogeographie und der Tektonik der Karpaten	93
 IV. Teil	
Versuch einer Rekonstruktion der Ursprungsgebiete auf Grund der petrographischen Zusammensetzung der Konglomerate	96
Paläogeographische Skizze des Komplexes von Trögen und Inseln in der Zone der Pieniden und deren Nachbarschaft im Paläozän und Eozän	98
Erwägungen über die paläogeographische und geotektonische Entwicklung der Pieniny-Zone und der anliegenden Zonen im Paläogen	98
Zur Frage der Applikation der Globaltektonik auf das gegebene Gebiet	101
Schrifttum	102
Erläuterungen zu den Tafeln	109
Slowakische Zusammenfassung	121
Tafeln I — XLI (Beilage)	124

Einleitung

Das Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Rekonstruktion der Entwicklung des paläogenen Flysches dreier tektonischer Einheiten der Ostslowakei auf Grund einer sedimentologischen Untersuchung und der petrographischen Analyse von Konglomeraten. Es handelt sich um das Flysch der Klippenzone, der Magura-Decke und des zentralen Paläogens. Der komplizierte Bau der Klippenzone und der angrenzenden tektonischen Einheiten der Ostslowakei entwickelte sich seit dem Jura in einem selbständigen Geosynklinalzyklus. Die Zeitspanne der gebirgsbildenden Bewegungen datiert sich von der oberen Kreide über das Eozän in das Miozän. Nach den bisherigen Ansichten wurde die Klippenzone in den tektonischen Plan der Magura gegliedert (D. A n d r u s o v 1968). Die laramische Orogenphase verfaltete den Bereich der Pieniden in ein antiklinoriales Gewölbe. Die Pieniden wurden zu einem zeitweilig von Transgressionen des Paläozäns und des Eozäns überfluteten Festland. In der savischen und der steirischen Phase verursachte der nordwärts wirkende einseitige Druck eine Unterschiebung, die Entstehung des tektonischen Stils der Klippen, wobei Falten- und Schollenkomplexe mit einer Süd-Vergenz entstanden sind und es zur Differentiation der Magura-Decke kam. Ein Ausgangspunkt für die Existenz bedeutender paläogener orogenetischer Phasen war die Auffassung der Genese der Flysch-Konglomerate. Es wurde angenommen (A. M a t ě j k a 1963, vergl. geologische Karten im Maßstab 1:200 000, Blatt Košice—Zborov und Vysoké Tatry), dass die Konglomerate transgressive Flachseeformationen sind, die auf gebirgsbildende Phasen folgen, und deshalb an ausgedehnte Winkeldiskordanzen gebunden sind. Als solche wurden die Konglomerate der Zone Šambron-Kamenica mit lutetischen — unterpriabonischen Nummuliten angesehen, und besonders Konglomerate der Zone Chmefov, Radvaňovce, Bystré, mit Olistolithen von Riffkalken paläozänen Alters.

Im Verlauf der Arbeit gelangten wir zu unterschiedlichen Schlüssen über die Genese der Konglomerate, die Anordnung ihrer Ursprungsbereiche — der Kordilleren, deren Zusammensetzung wir in einer möglichst detaillierten Weise zu rekonstruieren bestrebt waren. Das mikroskopische Studium von Geröllen brachte einige neue Angaben zur Petrographie, den Mikrofazies und zur paläogeographischen Rekonstruktion der voralpäischen Formationen, auf die wir besonders hinweisen.

Teil I und IV bearbeitete R. M a r s c h a l k o, Teil II (Gerölle magmatischer und metamorphisierter Gesteine — deren Interpretation) L. K a m e n i c k ý, Teil III (Gerölle der Karbonatgesteine — deren Interpretation) M. M i š í k, der Abschluss ist gemeinsam.

Stratigraphische Charakteristik der Konglomerate

Das Objekt der petrographischen Studien bildeten paläogene Konglomerate und Brekzien, die in dem Flysch dreier tektonischer Einheiten auftreten. Es handelt sich dabei um: 1. Das Flysch der Strukturzone Šambron—Kamenica—Pavlovce, welches Bestandteil des zentralkarpatischen Paläogens ist (Alter mittleres-oberes Eozän), 2. Das Flysch der paläogenen Hülle der Klippenzone (Alter Paläozän-oberes Eozän), 3. Das Flysch der Magura-Decke — die Strihovce—Schichten, das Bestandteil der äusseren Zone ist (Alter Paläozän—oberes Eozän). Die gegenseitigen geologisch-tektonischen und lithofaziellen Beziehungen der Einheiten sind in der beigefügten Karte (Abb. 1) und in den schematischen Schnitten (Abb. 2) dargestellt. Da die vortektonische Entwicklung des Flysches im Paläogen in einem topographisch gegliederten Komplex von Trögen verlief, die gegenseitig durch Kordilleren getrennt waren, ist der stratigraphisch-lithologische Gehalt der Einheiten voneinander abweichend. Aus diesem Grund behandeln wir gesondert die Stratigraphie und Tektonik jeder einzelnen Einheit.

1. Die Konglomerate des Flysches der Strukturzone Šambron—Kamenica sind Bestandteil des zentralkarpatischen Paläogens. Sie bilden ausgedehnte Linsen und komplizierte Magarhythmen in der, bis zu 1800 m mächtigen Flysch-Formation. Ursprünglich sind sie von J. Chmelík (1963) als transgressive, auf mesozoischem tatriiden Untergrund im Kern der strukturellen Elevation von Šambron liegende Formationen angesehen worden. R. Marschalko und A. Radomski (1960) betonten bereits seit längerem, dass die Konglomerat-Megarhythmen mit dünnrhythmischen Serien von Turbiditen und hemipelagischen Tongesteinen wechsellagern, und daher ein normales Glied der Zakopane-Schichten sind. Spätere Forschungen von R. Marschalko (1968) und Bohrarbeiten (J. Nemček — mündliche Mitteilung) erwiesen, dass die Konglomerate nicht mit der Basis der Formation verbunden sind, sondern grobklastische Fazies des paläogenen Flysches darstellen, das zu Ende des Oligozäns in schräge bis überkippte Antiklinalstrukturen verfaltet wurde. Nach Schätzungen erreichen sie Mächtigkeiten von 400—800 m und ihr Alter wurde auf Grund des Studiums von Grossforaminiferen (M. Váňová 1964) als oberlutetisch — mittelpriabonisch bestimmt. Die Flysch-Konglomerate der Strukturzone Šambron—Kamenica sind jüngere Formationen als die basale transgressive Fazies des Paläogens der zentralen West-

karpaten in der Nähe der Klippenzone. Bewiesen wurde dies durch das bisher einzige bekannte Vorkommen von transgressiven Konglomeraten und Brekzien in dem Gebirge Humenské pohorie, wo der Fund der Art *Alveolina cf. boscii* d'Orbigny erst das mittlere Eozän als wahrscheinliches Alter aufscheinen lässt. Dies beweist die Ansicht, dass die nördliche Kante des Blocks der Westkarpaten nach der mittelkretazischen Orogenese unter die mittel- bis untereozänen transgressiven Formationen taucht, welche die älteste marine Formation des westkarpatischen Blocks (mit Ausnahme der Kreide von Myjava) darstellen. Das Flysch der Strukturzone Šambron berührt die Klippenzone in einer scharfen tektonischen Linie, die sie östlich asymmetrisch schneidet, wodurch es das jüngere Alter der Klippenstrukturen beweist.

2. Die Konglomerate des paläogenen Flysches der Hülle der Klippen treten in einer schmalen Strukturzone auf, die durch das kretazische Flysch der Pieniny-Zone in eine nördliche und eine südliche fazielle Entwicklung getrennt wird (Abb. 1). Die von B. Leško und O. Samuel (1968) in dem ostslowakischen Abschnitt Chmeľov—Radvaňovce—Bystré gefundenen ununterbrochenen Folgen zwischen Kreide und Paläogen reihen die südliche Entwicklung der Konglomerate zu der normalen kretazisch-paläogenen Hülle der Klippenzone. Da die Konglomerat-Körper grosse Blöcke von Algen-Korallen-Riffen und einen monomikten, an die „Súľov-Konglomerate“ erinnernden Karbonat-Detritus enthalten (besonders der obere Megarhythmus), wurde ihnen, ähnlich wie auf dem Blatt Žilina der Generalkarte bei Súľov, ein transgressiver Ursprung und ein priabonisches Alter zugeschrieben. Die sedimentologischen Untersuchungen von R. Marschalko (1974) sowie auch unsere Forschungen erwiesen jedoch den Flysch-Ursprung der groben Klastite und eine Turbidit-Fazies. Die chaotische Anordnung der Riffblöcke in den Konglomeraten und planktonische Foraminiferen in hemipelagischen Ton-Mergelgestein-Einschaltungen weisen darauf hin, dass die Blöcke resedimentierte Interklaste oder Olistolithe sind. Ihre Anwesenheit in den Konglomeraten beweist, dass es auf der Seite der Riffküsten zu einer so starken Neigung der Schelfe gekommen war, dass ganze Teile der Küste (des Kliffs) instabil wurden und an den Böschungen der Kordilleren in das tiefere Meer abrutschten, wo ein pelagisches Biotop vorherrschte. Deshalb sind die Konglomerate der südlichen Entwicklung zwischen Chmeľov—Bystré, obwohl sie Algen-Korallen-Olistolithe enthalten, keine transgressiven Flachsee-Formationen.

Die südliche Entwicklung besteht aus zwei Megarhythmen. Durch das Aufhören des 250 m mächtigen unteren Megarhythmus, der sich kontinuierlich aus dem oberkretazischen Flysch entwickelte, endet die Riff-Sedimentation. Die *Glomospira*-*Ammodiscus*-Zone bestimmt das Alter dieses Megarhythmus als paläozän-untereozän und das Alter der Algen-Korallen-Riffe ist paläozän. Der obere, ungefähr 150 m mächtige Rhythmus ist durch eine 500—800 m mächtige Flyschserie getrennt, die durch reichhaltige mitteleozäne Assoziationen benthonischer und planktonischer Foraminiferen gekennzeichnet ist, von denen besonders das massenhafte Vorkommen von

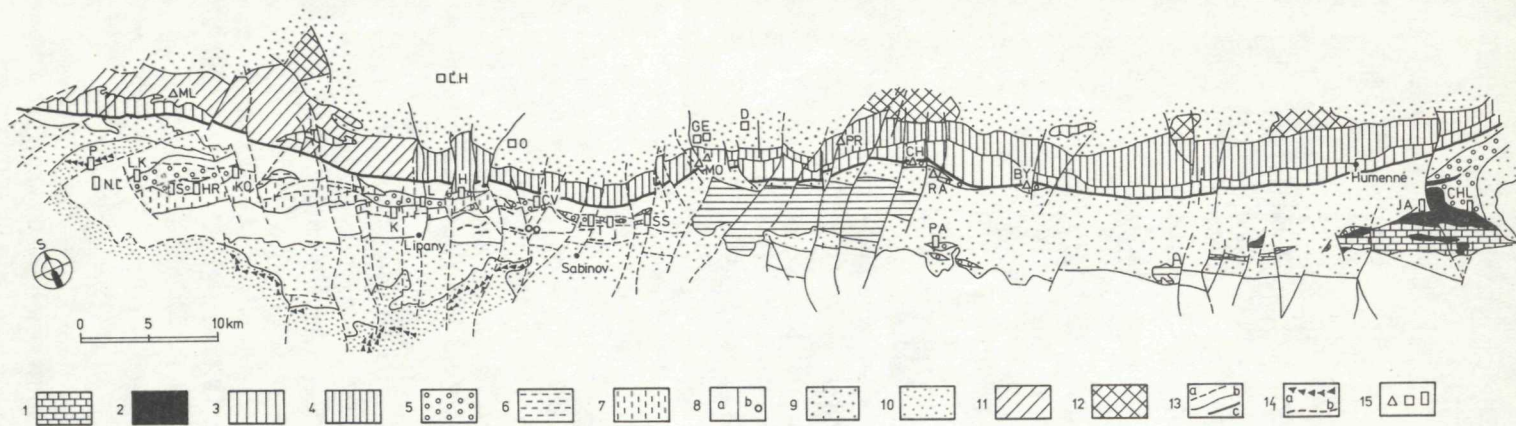


Abb. 1 Geologische Karte der drei tektonischen Einheiten des ostslowakischen Flysches zwischen dem Fluss Poprad und Humenné mit Bezeichnung der Lokalitäten der studierten paläogenen Konglomerate. Die Karte im Massstab 1:200 000 ist aus den Blättern Vysoké Tatry und Košice zusammengestellt, verkleinert und zum Teil schematisiert.

Turborotalia (Acarinina) crassata densa Cushman für das untere Lutet typisch ist.

Die Konglomerate zwischen Chmeľov, Rádvaňovce und Bystré bilden nur den Teil einer ausgedehnten Zone, die in Überresten an dem Südrand der Klippenzone bei Beňatina (B. Leško — O. Samuel 1960) bei Haličovce (E. Scheibner 1968) und insbesondere in der Westslowakei zwischen Hričov und Súľov (O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1973) erhalten ist.

In der nördlichen Entwicklung des Klippen-Paläogens, die Inovce-Entwicklung (Fazies) (B. Leško 1960), Kyjov-Entwicklung (Fazies) (Z. Stránik 1958, Z. Stránik — Z. Roth 1959), Kalk-Fazies (A. Matějka 1959) genannt wird, treten Konglomerate nur in vereinzelt Körpern vom Typ pebble mudstones, immer in unteren Gliedern des annähernd 1400 m mächtigen Flysches auf. In den Konglomeraten kommen in der Regel Olistolithe cenomanischer und Púchover roter Mergel sowie Klastite mit ausschliesslich von den Klippen stammendem Material vor. Hierzu gehören die Lokalitäten Proč, Mošurov 1, Mošurov 4 und Malý Lipník. Der gesamte, zu dem Gebiet Šariš gehörende Abschnitt des Klippen-Pa-

← Erläuterungen zu Abb. 1:

Gebirge Humenské pohorie: 1 — Trias bis mittlerer Jura (dunkle Kalke und Dolomite, bunte Schiefer mit Quarziten, rosa Crinoidenkalke), 2 — oberer Jura bis mittlere Kreide (dunkelgraue Kalke mit Hornsteinen, Mergelsteine, kalkige Sande und Konglomerate). Klippenzone: 3 — oberer Jura bis obere Kreide (Pieniny-Entwicklung Aalen bis Apt und Czorsztyn-Entwicklung Aalen bis Tithon in den Klippen nicht eingezeichnet, Flysch-Entwicklung Alb bis Maastricht), mit kalkigen Grauwacken-Sandsteinen, Tongesteinen und bunte Mergel der Púchov-Entwicklung, 4 — Paläozän — oberes Eozän der Inovce- Kyjov-Entwicklung, kalkige Sandsteine, Tongesteine, Mergel mit Einlagen von Konglomeraten. Zentralkarpatisches Flysch: 5 — Lutet — mittleres Priabon (proximale Flysch-Fazies von Konglomeraten, Sandsteinen mit Interklasten von organogenen Nummulitenkalken der Zone Šambron—Kamenica—Pavlovce sowie Konglomerate und Brekzien der basalen Formation des Ilerd — Cuise des Gebirges Humenské Pohorie), 6 — Lutet — unteres Priabon, 7 — Lutet — mittleres Priabon (Šambron-Schichten, Flysch mit Grauwacken-Sandsteinen, Tongesteinen und Konglomeraten, vereinzelt mit Karbonatbrekzien), 8 — Lutet — Priabon (8a) Tongestein-Lithofazies mit dünnen Einlagen von Flysch und ausgedehnten Olistolithen (8b) von triassischen und jurassischen Kalken, 9 — Priabon (Flysch mit gleichen Anteilen von Tongesteinen und Sandsteinen, 10 — Priabon — Oligozän (grobes Flysch mit Vorherrschen von gradierten Sandsteinen und vereinzelt Einlagen von Konglomeraten), 11 — Priabon — ? der Ujak-Entwicklung (Flysch mit kalkigen Tongesteinen und Grauwacken-Sandsteinen, Einlagen von Menilit- und Jaslo-Tongesteinen und Globigerinenhorizont). Čerhov-Einheit der Magura-Decke der äusseren Flyschzone: 12 — Paläozän — Priabon (12a) Flysch der Strihovce-Schichten mit Tongesteinen, Grauwacken-Sandsteinen, Konglomeraten und bunten Tongesteinen und (12b) Malcov-Schichten mit kalkigen Sandsteinen, Tongesteinen, Globigerinenhorizont und Menilit-Schichten. 13 — Grenzen der Formationen a) vorausgesetzt, b) festgestellte, c) Verwerfung, stellenweise Aufsiebung der Klippenzone auf das zentralkarpatische Flysch. 14a — Einlagen von Brekzien und 14b — Einlagen von Ankeriten und Dolomiten in der Tongestein-Lithofazies des Flysches der zentralen Westkarpaten. 15 — Bezeichnung der untersuchten Konglomerat-Lokalitäten: Strihovce-Schichten (Viereck), LH — Lvovská Huta, O — Olejníkov, Ge I+II — Geraltov, D — Demjata. Klippenzone (Dreieck): ML — Malý Lipník, MO I+II — Mošurov, PR — Proč, CH — Chmeľov, RA — Rádvaňovce, BY — Bystré. Zentralkarpatisches Flysch: P — Plavnica, NL — Nová Lubovňa, EK — Eubovnianske Kúpele, Š — Šambron, HR — Hromoš, KO — Kozelec, K — Kamenica, L — Lúčky, H — Hanigovce, ČV — Červená Voda, T — Telek, J — Jakubovany, ŠS — Šarišské Sokolovce, PA — Pavlovce, Gebirge Humenské pohorie — basale transgressive Formation: JA — Jasenov. CHL — Chlmec.

TEKTON. JEDNOT.	PALEOGEN CENTRAL. ZÁP. KARPAT	BRADLOVÉ PÁSMO	MAGURSKÝ PŘÍKROV
FÁCIA	PÁSMO ŠAMBRON KAMENICA - PAVLOVCE - JASENOV	UJACKÝ VÝVOJ KYJOVSKÝ(INOVSKÝ)VÝVOJ	MALCOVSKÉ VRSTVY STRIHOVSKÉ VRSTVY
OLIGOCEN			
PRIABON			
LUTET			
CUIS			
PALEOCÉN	ILLERD		
	THANET MONT		

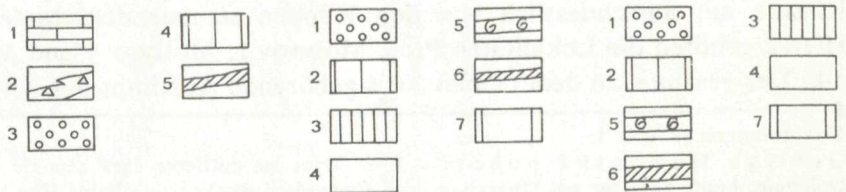


Abb. 2 Stratigraphisch-fazielle Beziehungen der paläogenen Konglomerate in drei tektonischen Einheiten des ostslowakischen Flysches.

Paläogen der zentralen Westkarpaten: 1 — Mesozoikum der westkarpatischen Decken, 2 — Konglomerate und Brekzien der basalen transgressiven Lithofazies, 3 — Konglomerate und Sandsteine der proximalen Flysch-Fazies der Šambron—Kamenica-Zone, 4 — Tongestein-Lithofazies und Šambron-Schichten, 5 — Schichten vom Menilit-Typ. Klippenzone: 1 — Konglomerate der Inovce-Entwicklung (sog. Jarmuta-Schichten) und Konglomerate mit Riff-Olistolithen, feinkörnige Konglomerate der sog. südlichen zentral-karpatischen Entwicklung (Zlatno-Serie), 2 — Kalkige Sandsteine mit Einlagen von Konglomeraten, Mergeln und Tongesteinen, 3 — Kalkig-glimmerige Sandsteine und graue Tongesteine, 4 — bunte rote, graublau und grüne Tongesteine, 5 — Globigerinenhorizont, 6 — Einlagen von Menilit- und Jaslo-Tongesteinen, 7 — Flysch mit kalkigen laminierten Sandsteinen (Malcov-Schichten der Ujak-Entwicklung). Magura-Decke: 1 — Konglomerate und Sandsteine der proximalen Flysch-Fazies (Strihovce-Schichten), 2 — Grauwacken- und Arkosensandsteine und feinkörnige Konglomerate, 3 — Grobkörnige Grauwacken-Sandsteine, grüne und graue Tongesteine, 4 — bunte graue, grüne und rote Tongesteine und Beloveža-Schichten. 5 — Globigerinenhorizont, 6 — Einlagen von Menilit- und Jaslo-Tongesteinen, 7 — Flysch mit kalkigen laminierten Sandsteinen (Malcov-Schichten).

läogens westlich von Proč bis zu dem Fluss Poprad, besteht aus der nördlichen Inovce-Entwicklung in der Form von schmalen antiklinalen Zonen. Die Klippenzone bildet hier eine achsiale Depression, in der die tiefer gelegenen Klippen nicht an die Oberfläche treten. Auf die paläogene Hülle der Klippen schiebt sich besonders in dem Šariš-Gebiet, die Magura-Decke.

3. Konglomerate des Flysches der Magura-Decke — Strihovce-Schichten. Die Magura-Decke ist die grösste tektonische Einheit der äusseren Flyschzone der nordwestlichen Karpaten mit ei-

ner eigenen Tektonik. Die grössten Mächtigkeiten in ihr erreichen die Strihovce-Schichten (1700—2300 m), die an dem südlichen Rand der Einheit typische marginale Fazies des Flysches im Sinne von R. Marschalko (1961, 1964 und 1966) darstellen. Sie besitzen eine hauptsächlich mitteleozäne Mikrofauna der Assoziation *Cyclamina amplexans* Grzyb. Die Konglomerate bilden in ihnen verstreute Akkumulationen und Körper zum Teil in Tongesteinen oder sie bilden den Bestandteil von ausgedehnten, zumeist asymmetrischen, viele 100 m mächtigen Sandstein-Megarhythmen. Die Sandstein-Turbidite des Flysches gehören nach M. Eliáš (1960) zu typischen Grauwacken und Grauwacken-Sandsteinen. Die Strihovce-Schichten der Magura-Decke bilden ein von Längsstörungen betroffenes Antiklinorium. Sie fallen unter vorwiegend mittleren Winkeln nach SO ein und im Süden schieben sie sich über die Inovce-Entwicklung und gemeinsam mit dieser auf das zentralkarpatische Paläogen.

Sedimentologisches Studium der Konglomerate

Die Beweise des Ursprungs der Konglomerate resultieren aus dem Studium von Texturen (Abb. 3) von Strömungsspuren (Abb. 4 und 5) und aus den Beziehungen zu dem turbiditen Lithotop. Gut exponierte Folgen (Abb. 3, Taf. I, Fig. 1) in der Strukturzone Šambron—Kamenica—Pavlovce, in dem Klippen-Neogen der sog. südlichen Entwicklung (Chmelov—Radvaňovce—Bystré) = Haligovce-Entwicklung nach O. Samuel (1972) und der nördlichen (Inovce-) Entwicklung (Mošurov—Proč), sowie in dem Magura-Paläogen, gestatteten die Unterscheidung folgender Grund-Typen von Konglomeraten:

1. Blockige, ungradierte Schichten mit chaotischem, kaum sortiertem klastischem Material. Die Schichten hatten eine bedeutende Mächtigkeit, ausnahmsweise 12 m, und scharfe, gerade Sohlflächen (Taf. I, Fig. 2). Die Sortiertheit der Klastite war schwach, zum Teil in der unteren, doch häufig auch in höheren Lagen, mit einer bimodalen Kornverteilung. Eine deutliche Korngradierung der Gerölle oder Blöcke wurde nicht beobachtet. Vereinzelt war eine unausgebildete Lamination und Schrägschichtung in der oberen Lage der Schichten vorhanden. In den meisten Fällen endeten die Schichten scharf, ohne einer begleitenden Verfeinerung der Körner durch Sortierung (Taf. I, Fig. 1). Die Schichten hatten ein ungestütztes Skelett und keinen dachziegelartigen Bau. Es wurden keine Gerölle oder kleine, eingeregelt Bruchstücke an der Leeseite von Blöcken gefunden, wie dies oft bei selektiv transportierten Klastiten der Flüsse beobachtet werden kann. Die maximale Grösse von zehn gemessenen Geröllen und Blöcken in der Strukturzone Šambron—Kamenica zeigte, dass die Blöcke, wenn auch in dem gesamten Areal Grössenunterschiede bestehen, im Durchschnitt grosse Abmessungen und Gewichte erreichen. Falls die Grösse der Blöcke und Gesteinsbrocken das

transportierende Agens indizieren, so mussten die Ströme hohe Geschwindigkeiten und grosse Wirkungsbereiche besitzen. Aus dem Studium der sedimentären Texturen resultiert, dass die Blöcke nicht selektiv transportiert wurden, noch kamen sie nachträglich in das Sediment, z. B. durch Absturz der Küstenkliffe (falaise), sondern sie sind von einer starken Strömung geschleppt worden. Interklaste von Mergel- und Tongesteinen der gleichen Zusammensetzung wie die Schichten im Liegenden sind selten aber doch in den Schichten erhalten geblieben und sind abgeschliffen. Da weder erosive Strömungsspuren, noch tiefe Auswaschungen (Kanäle) erhalten geblieben sind, sondern nur Schleppungsspuren (Taf. II, Fig. 1, Fig. 2) bzw. Einschläge von Geröllen und Blöcken (Taf. III, Fig. 1), die kollektiv zusammenhängend oder unterbrochen den Boden berührten nehmen wir an, dass es sich um schnelle und dichte Strömungen von Körnern oder einen dichten Kern ausgedehnter turbiditer Strömungen handelte. Die Turbulenz in dem dichten Kern musste stark unterdrückt gewesen sein und die Körner und Blöcke beschrieben infolge der Trägheit lineare Bahnen. Die Schleppungsstrukturen in der oberen Lage der Schichten deuten darauf hin, dass turbulente Suspensionen mit einer hohen Separation von feineren Körnern die obere Schicht der Ströme bil-

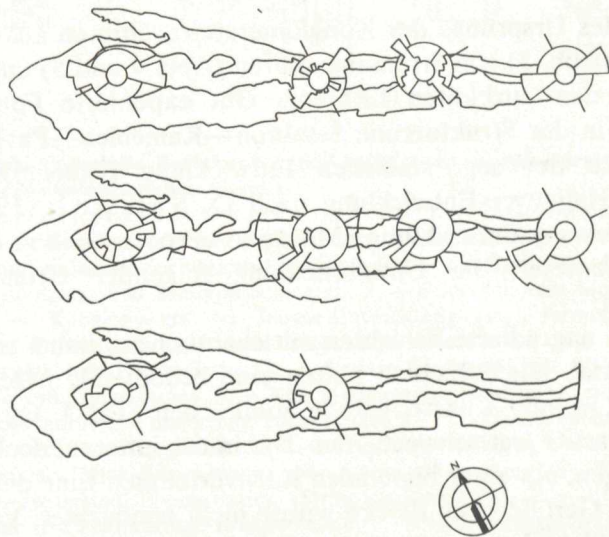


Abb. 4 Transportrichtungs-Diagramme des klastischen Materials in den proximalen Fazies des Konglomerat-Flysches der Šambroň—Kamenica-Zone.

Orientierte Sedimentärgefüge sind an den Stellen der grössten Beobachtungsdichte und auf Aufschlüssen der Fazies ausgewertet. Die orientierten Gefüge umfassen: Fließmarken (obere Reihe), Spuren von Kontakten, Einschlägen an der Unterseite der Schichten (mittlere Reihe, innerer Kreis) sowie Azimute der Neigung der Schrägschichtung, (mittlere Reihe, äusserer Kreis) und erosive Strömungsspuren (untere Reihe). Schrägschichtung wurde an denselben Schichten gemessen, wie die linear orientierten Spuren an den Unterseiten der Schichten. Die unimodal orientierte Transportrichtung in den Konglomeraten und den begleitenden Sandstein-Turbiditen sowie die konstante Anordnung der Texturen in den sedimentären Einheiten sind das Ergebnis der hangabwärts orientierten Gravitations-Strömungsmechanismen. Die entgegengesetzte Richtung (mittlere Reihe links) zu der Haupt-Strömungsrichtung deutet an, dass sich der tiefste Teil des Troges zu jener Zeit zwischen diesen aufgeschlossenen Bereichen befand.

KAMENICA,
LIPANY-ZÁREZ

KAMENICA
ZÁSTAVKA ČSD

MEDZIANKY

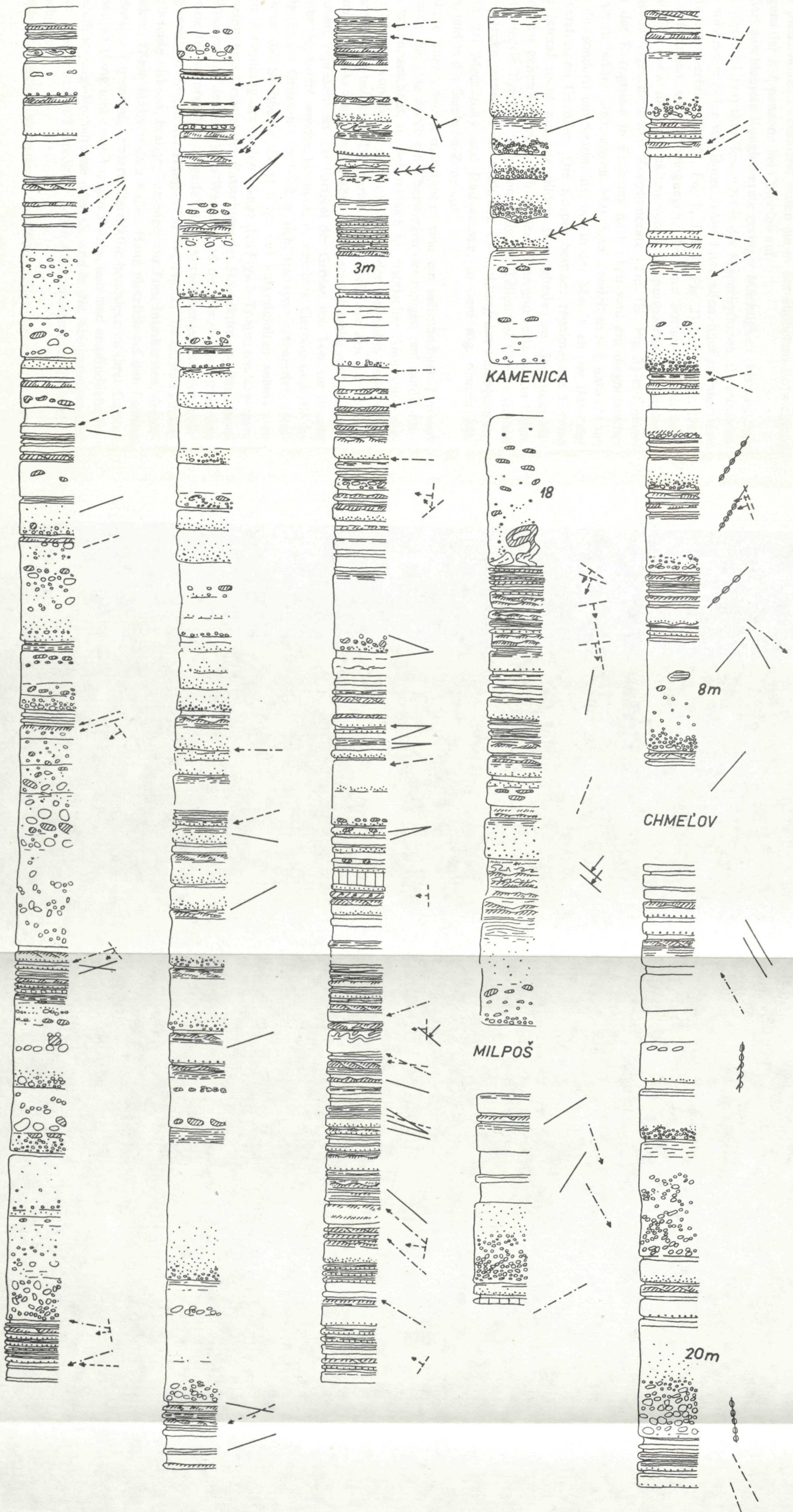


Abb. 3 Detaillierte lithologische Profile durch die proximalen Lithofazies des Flysches der Samborn—Kamenica-Strukturzone (A—F) und durch die Klippen-Konglomerate der sog. südlichen zentralkarpatischen Entwicklung (G—H).

An der Seite jedes Profils sind orientierte, nach den gebräuchlichen, veröffentlichten Merkmalen (vergl. Marschalko 1966) ausgewertete Sedimentärgefüge angeführt. In dem ersten Profil besitzt der Megarhythmus des Flysches (A) infolge der Verringerung der Mächtigkeit der Konglomerat-Schichten von der Basis aufwärts, eine asymmetrische Gestalt. Die Konglomerat-Körper wechsellagern mit dünnen Schichten von Turbiditen und Einschaltungen von kalkigen Tongesteinen. Einige mächtige Körper bestehen aus Untereinheiten mit Anzeichen einer inversen Gradation. Geringmächtige, gradierte Sandsteine begleitet ein Intervall von paralleler und schräg geschichteter Lamination. Tongestein-Bruchstücke sind schraffiert. Die Transportrichtung in den Konglomeraten und den geringmächtigen gradierten Sandsteinen ist die selbe. Ebenso war auch die Bewegungsrichtung der Rutschungsfalten (Profil C und B) identisch mit der Richtung der Strömungen. Dies beweist, dass die Strömungen und Abrutschungen gravitationsbedingt waren und zu gleicher Zeit verliefen.

deten und von dem dichten Kern unabhängig waren. Die Block-Schichten waren Bestandteil der Konglomerat-Fazies der Strukturzone Šambron—Kamenica, und bildeten hier bis zu 60 m mächtige Megarhythmen, die sich einige Male wiederholten. Vereinzelt traten sie in der südlichen Entwicklung des Paläogens der Klippenzone bei Chmelov auf.

2. Gradiert geschichtete Konglomerate geringer Mächtigkeit (bis zu 2,5 m) und Körner (bis zu 10 m) sind Bestandteile der Megarhythmen. Es wurde bei ihnen eine sukzessive Folge von Boumaschen Intervallen, häufige Interklaste und eingeregelter Gerölle (Taf. V, Fig. 1, Taf. V, Fig. 2) beobachtet. Diese Schichten entstanden unter Bedingungen, die eine Sortierung und hohe Korn-Separation sowie die Entwicklung von Schleppungsstrukturen gestatteten. Die gradiert geschichteten Konglomerate (Taf. III, Fig. 2) mit einem Abnehmen der Korngrösse in Richtung nach oben sind ein diagnostisches Merkmal von turbiditen Strömungen. Manchmal handelt es sich garnicht um Konglomerate, sondern um Sandsteine, mit in der Matrix an der Basis der Schichten verstreuten Geröllen. Die Körper besitzen regelmässige Formen und keilen lateral nicht aus, sie bilden Bestandteile der Sandstein-Megarhythmen oder gehen kontinuierlich in diese über und verlaufen in ihnen. Dieser Konglomerat-Typ trat oft in den südlichen Teilen der Čerhov-Einheit der Magura-Decke, sowie in der südlichen Entwicklung des Paläogens der Klippenzone bei Medzianky und Radvaňovce, in dem sog. oberen Megarhythmus, und in der Šambron-Zone auf.

3. Simmiktite oder „pebble-mudstones“ sind ein selbständiger Typ von Konglomeraten. Sie sind durch ein Überwiegen der tonigen und sandig-tonigen Matrix gekennzeichnet, in welcher sich in chaotischer Anordnung synd sedimentäre Klastite von Tonen oder ganze, aus den liegenden Serien stammende Flysch-Folgen befinden. Die harten Bestandteile werden von Blöcken und Geröllen von Kalken und Dolomiten, die oft stark kugelig sind und vom Strand stammen, repräsentiert. Da Partikel der Grösse von Ton nur in sehr stillem Wasser deponiert werden konnten, in welchem Gerölle und Blöcke (Taf. IV, Fig. 2) mit Grössen von 1—2 m nicht transportiert werden konnten, entstanden die Sedimente dieses Typs aus ausgedehnten submarinen Rutschungen, die entlang der steilen Hänge des Flysch-Troges niedergingen. Die wahrscheinlichste Ursache der Entstehung der Simmiktite war das Abrutschen von Blöcken aus dem seichten Wasser, und ihr Herabrollen über den Hang (provozierte) verursachte ausgedehntere Abrutschungen von unverfestigten tonig-sandigen Folgen der Hänge (Taf. IV, Fig. 2). Es entstanden dabei nicht-turbulente viskose, breiige Gemenge von Ton, Interklasten, Geröllen und Blöcken. Diese sind von dem steilen Hang plötzlich auf den flachen Grund des Bassins kommend, erstarrt. Simmiktite benötigen zu ihrer Entstehung einen steilen Hang und einen tonigen Boden, und sind empfindliche Indikatoren der Böschungs-Verhältnisse oder sie sind in die Ablagerungen der Böschung, sowie auch in den Turbiditen — den Ablagerungen der Tiefseeflächen, eingeschnitten.

Die paläogeographischen sowie auch die lithofaziellen Rekonstruktionen

deuten darauf hin, dass die Konglomerate der angeführten Typen marine Flysch-Ablagerungen sind, die lateral, aus intrageosynklinalen Ursprungsbe-
reichen transportiert worden sind. Es handelt sich um Klastite, die um tektonisch aktive Stellen auf steilen submarinen Böschungen, oder am Fusse der
Kordilleren in Form von submarinen Schwemmkegeln akkumuliert waren. Die Konzentration von Konglomerat-Megarhythmen zeigt das direkte Ein-
greifen von katastrophischen Rutschungsmechanismen, Korn-Strömen oder turbiditen Strömen, in der Regel durch submarine Cañons, an. Die Migration
der Megarhythmen kann entsprechend durch eine Verschiebung der Position der submarinen Cañons und ihrer Schwemmkegel erklärt werden. Zu einer
Erhaltung der eigentlichen Cañons und der Kanal-Ablagerungen kam es nicht, wegen der tektonischen Amputation jenes Teils der proximalen Zone,
in welcher sie vordem entwickelt waren.

Analyse der Paläoströme

Die Untersuchungen der Paläoströme (Abb. 4) sowie die proximalen Merkmale (Anwachsen der Mächtigkeit und allmähliches Anschwellen der Schichten mit der Zunahme von groben Klastiten (Abb. 6) „Amalgamation“) weisen darauf hin, dass die Areale (fazielle Flächen) der Konglomerate von Šambron-Kamenica sich näher zu ihrem Ursprungsgebiet befanden (schätzungsweise 15 km), als die übrigen studierten Konglomerat-Fazies. Das Šambron-Ursprungsgebiet lag im NO und breitete sich in einer Länge von mindestens 100 km in Richtung WNW-OSO aus.

Ähnlich entstanden auch die groben Klastite der südlichen Konglomerat-Entwicklung des Paläogens der Klippenzone, der sog. untere Megarhythmus von Chmelov mit einer Entwicklung von Riff-Olistolithen, durch einen raschen Transport. Wenn wir auch zur Zeit keine autochthonen Korallen-Algen-Biofazies finden können, beweisen ihre Olistolithe in den Konglomeraten, dass es auf der Seite der Riffküsten zu solchen Neigungen der Schelfe kam, dass ganze Teile der Küste instabil wurden und in das Milieu eines pelagischen Lithotops abrutschten. Die Kanten des Troges mit Biohermen verliefen nördlich von der Stelle ihrer Ablagerung (Abb. 5).

Die Konglomerate der nördlichen Entwicklung der sog. Inovce-Zone der Klippen sind an westlich bis nordwestlich geneigten Hängen, mindestens 20 km von der Kante des Troges, transportiert worden.

Parallel zu der Süd-Magura — Ursprungszone befinden sich Vorkommen von Konglomeraten der Strihovce-Schichten. Diese können entlang der Kante der Magura-Decke in der Nachbarschaft der Klippenzone in der ganzen Länge bis in die UdSSR verfolgt werden. Nach den durchgeführten Untersuchungen nehmen sie die Position des mittleren Teiles eines submarinen Schwemmkegels, annähernd 20 km von der Mündung des Cañons in den Boden des Flysch-Troges, ein. Falls wir eine ähnliche Organisation der Fazies annehmen wie in dem zentralkarpatischen Flysch (R. Marschalko

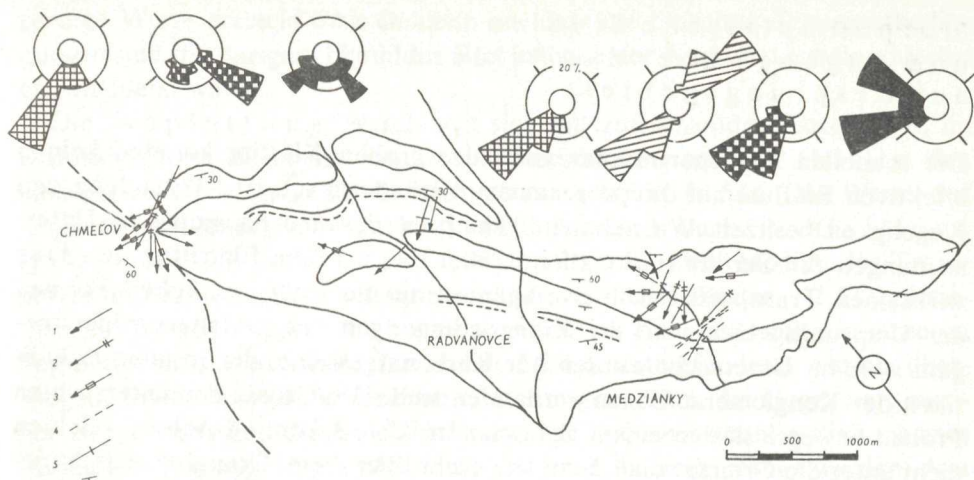


Abb. 5 Karte der Paläoströme des Konglomerat-Flysches des Paläogens der Klippenzone der sog. südlichen zentralkarpatischen Entwicklung und Transportrichtungs-Diagramme des klastischen Materials.

1 — Erosive Strömungsspuren, 2 — Azimute der Neigung der Schrägschichtung, 3 — Richtung des Transportes und der Ablagerung, abgelesen aus der Dachziegellagerung (Imbrikation) der Gerölle (30 Messungen), 4 — Absonderungs-Lineation der Körner, 5 — Schleppungsspuren. Die Transportrichtungs-Diagramme summarisieren gesondert die Messungen sub 1—5. Schrägschichtung (karrierte Schraffur). Erosive Strömungsspuren (Schachbrettschraffur). Richtung des Transportes und der Deposition, abgelesen aus der Dachziegelstellung der Gerölle (voll). Die Kreisdiagramme sind in 16 Sektoren zu $22,5^\circ$ geteilt. Die Variabilität kann durch visuellen Vergleich studiert werden. Die bimodale Distribution in dem unteren Megarhythmus der Konglomerate mit einer Entwicklung von Olistolithen ist wahrscheinlich durch den Eintritt von zwei korngroßenmässig unterschiedlichen Mischungen verursacht worden.

1961, 1964 und 1968), so entstand eine mindestens 25 km breite tektonische Separation der Fazies von den im S und SW gelegenen Ursprungsbereichen. (Vergl. T. K o r á b et al. 1962).

Schwierig gestaltet sich eine Schätzung der Ablagerungstiefe der groben Klastite und damit auch der Tiefe der Flysch-Tröge. Kalkige sowie nicht-kalkige Tongesteine und Mergelgesteine mit einem pelagischen Biotop und planktonischen sowie benthonischen Foraminiferen deuten auf eine Tiefe bis zu 2000 m hin. Wenn auch der, den Ursprungsgebieten anliegende Boden sehr mobil war und oft von Prozessen der Gravitations-Fliessmechanismen gestört wurde, so war er doch durch eine hohe organische Tätigkeit gekennzeichnet. In den Konglomeraten wurden Spuren von Paleodyction und Zoophycus gefunden (Taf. VI, Fig. 1, Taf. VI, Fig. 2), die für turbidite Lithotope typisch sind. Hierdurch ist ihr transgressiver Flachsee- (Molasse) Ursprung ausgeschlossen.

Morphometrische Studien der Gerölle und Angaben über das Paläorelief der Ursprungsgebiete

Die schnellen Transportmechanismen der groben Klastite konnten keinen effektiven Einfluss auf die progressiven Veränderungen der Abrundung und Kugeligkeit besitzen. Wir nehmen deshalb an, dass morphometrische Untersuchungen der Gerölle Informationen über die, vor dem Eintritt in den Trog wirksamen Transportstadien erbringen sowie die topographischen Formen der Ursprungsgebiete und die Klimabedingungen des Zeitalters widerspiegeln werden. Untersucht wurden nur Karbonatgesteine, die an allen Lokalitäten der Konglomerat-Zonen vorhanden sind. Die Grösse der untersuchten Proben bewegte sich in einem Bereich von 2,6—3,4 cm (A-Achse), reichten nicht unter die Grenze von 1,5 cm und nicht über 8 cm. Granulometrisch niedrigere Klassen wurden infolge des Überwiegens von Partikeln dieser Grösse an einigen Lokalitäten untersucht.

Gestalt und Form der Gerölle wurden durch den E. Sneed — R. L. Folkschen Index (1958) ausgedrückt. Eingehendere Studien von R. Marschalko (1974) zeigten, dass in den Konglomeraten des Paläogens der Klippenzone kugelig-flach-spindelförmige Gerölle (mit 37,9—60,3 %) vor scheibenförmigen (mit 21,4 %) vorherrschen. In der Šambron-Kamenica-Zone ist ihr Anteil geringer (31,6—48,5 %), doch höher ist der Anteil von sphärisch-flach-säulenartigen und flach-säulenartigen. Interessant ist die Feststellung, dass die Gerölle von Karbonatgesteinen keine Verschiebung zu den scheibenartigen Formen zeigen. Wenn wir das untersuchte Material mit den Konglomeraten der marginalen Fazies des Flysches der zentralen Westkarpaten nördlich des Gebirges Čierna Hora (R. Marschalko 1966) vergleichen, und die gleichen Transportmechanismen voraussetzen, überwiegen die scheibenförmigen Gerölle in den marginalen Fazies nördlich des Gebirges Čierna Hora (mit 49,8 %) stärker als in unserem Material (mit 21,4 %). Eine mögliche Erklärung hierfür wäre, dass die Ursprungsbereiche der Karbonatgesteine der Klippenzone keine Bruchstücke flacher, viereckiger Form produzierten, isotrop waren und tektonisch geringer betroffen waren als in den Einheiten der zentralen Westkarpaten. Da jedoch die Formänderung auch eine Funktion der Grösse ist und unsere Messungen in grösseren Körnigkeitskategorien nicht durchgeführt werden konnten, wissen wir nicht, ob die angeführte Folgerung allgemeingültig ist. Ist doch eine bedeutende Konzentration in der Kategorie der kugelig-spindelförmigen und ein niedriger Anteil von scheibenförmigen Gestalten bisher aus rezenten Flüssen bekannt.

Die Kugeligkeit ist allgemein grösser als bei der verglichenen Gruppe von Proben aus dem zentralkarpatischen Flysch nördlich des Gebirges Čierna Hora. Nach den Forschungen von R. Marschalko (1974) ist das Ansteigen der Kugeligkeit von der südlichen, Šambron-Kamenica-Zone nordwärts in die Zone paläogener Konglomerate der Klippen nicht das

Resultat der Transportrichtung, da die Abrundung der Gerölle allgemein geringe Werte erreicht. Wir nehmen an, dass die örtlichen Transportbedingungen und die Ausgangsform der Bruchstücke der Karbonatgesteine hierbei entscheidend waren.

Die **A b p l a t t u n g** vermindert sich mit zunehmender Kugeligkeit, im Durchschnitt ist sie in der Šambron-Kamenica-Zone geringer (1,44), in den paläogenen Konglomeraten der Klippenzone höher (1,54). Die Werte des Abplattungsindex von Geröllen (Abb. 7) sind nach A. C a i l l e u x (1945, 1952) und J. T r i c a r t (1955, 1965) für zwei Medien des Transportes und der Ablagerung diagnostisch; fluviatil (mit Werten $<2,1$) und marin (mit Werten $>2,1$). Nach den angeführten Kriterien sollte in unseren Populationen der in einem fluviatilen Milieu stattgefundenen Abrieb überwiegen. Doch weist die Verbreitung der Konglomerate, die Gegenwart mariner Organismen und die faziellen Übergänge auf ein ausschliesslich marines Milieu hin. Das angeführte Missverhältnis kann dadurch erklärt werden, dass die Gebirgsflüsse die groben Klastite in solche Tiefen des Flysch-Troges deponierten, wo ihr weiterer Transport nicht möglich war. Diese Studien werden in zutreffender Weise durch die Ergebnisse der Untersuchung von sedimentären Texturen der Konglomerate aller Zonen vervollständigt. Ihre Entstehung ist bedingt durch die rapide Verfrachtung des grobkörnigen Detritus, ohne eines Strand-Stadiums als Übergang, direkt durch die submarinen Täler und Cañons auf die Schwemmkegel an ihren Ausmündungen. Das in der schmalen Litoralzone verlaufende intermittente Stadium und die aktive Wellenerosion waren von zu kurzer Dauer um die morphometrischen Kennzeichen der Gerölle zu modifizieren.

Die **A b r u n d u n g** der Gerölle wies in den einzelnen Zonen, wie auch an gesonderten Lokalitäten, bedeutende Unterschiede auf (Abb. 8). Eine stärkere Abrundung erlangten die Konglomerate der Klippenzone der südlichen und auch der nördlichen Zone (mit einer modalen Klasse von 350—550), obwohl die Lokalitäten Bystré und Lipník niedrige Abrundungswerte aufwiesen (150—250). Die Šambron-Zone zeigte in einem Abschnitt von 20 km selten ausgeglichene Werte, denen zu dem Index 100 noch 1,5—5,2 % fehlten, und über einem Index von 500 enthielten sie 7,5—17 % der Gesamtmenge. Die bei allen gleiche modale Klasse 300—350 deutet dahin, dass der Abrieb veränderungslos und unter gleichen paläomorphologischen Bedingungen verlief. In der Zone verändert sich dieser Zustand ostwärts rasch, die Populationen werden bimodal, sie sind ungleichmässig verteilt, mit einer asymmetrischen Verteilung der Anzahl zu den höheren Abrundungsklassen hin (Abb. 8). Der anomal hohe Prozentsatz von Klastiten mit einem Index unter 100 (z. B. Lúčky, 46 %) weist im Vergleich mit rezenten Studien darauf hin, dass die Abrundung einem Transportweg von kaum einigen km entspricht. R e n c o D a l C i n (1967) führt bei dem Studium der Abrundung von Karbonatgesteinen an der Piave (Italien) an, dass Abrundungswerte unter 100 nach den ersten 20 km Transport völlig verschwanden. Das leicht abradierbare Karbonatmaterial erforderte deshalb eine schnelle Fort-

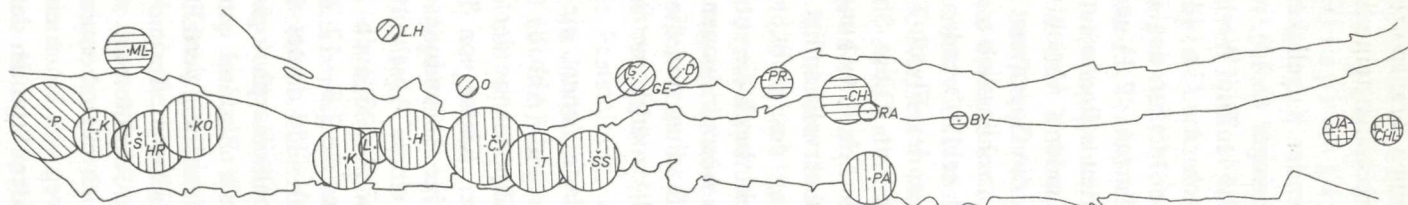


Abb. 6

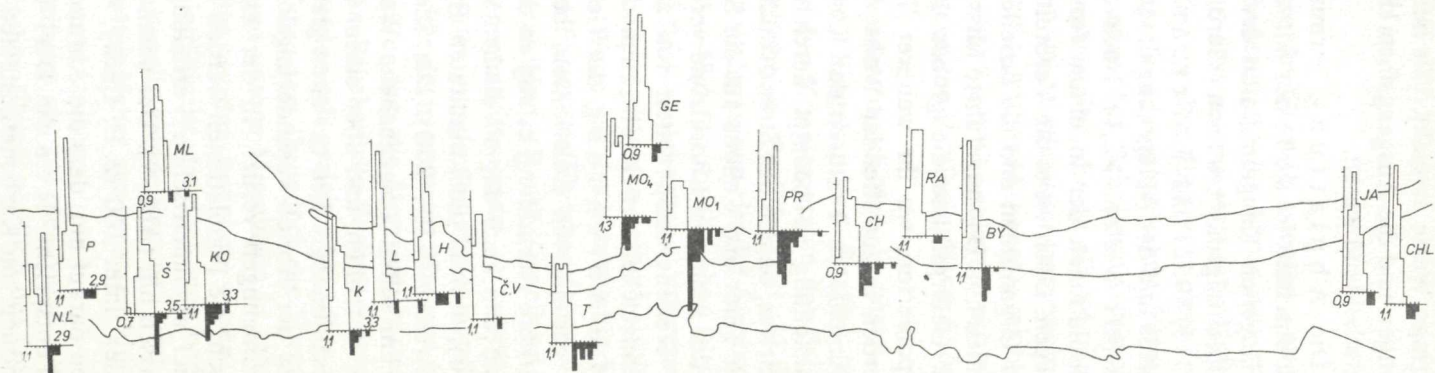
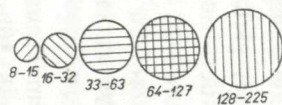


Abb. 7

schwemmung und eine „sofortige“ Verfrachtung in den Flysch-Trog. Wir nehmen an, dass der Transport dieser grobkörnigen Klastite zu den submarinen Schwemmkegeln durch Gravitations-FlieBmechanismen (Kornströme, turbidite Strömungen), oder durch saisonbedingte Muren und Überschwemmungsfluten der Flüsse bewirkt wurde.

Den Umstand, dass zahlreiche Lokalitäten höhere Abrundungsprozente aufweisen, erklären wir dadurch, dass die fluviatilen Kennzeichen durch marinen Transport modifiziert wurden. Dieser konnte kurzfristig an dem Strand zwischen den Deltas der einzelnen Gebirgsflüsse oder zwischen den Mündungen der Cañons zur Geltung kommen.

Schlussfolgerungen über das Relief. Falls die anfänglich geringe Abrundung der Karbonat-Klastite durch Gebirgsflüsse vermittelt wurde, erreichte die Topographie des Reliefs der Ursprungsgebiete hohe Werte. Sie lagen in geographischen Breiten, in denen kein Mangel an Niederschlägen herrschte, und die Flüsse drainierten Gebiete mit einem gebirgigen Relief, da sie eine grosse Menge an Geschiebe mit sich führten. Die Ursprungsgebiete mussten bei bedeutenden Längen (Inselbögen) grössere Breiten, die wir auf mindestens 20 km schätzen, besitzen. Das Relief dieser Inselbögen wurde durch die andauernde, von der Orogenese bedingte Hebung rejuvenisiert.

Petrographische Zusammensetzung der Konglomerate

Eine Definition der Ursprungsgebiete an Hand der petrographischen Analyse von Geröllen und groben Klastiten ist leichter als auf Grund der Petrographie von Sedimenten der Sand-Grösse. Deshalb müssen Versuche der Rekonstruktion der Ursprungsbereiche in erster Linie auf der Identifikation

Abb. 6 Karte der Verbreitung der grössten Gerölle und Blöcke in den Konglomeraten in drei tektonischen Einheiten.

Der mittlere Wert ist in cm angegeben und wurde durch Messung der längsten Achsen (A) in den einzelnen studierten Profilen ermittelt. Das Postulat der Proximalität resultiert aus dem Studium der submarinen Schwemmkegel, wo mit zunehmender Länge des Transportweges vom Kopf des Cañons bis zur abysalen Ebene das Gewicht oder der Durchmesser der Partikeln abnimmt. Die grössten Durchmesser erreichten die Konglomerate der Šambron—Kamenica-Zone, die kleinsten die Strihovce-Fazies.

Abb. 7 Die Werte der Abplattungsindexe der Gerölle (Cailleux) sind diagnostisch für zwei grundsätzliche Transport- und Depositionsmedien:

fluviatile (Flutwässer) und marine (litorale). Werte unter 2,1 indizieren ein fluviatiles, und über 2,1 ein marines Milieu. Den angeführten Kriterien nach, sollte in den Populationen eine Bearbeitung in fluviatilem Milieu überwiegen. Trotzdem indizieren die Verbreitung der Konglomerate, das Vorkommen von marinen Fossilien und die Übergänge in marine Folgen ein marines Milieu. Der angeführte Widerspruch kann dahingehend erläutert werden, dass die Flüsse das Material in solche Meerestiefen transportierten, in denen ein Transport der Gerölle nicht mehr stattfinden konnte. Deswegen konnte das intermittente Stadium nicht vorsichgehen und die morphometrischen Kennzeichen der fluviatilen Klastite wurden nicht modifiziert.

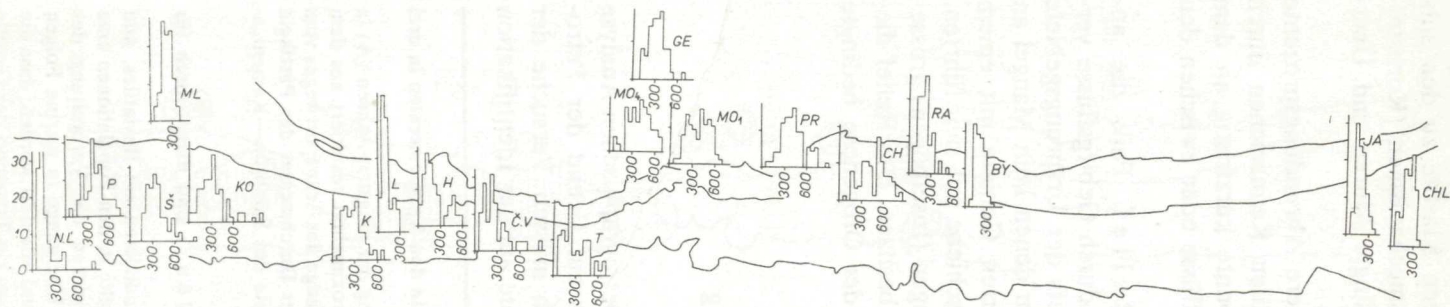


Abb. 8

234

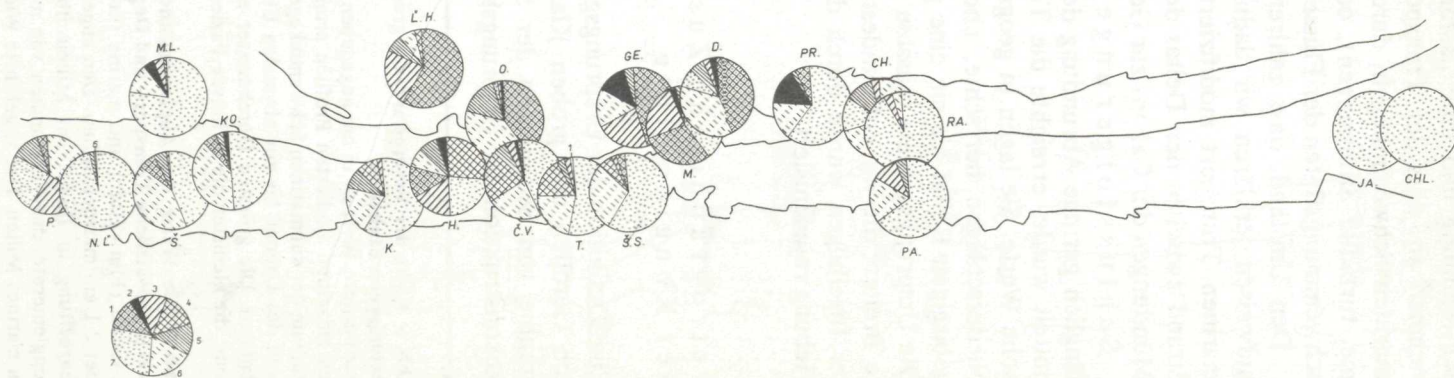


Abb. 9

von charakteristischen Gesteinsbruchstücken fassen, die direkte Beweise bieten. In unserem Fall gestaltete sich diese Aufgabe verhältnismässig einfach, da das Gesteinsmaterial nicht-zersetzte Klastite darstellt, die rapid auf die submarinen Schwemmkegel oder auf das subsidierende Schelf resedimentiert wurden. Derartige unreife Sedimente bieten eine ziemlich genaue Vorstellung über die natürliche Reihe der Gesteinsassoziationen in den Ursprungsbereichen. Selbstverständlich wäre diese Analyse nicht vollständig, wenn die Quellen des klastischen Materials nicht in Zeit und Raum lokalisiert würden. Die Beschwerlichkeit dieser Aufgabe können wir erfassen, wenn wir uns dessen bewusst werden, dass die Quellen in keinem der Fälle an die Oberfläche treten, dass sie während des Prozesses der Orogenese tektonisch destruiert, verschluckt worden sind, wobei die zurückgebliebenen marginalen Flysch-Fazies tektonisch amputiert und separiert worden sind. Die Kenntnisse der paläogeographischen Verhältnisse in solchen, tektonisch komplizierten Zonen sind sehr unvollkommen, wie es die völlig gegensätzlichen Anschauungen über die Entwicklung der Ursprungsbereiche in der Kreide und dem Paläogen der Klippenzone der Ostslowakei beweisen (siehe Birkenmajer 1970, Leško — Samuel 1968, Koráb — Nemčok — Ďurkovič — Marschalko 1962, Sikora 1971, Stránik 1965). Mit dieser Unsicherheit ist auch die paläotektonische Interpretation des Orogens dieses Bereiches der Karpaten gekennzeichnet.

Das Studium der petrographischen Zusammensetzung hatte die Aufgabe, die Vertretung älterer Gesteine als die Serien in denen die Konglomerate vorkommen, aufzuzeigen sowie jener Gesteine — Interklaste, welche direkt aus der Geosynklinalformation herausgerissen wurden, die durch sekundäre Hebung und submarine Erosion bei den Gravitations-Rutschungsprozessen

Abb. 8 Der Abrundungsindex der Gerölle, ermittelt durch Messung der schärfsten Kante in AB und verglichen mit der Achse A (Cailleux 1952) ist in Histogrammen ausgewertet worden.

Die Distribution der Abrundung der Populationen ist ungleichmässig, asymmetrisch, ziemlich oft bimodal. Es kann oft eine grosse Spannweite der Abrundung, besonders in Richtung zu höheren Klassen hin beobachtet werden, woraus darauf geschlossen werden kann, dass das seitlich aus Flüssen eintretende Material von den Meereswellen bearbeitet wurde, wodurch es einen hybriden Charakter erlangte. Sehr geringe Spannweiten und niedrige Abplattungsindexe weisen jene Populationen auf, die nur einen kurzen Transportweg zurücklegten und direkt, und rasch, über die submarinen Cañons in die Flysch-Troge gelangten.

Abb. 9 Vertretung der grundsätzlichen Gesteinsklassen in den Konglomeraten der drei Zonen. Es wurden folgende Gesteinstypen in sieben Klassen unterschieden: 1 — Quarz, Quarzit, Kieselgesteine, 2 — Melaphyr, Quarzporphyre, Amphibolite und Porphyrite, 3 — Phyllite, Phyllonite, Gneise, Glimmerschiefer, 4 — Migmatite, spätorogene Migmatite, 5 — exotische Granite, Granitoide, hochorogene Orthogneise, 6 — Quarzite, Sandsteine, Arkosen, Grauwacken, Schiefer, 7 — Kalke, Dolomite, metamorphosierte Kalke. Die Vertretung der Gesteine ist aus mehreren Gründen nicht repräsentativ: 1 — Die grundlegenden Gesteinsklassen waren an Lokalitäten anwesend, die während dieser Studien nicht aufgesammelt wurden. 2 — Während der Entstehung der Fazies waren einige sedimentäre Einheiten und Formationen in der Abtragungszone nicht vertreten, oder sie waren als Ursprungsgebiete ungeeignet. Die Strukturen sind durch Erosion nicht senkrecht angeschnitten worden. 3 — Die Verfestigung, besonders der oberkretazischen Sedimente der Sand-Grösse war so gering, dass diese keine Gerölle bildeten.

entstanden sind. Die Interklaste entstanden bei dem Eintritt der älteren klastischen Gesteine, sind mit diesen vermischt und besitzen eine grosse Bedeutung zum Begreifen der synorogenetischen Vorgänge. Bei der Analyse der stofflichen Zusammensetzung der sedimentären Gesteine wurde vor allem der Aspekt der stratigraphischen Stellung berücksichtigt. Ein weiteres Problem stellte der Vergleich der Bruchstücke mit den gegenwärtig aufgeschlossenen, vor allem mesozoischen Formationen mit Hilfe der mikro-faziellen Analyse, und mit älteren Strukturelementen des Kristallins auf. Die Areale der Ostslowakei bestehen vorwiegend aus tertiären Formationen, während die mesozoischen und paläozoischen Formationen mit Ausnahme kleiner Inseln (Ružbачy-Insel, Gebirge Humenské pohorie und Branisko) nur auf einer verhältnismässig geringen Fläche aufgeschlossen sind und ihr Bau unbekannt ist.

Die Identifikation der Gerölle zeigte, dass einige Gesteinstypen nicht nur dem ostslowakischen Areal, sondern den Westkarpaten überhaupt, fremd sind und deshalb als exotisch klassifiziert werden können. Da die Grösse der Bruchstücke in einigen Zonen (z. B. Strihovce-Schichten) nicht die zum Studium der Mikrofazies geeigneten Ausmasse erreichte, mussten wir von dieser Art der Analyse der Konglomerate absehen. Ebenso bot auch die monomikte Zusammensetzung der Karbonat-Konglomerate in der basalen Formation des Gebirges Humenské pohorie keine zuverlässigen Kriterien zu einer Interpretation ihres Ursprungs.

Die Vertretung der Gesteine stellen die beigefügten Tabellen 1 und 2 dar, auf denen die einzelnen Typen aufgestellt sind. Dem petrographischen Charakter nach gehört das studierte Material zu Sedimentgesteinen, metamorphisierten und auch granitisierten sedimentären Gesteinen vom Typ der Migmatite, zu variszischen Graniten, basischen und sauren Intrusivgesteinen und Effusivgesteinen.

Die zahlenmässige (Tab. 1) sowie gruppenweise Vertretung (Abb. 9 und Tab. 2) ist variabel und für die einzelnen Zonen, bzw. deren einzelne Segmente typisch. Einige Gesteine sind in allen studierten Zonen verbreitet, wie z. B. Quarzite, weniger Gneise und Glimmerschiefer. In den Strihovce-Schichten der Magura-Zone erreichen diese Typen einen Gehalt von 1,5—23,1 %, in dem Paläogen der Klippenzone, hauptsächlich dem westlichen Teil, von 5,0—23,4 %, in dem östlichen Teil von 3 bis 4 %. In der Šambron-Kamenica-Zone von 2,1—25,8 %. Typisch für die einzelnen Zonen oder Segmente waren magmatische und kristalline Gesteine, auf Grund dessen angenommen werden konnte, dass die Konglomerate der einzelnen tektonischen Zonen Elemente aus verschiedenen Quellen enthalten (Tab. 3).

II. TEIL

Petrographie der Magmagesteine und des Kristallins aus Geröllmaterial

Zum Studium sind Lokalitäten gewählt worden, die in drei parallelen Zonen liegen (Abb. 1). Die erste wird durch das Konglomerat-Flysch von Šambron—Kamenica dargestellt, gehört in das zentrale Paläogen der Westkarpaten und verläuft in der direkten südlichen Nachbarschaft der Klippenzone. In der zweiten Zone liegen Lokalitäten der eigentlichen Klippenzone der nördlichen — Inovce-Entwicklung und der südlichen Entwicklung. Die verhältnismässig geringste Anzahl von Lokalitäten liegt in dem relativ schmalen Abschnitt der Magura-Flyschzone an dem nördlichen Umfang der Klippenzone.

In den angeführten Zonen treten Konglomerate mit Geröllen einer bunten petrographischen Zusammensetzung auf. Unsere Aufmerksamkeit richtete sich hauptsächlich auf ältere als untertriassische Gesteine. An den einzelnen Lokalitäten sind Aufsammlungen für weitere petrographische Analysen des Geröllmaterials gemacht worden. Ein Teil der Lokalitäten war wegen des geringen Korndurchmessers zu Geröllanalysen nur wenig geeignet, in dem anderen Teil erreichten die Gesteinsbruchstücke demgegenüber grössere Ausmasse und lieferten ein gutes Bild über die Zusammensetzung des Abtragungsbereiches. Auf jeden Fall kann jedoch die Aufzählung des analysierten Materials nicht als genaues Abbild des Charakters des Abtragungsbereiches angesehen werden, da es sich nur um bestimmte Punkte in dem Bereich der Entwicklung des Paläogens handelt; ausserdem war die Probenahme zu Beginn unvollkommen, mit Hinsicht auf die wenig bekannten Probleme des Baues des Untergrundes des gegebenen Gebietes, und so kann das bearbeitete Material nicht als hinreichend repräsentativ angesehen werden.

Von den Gesteinen die zu älteren als untertriassischen Schichten und Formationen gehören, sind sowohl sedimentäre als auch metamorphisierte bis granitisierte Sedimentgesteine, sowie saure und auch basische Vulkanite vertreten. Die Vertretung der einzelnen Gesteinstypen ist variabel (Tab. 1, 2). Ein Teil von ihnen besitzt eine allgemeine Verbreitung, einige sind typisch für eine bestimmte Zone oder deren Abschnitt. Nach den Beobachtungen kann das Geröllmaterial auf Grund der lithologischen Analogie der unteren Trias, dem Perm, Karbon, dem älteren Paläozoikum und dem Kristallin verschiedenen Charakters zugeordnet werden. Aus der angeführten Skala von Gesteinen kommt den folgenden eine grosse Bedeutung zu: Limburgiten,

Tabelle 1

Tabelle der Vertretung von Gesteinen in Konglomeraten des Paläogens der zentralen Westkarpaten, der Klippenzone und des Magura-Flysches der Ostslowakei zwischen Malý Lipník und Humenné

Formation		Paläogen		Mesozoikum						Perm				
Nr.	Lokalität	Sandstein	tr. Quarz	tr. Schief.	Silizit	Karbonate	Porphyrit	Limburgit	met. Kalk	Quarzit	Arkose	Konglom.	Quarzporph.	Melaphyr
1.	L. Huta		12											
2.	Olejníkov	5	55			4		1					2	
3.	Geraltov		14			48							3	
4.	Geraltov		45		1				3		1		3	
5.	Demjata		20		2	10							4	
6.	Malý Lipník		6		6	120	3				1		1	2
7.	Mošurov		19		21	69	1	2			3			5
8.	Proč	6	20	3	3	110	2	1			2		22	6
9.	Chmeľov		3			114	1				5			
10.	Radvaňovce		2			55					3			
11.	N. Ľubovňa	1	1			255	1							
12.	Plavnica		6	3		30					7			
13.	Šambron	40	31	27	21	89			4		3			1
14.	Hromoš		4		3	10			3					1
15.	Kozelec		13	2	4	62				21	1			1
16.	Kamenica		13			84				11	2			
17.	Hanigovce	9	39			130				8	4			
18.	Červená Voda		20	2		104			1	18	1	3		4
19.	Telek		18			96	3		12	25	6			
20.	Jakubovany		1			39				7				
21.	Šariš. Sokolovce	3				80	6		12	35	3		14	
22.	Pavlovce		8	1	1	48					1			

permischen Quarziten, Arkosen, Konglomeraten, Quarzporphyren und Melaphyren, karbonischen Schiefen, Quarziten und Konglomeraten, altpaläozoischen Phylliten, Lyditen, Diabasen und Quarzporphyren, Gneisen, Glimmerschiefern, Amphiboliten, weiter spät- und hochorogenetischen Migmatiten, Granitoiden - und zwar tatrigen sowie exotischen und rotgefärbten Orthogneisen. Selbstverständlich kann bereits aus der Buntheit der Gesteine des Kristallins seine Kompliziertheit vorausgesetzt werden. Bei den allgemein wohlbekanntem intensiven und mehrphasig wiederholten Orogenvorgängen, die mit der tektonischen Verlegung ganzer Zonen und Struktur-Etagen des geologischen Baues verbunden waren, können die mit einer Rekonstruktion der Entwicklung des Kristallins verbundenen Schwierigkeiten leicht verstanden werden.

Da in dem Charakter des Geröllmaterials der oben angeführten drei Zonen bedeutende Unterschiede zu sehen sind (Tab. 1, 2) muss die Existenz von mehr als einem Ursprungsgebiet angenommen werden.

Das Material der Gerölle der Konglomerate des Konglomerat-Flysches von Šambron—Kamenica beweist, dass in dem Abtragungsgebiet folgende

Karbon		Altpaläozoikum										Kristallin			
Schiefer	Quarzit	Konglom.	Diabas Altpal.	Phyllit	Lydit	Quarzporphyr	Gneis	Glimmerschiefer	Migmatit spätorig.	Migmatit hochorig.	Amphibolit	Granit variszisch	Granit exotisch	rote Orthogneise	Quarz
1	6						12			3		4	3	5	45
1	25				1			3				20	16		83
1	6				1		5	6		1			3	18	63
1	35						10	9		1			3	6	41
							5					9			65
	2	2	2	1	1	2	2	2		1					1
	6	1				5	2			1			3		1
	1	1			1	10	3						4		9
	2	1		1		12	3	2		6			14		1
	9	2					1			3					1
		1	1				4			1					
35	8						42	8	5			26			6
14			2	1	2		12	6	1	2	2	18			8
10	25	24	4	2		7	12	2	1	6		17			1
11	6		1	2		2	1			1		5			6
5			1					6	1	11	1	12			
	11		1	4	25		14	4	11	35	5	16			10
	1				7		1	2	1	34	1	16			6
	3		3		3		4			36		6			3
			1	1			7			2					
	6		4	4				2		7					
	2	1		1	1	4	4	1		1		2			

Gesteinstypen reichhaltig vertreten waren: mesozoische Quarzite und Kiesel-sedimente, Kalke, Dolomite, Quarzporphyre, Melaphyre, Quarzite, Konglo-merate, Diabase, Gneise, Glimmerschiefer, relativ wenige hochorigene Mig-matite, in dem östlichen Teil Altpaläozoikum, wenig exotische Granite und wenig Quarz.

Auf den Lokalitäten der Klippenzone ist folgendes Material vertreten: wenig Flysch-Sandsteine, reichlich triassische Quarzite, reichlich Kiesel-sedimente; reichlich Kalke in dem östlichen Teil, mesozoische Vulkanite (auch exotische Quarzporphyre und Übergangsfazies in exotische Granite), reichlich Quarzporphyre, Melaphyre, wenig Quarzite und Konglomerate, wenig Diabas, Phyllite und Lydite, Gneise, Glimmerschiefer, wenige hoch-origene Amphibolite und tatrider Granite und relativ wenig Gangquarz.

In der dritten Zone von Lokalitäten, die der Flyschzone an dem nördli-chen Umfang der Klippenzone gehört, sind folgende Gesteine vertreten: wenig Flyschsedimente, reichlich triassische Quarzite, wenig Kiesel-sedimente, wenige Kalke, vereinzelt Vorkommen von Limburgit, wenige metamor-phisierte Kalke in dem östlichen Teil, wenige Quarzporphyre in dem öst-

Tabelle 2

Vertretung der grundlegenden Gesteinsklassen in Konglomeraten von drei Zonen
(Magura-, Klippen-, Šambron-Kamenica-Zone)

	Lvovská Huta	Olejníkov	Demjata	Malý Lipník	Mošurov	Geraltov	Proč	Chmel'ov	Radvaňovce	Nová Lubovňa	Plavaica	Šambron	Hromoš	Kozelec	Kamenica	Hanigovce	Červená Voda	Telek	Šarišské Sokolovce
1.	60,0	40,6	43,3		30,1	46,7	6,8				3,8	6,9	14,0	6,1		12,6	2,5	1,4	4,7
2.		0,5	2,7	5,0	2,9	11,1	15,2						6,0	2,4		4,4	0,8		
3.	23,1	1,5	2,7	5,0	23,4	22,8		4,0	3,0	3,0	25,8	0,8	15,5		2,1	17,2	3,4	2,8	1,3
4.	3,2												26,5		7,9	27,7	20,3	16,8	5,9
5.	7,4	15,8	6,0		2,5	3,9	1,2	11,0		1,0	11,4	5,2	7,0	3,1	8,7	7,5	5,5	2,8	
6.	6,3	39,7	37,3	13,0	41,1	15,5	15,0	73,0	4,0		35,6	41,8	7,0	50,3	20,4	7,5	22,5	22,2	27,9
7.		1,9	8,0	77,0			61,8	12,0	93,0	96,0	23,4	45,3	24,0	38,1	60,9	23,1	45,0	54,0	60,8

Erläuterungen:

1. Quarz, Quarzit, Silizit
2. Amphibolite, Quarzporphyre, Melaphyre, Porphyroide
3. Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite, Phyllonite
4. hochorigene Migmatite, spätorigene Migmatite
5. Granitoide, exotische Granite, hochorigene Orthogneise
6. Arkosen, Grauwacken, Sandsteine, Schiefer, Quarzite (Jungpaläozoikum?)
7. Kalke, Dolomite, metamorphosierte Kalke

lichen Teil und vereinzelt Melaphyr in dem mittleren Teil, wenige karbonische Schiefer in dem östlichen Teil, karbonische Quarzite, vereinzelt Phyllit in dem östlichen und Lydit in dem mittleren Teil, reichlich Gneise, Glimmerschiefer in dem östlichen Teil, hochorogene Magmatite, Granitoide vom tatrigen Typ, exotische Granitoide, rote Orthogneise und reichlich Quarz.

Wie zu sehen ist, sind einige Gesteinstypen in allen drei Zonen vertreten. Es müssen deshalb die charakteristischen Gesteine der einzelnen Zonen sowie auch ihr Fehlen in den einzelnen Zonen festgestellt werden.

Für das Konglomerat-Flysch von Šambron—Kamenica ist die Gegenwart von triassischen Schiefern, metamorphem Mesozoikum, permischen Sedimenten, karbonischen Schiefern, devonischen Diabasen, Phylliten, spät- und hochorogenen Migmatiten und tatrigen Graniten charakteristisch. Für die Klippenzone ist die Anwesenheit von Quarzporphyren, porphyrtartigen Granitoiden und exotischen Graniten überhaupt kennzeichnend. Für die äussere Zone sind rote Orthogneise und rote Granite typisch.

Von den negativen Merkmalen ist für das Konglomerat-Flysch von Šambron-Kamenica das Fehlen von Quarzporphyren, Limburgiten, exotischen Granitoiden und roten Orthogneisen charakteristisch.

Für die Lokalitäten der Klippenzone ist das Fehlen von triassischen Schiefern, permischen Sedimenten, karbonischen Schiefern, altpaläozoischen Diabasen und Phylliten, spätrogenen Migmatiten, Glimmerschiefern, tatrigen Graniten und roten Orthogneisen typisch.

Die äussere Zone der Lokalitäten (das Magura-Flysch) ist durch das Fehlen von triassischen Schiefern, metamorphisierten Kalken, permischen Sedimenten, Melaphyren, karbonischen Schiefern, Konglomeraten, altpaläozoischen Diabasen, Phylliten und Amphiboliten gekennzeichnet.

Da die Unterschiede in der Zusammensetzung des Geröllmaterials charakteristisch und grundsätzlich sind, ist es notwendig, die Existenz von wenigstens drei Kordilleren vorauszusetzen, von denen die südliche durch ein Kristallin des tatrigen Typs, die mittlere durch exotische Magmatite und die nördliche durch Kristallin mit einer Vertretung von roten Orthogneisen und Granitoiden gekennzeichnet wäre.

Auf Grund der Zusammensetzung des Geröllmaterials kann ein komplizierter geologischer Unterbau des Gebietes vorausgesetzt werden. Es kann die Existenz mehrerer Phasen der Orogenese angenommen werden, beginnend mit der assyntischen, kaledonischen, variszischen, mesozoischen und endend mit der alpidischen. Die einzelnen Orogenesen widerspiegeln sich am besten in den Konglomeratgesteinen, unter denen die karbonischen und wahrscheinlich liassischen und älteren Grauwackensedimente, die während der jüngeren Orogenesen metasomatisch verfestigt wurden, am besten unterschieden werden können. Es kann darauf geschlossen werden, dass wahrscheinlich wenigstens die jüngeren Orogenesen einen Zonen-Verlauf hatten, der mit dem heutigen Verlauf der Zonen in einem gewissen Masse übereinstimmte, abgesehen von der Versetzung ganzer Blöcke und Zonen und deren

Deformation während der einzelnen Orogenesen. Dies heisst, dass die ursprünglichen Streichrichtungen der Zonen eine andere räumliche Orientierung haben konnten als heute, doch die Zonalität und scheinbar auch eine Symmetrie der Zonen der älteren Orogenese um den relativ ältesten exotischen Block kann wohl angenommen werden. Selbstverständlich werden genauere Schlüsse über den Bau des Untergrundes nur auf Grund von vergleichenden Studien mit solchen Bereichen gemacht werden können, in denen der Unterbau an die Tagesoberfläche tritt, weiter auf Grund der Analyse von Geröllmaterial aus ausgedehnteren sowohl streichenden als auch quer-verlaufenden Abschnitten, und an Hand einer präzisen Aufsammlung und Analyse von typischen Repräsentanten des Untergrundes, ob es sich dabei schon um grobklastische Sedimente (mit einer Analyse ihrer Komponenten) oder um bestimmte Typen von magmatischen Gesteinen handelt.

Mit dem Studium von Material der Konglomerate, das aus dem Kristallin stammt, befassten sich in letzter Zeit mehrere Autoren (V. Zoubek 1931, A. Přebyl — B. Bouček 1956, Š. Kahan 1965, M. Krivý 1969, T. Wieser 1949, 1958, 1970 u. a.), und ihre Resultate bieten zur Zeit bereits ein mosaikhaftes Bild vom Bau des Untergrundes der Flysch- und der Klippenzone.

Kurzgefasste Charakteristik der Grundtypen von Magmatiten und Kristallinschiefern aus dem Geröllmaterial

Zur Anschaulichkeit der Vertretung von Gesteinstypen führen wir die kurze Charakteristik einiger ausgewählter Proben an Hand von mikroskopischen Präparaten, und ausserdem eine Übersichtstabelle der Vertretung der Gesteine an den einzelnen Lokalitäten nach makroskopischen und zum Teil mikroskopischen Beobachtungen (Tab. 3) an.

Ignimbrit dazitischen Charakters, bzw. Dazit (Lok. Proč, Gebirge Levočské pohorie — Poloma, Taf. XIX, Fig. 2). Die Struktur dieses Gesteins ist blastopyroklastisch. Im Dünnschliff können wir einen inhomogenen Komplex von Bruchstücken, Einschlüssen und magmatischer Masse beobachten, wobei in den Einsprenglingen, bzw. Bruchstücken Feldspäte vor Quarz vorherrschen. Das Kittungsmittel bildet eine glasige, schwach rekristallisierte Masse. Örtlich können miarolithische Aggregate von Feldspäten, oder grössere Anhäufungen von Magnetit, bzw. Limonit beobachtet werden. Das Gestein kann als dazitischer Ignimbrit bezeichnet werden.

Augitophyre und Augitite (Lok. Malý Lipník, Chmefov, Telek, Taf. XV, Fig. 1) sind relativ häufig vertreten. Sie sind in der Regel durch eine hyaloopitische Struktur gekennzeichnet, die aus Pyroxenen, Plagioklasen, untergeordneten opaken Mineralen und Chlorit in den Interstitien besteht. Pyroxene überwiegen stark. In einigen Fällen bildet Augit auch porphyrische Einsprenglinge.

Tabelle 3

Vertretung von ausgewählten Gesteinstypen in dem Geröllmaterial der Konglomerate
(auf Grund mikroskopischer Präparate)

	Dazit	Augitophyr	Keratophyr	aplit. Granit	Granitporphyr	Diorit-Porphyr	Pegmatit	Kersanit	Porphyrit	Limburgit	Arkose	Quarzporphyr	Melaphyr	Diabas	Phyllit	Lydit	Porphyroid	Gneis	chlorit. Amphibolit	Glimmerschiefer	Migmatit	Migmatit hochrogen	aplit. Orthogneis	Orthogneis	
1. L. Huta																								1	
2. Olejnikov										1															
3. Gieraltov a								1			1														1
4. Gieraltov b																									1
5. Demjata																									1
6. M. Lipník		2							3		1														
7. Mošurov			1		2				1	2	3	2	1												
8. Proč	1				3	3			2	1	2	2	1				1								
9. Chmel'ov		1					1				5					1					1	6			
10. Radvaňovce				1	1						3											3			
11. N. Lubovňa									1																1
12. Plavnica																									
13. Šambron											1	1													2
14. Hromoš					3								1												6
15. Kozelec											1		1	2											1
16. Kamenica											2		1								1	1			
17. Hanigovce											3		1	4							1				2
18. Červ. Voda											1														
19. Telek											1														1
20. Jakubovany		1							3		6			3											1
21. Š. Sokolovce					1				1		3			4			1				1	2	6		
22. Pavlovce						1					1				1										1
23. Lev. pohorie	1								1		1	1	1		1										

Limburgite (Lok. Olejnikov, Mošurov, Taf. XIV, Fig. 1, Proč) sind ähnliche Gesteinstypen, in denen jedoch ausser stark umgebildeten porphyrischen Augiten völlig umgebildete Körner primärer Olivine zu beobachten sind. Ihre Grundmasse wird von ebenfalls umgebildeten Pyroxenen, Ilmenit, untergeordnetem Chlorit und Feldspat, bzd. chloritisiertem Glas gebildet.

Melaphyre (Lok. Šambron, Mošurov, Proč, Gebirge Levočské pohorie — Poloma, Tafz XIII, Fig. 1) sind sehr häufig vorkommende Proben. Es handelt sich dabei um unterschiedliche Struktur-Typen, z. B. mandelsteinige, kompakte und porphyrische. Danach ändert sich auch ihr Gefüge.

Die Struktur der Grundmasse pflegt intersertal, poikilophtisch, hyalopilitisch bis spilitisch, gegebenenfalls hyalin zu sein. In der Mineralzusammensetzung überwiegt leistenförmiger Plagioklas mit Andesin-Zusammensetzung. Die dunklen Minerale sind in der Regel durch stark umgebildeten Pyroxen und untergeordneten Olivin vertreten. Von den opaken Mineralen sind Magnetit und leukoxenierter Ilmenit, gegebenenfalls Hämatit anwesend. Die

dunklen Minerale sind in Chlorit, Calcit und Limonit umgebildet. Manchmal kann eine geringe Menge von Quarz beobachtet werden. Von den akzessorischen Mineralen ist Apatit verhältnismässig häufig. Die Mandeln sind von Chlorit und Calcit ausgefüllt. Seltener befindet sich in ihnen Quarz und Feldspäte. Die Gesteine können nach dem vorherrschenden Gefüge als Mandelstein-Melaphyr, Melaphyr, porphyrischer Melaphyr, porphyrischer Mandelstein-Melaphyr u. ä. bezeichnet werden.

Diabasporphyr (Lok. Jakubovany) pflegt eine porphyrische Struktur zu besitzen, mit einer ophitischen Grundmasse, zusammengesetzt aus Plagioklas, Hämatit, leukoxenisiertem Ilmenit und Chlorit, welcher in der Regel gemeinsam mit Calcit durch Umbildung der dunklen Minerale entsteht. Plagioklas entspricht Andesin.

Gabbrodiorit — **Gabbrodiabas** (Lok. Kozelec, Taf. XII, Fig. 1) ist eine intrusive Varietät von Diabasporphyr. Seine Struktur ist gabbroophitisch, mit einer Zusammensetzung von Plagioklas, Amphibol, leukoxenisiertem Ilmenit, Apatit und Chlorit. Das Gestein kann als Gabbrodiorit bezeichnet werden.

Kersantit (Lok. Gieraltov, Taf. XV, Fig. 2) entsprechen vereinzelte Proben mit einer porphyrischen Struktur und Einsprenglingen von Plagioklas, Biotit und eines umgebildeten dunklen Minerals (wahrscheinlich Amphibol oder Augit) und einer Grundmasse mit den Merkmalen einer raschen Kristallisierung und metasomatischer Prozesse. Sie besteht aus Feldspäten, Leukoxen, Chlorit, Hämatit, einer geringen Menge von Quarz und Zirkon.

Amphibolite (Lok. Kamenica, Hanigovce, Šarišské Sokolovce, Červená Voda, Telek, Taf. XI, Fig. 1) sind durch die Metamorphose von basischen Vulkaniten entstanden. Sie entsprechen also Ortho-Amphiboliten. Es sind zwei Typen von Amphiboliten vertreten. Der erste mit einer granolepidoblastischen Struktur und der zweite mit einer granoblastischen bis Sieb-Struktur. Der erste Typ besteht aus Plagioklas, chloritisiertem Amphibol, untergeordnetem Quarz, Calcit, Leukoxen und Hämatit. Es handelt sich um einen chloritisierten Amphibolit. Der zweite Typ enthält Amphibol, Plagioklas, Quarz, Zoisit, Apatit und eine geringe Menge Muskovit. Die Struktur dieses Gesteins beweist, dass es sich um einen anderen, wahrscheinlich während einer hochorogenen Metamorphose umgebildeten Amphibolit-Typ handelt.

Quarzporphyre und **Keratophyre** (Lok. Gebirge Levočské pohorie — Poloma, Proč, Mošurov). Sie sind makroskopisch unterschiedlich gefärbt: grau, hell, grünlich, blassrosa bis rot. Ebenso sind auch die Strukturen dieser Gesteine verschieden. An Hand dessen können wir darauf schliessen, dass es sich um mehrere Gruppen von Quarzporphyren handelt. Die relativ jüngeren sind durch gut erhaltene, oft miarolithische, gegebenenfalls vesikuläre Fliesstexturen der Grundmasse gekennzeichnet. Die Grundmasse ist in diesen Beispielen in der Regel schwach rekristallisiert und durch Erzpigment getrübt. Als Einsprenglinge treten Feldspäte, Muskovite, bzw. muskovitische Biotite, Quarze und untergeordnet opake Minerale auf. Die Feldspäte

pflegen zum Teil in schachbrettartigen Albit, gegebenenfalls in ein Gemenge von Albit und Serizit albitisiert zu sein. Die Grundmasse hat eine ähnliche Zusammensetzung. Eventuelle miarolithische Hohlräume sind von Feldspäten, seltener von Quarz ausgefüllt. Gemeinsam mit den miarolithischen Hohlräumen treten kleine Adern mit derselben Füllung auf. In einigen Fällen treten die Albite als Einsprenglinge mit untergeordneten oder überwiegenden Orthoklasen auf.

Die zweite Gruppe der Quarzporphyre ist demgegenüber durch eine stärkere Umbildung gekennzeichnet. Die Feldspat-Einsprenglinge sind völlig umgebildet und von Calcit, seltener von Serizit bis Muskovit und Quarz verdrängt. Untergeordnet treten Relikte von Titanomagnetit, bzw. umgebildetem Ilmenit auf. Die Grundmasse ist unregelmässig rekristallisiert. Ausser Einsprenglingen von Plagioklasen und Quarz können örtlich Anhäufungen von Körnern mit einem Charakter von Granitporphyr, bzw. miarolithische Hohlräume mit schwächer umgebildeten Feldspäten beobachtet werden. Andere Proben sind demgegenüber durch die Anwesenheit von Albit-Einsprenglingen und eine stärkere Rekristallisierung der, in subparallel angeordneten Serizit umgebildeten Grundmasse gekennzeichnet. Manchmal sind Einschlüsse von Phylliten und Quarziten zugegen. Diese Gesteine können als Quarzporphyre, bzw. Keratophyre aus der Assoziation Granitporphyr-Quarzporphyr-Keratophyr bezeichnet werden.

Granitporphyre (Lok. Hromoš, Mošurov, Taf. XIX, Fig. 1, Proč, Radvaňovce) sind durch eine porphyrische bis porphyrtartige Struktur mit einem starken Anteil porphyrtartiger Plagioklase, Orthoklase und Mikrokline, Biotit, bzw. seiner Relikte und wenig Quarz gekennzeichnet. In der Grundmasse ist Quarz und untergeordnet auch die übrigen Komponenten, eine geringe Menge von Zirkon, Apatit, Rutil und opaken Mineralen anwesend. Andere Proben zeigen eine stärkere metasomatische Umbildung in der Form von Myrmekiten, Schriftstruktur der Komponenten u. ä.

Variszische Granite (fast alle Lokalitäten des Šambron-Rückens) sind durch eine hypidio- bis alotriomorphe Struktur gekennzeichnet, die aus undulösem Quarz, Orthoklas, Plagioklas, Muskovit, untergeordnet Zirkon, besteht.

Orthogneise (Lok. Hanigovce, Jakubovany, Telek, Demjata, Lvovská Huta, Gieraltov, Taf. XVII, Fig. 1) bilden in der Regel eine selbständige Gruppe von Gesteinen, die in unserem Schrifttum unterschiedlich benannt wird, und oft synkinematische Migmatite miteinbezieht. Ihr Charakter ist oft leukokrat. Sie sind durch eine granoblastische bis panalotriomorphe, gegebenenfalls granolepidoblastische Struktur gekennzeichnet. In der Mineralzusammensetzung pflegt verzahnter Quarz (manchmal auch poikilitisch), Orthoklas, untergeordnet Plagioklas, gegebenenfalls Mikroklin, chloritisierter und baueritisierter Biotit (eingeregelt) und Magnetit vertreten zu sein. Manchmal ist auch Muskovit anwesend. Oft können Myrmekite beobachtet werden. Stellenweise sind Konzentrationen von leukokraten Komponenten in parallelen Zonen zu sehen. Die Gesteine können als aplitische Granite, gege-

benenfalls als hochorogene Granit-Aplite und aplitische Orthogneise bezeichnet werden.

Synkinematische Migmatite (Lok. Malý Lipník, Šambron, Hromoš, Hanigovce, Kozelec, Kamenica, Jakubovany, Telek, Šarišské Sokolovce, Gieraltov, Chmeľov, Radvaňovce, Pavlovce, Lvovská Huta (treten gemeinsam mit Orthogneisen auf. Es handelt sich um primäre sedimentäre, gegebenenfalls vulkanogene Gesteine mit einer ausgeprägten, während der Regionalmetamorphose entstandenen, nachträglich noch migmatisierten parallelen Textur. Ihre Strukturen sind granoblastisch bis granolepidoblastisch, mit Schlieren vorwiegend von Quarz und von glimmerig-chloritischen Feldspäten. Manchmal sind grosse, netzartige Granate vorhanden. Biotite pflegen baueritisiert bis chloritisiert zu sein. Untergeordnet ist Leukoxen, Hämatit und Limonit. Quarz pflegt undeutlich verzahnt zu sein.

Paragneise (Lok. Plavnica, Šambron,... fast an allen Lokalitäten) besitzen eine granolepidoblastische Struktur und eine Paralleltextrur. Vorhanden sind Granat-, Biotit-, Glimmerschiefergneise oder ihre Diaphthorite — Glimmerschiefer (Lok. Kamenica, Hanigovce, Šarišské Sokolovce, Kozelec, Taf. VII, Fig. 2, Chmeľov). Für die Gneise ist Biotit mit einem braunroten Pleochroismus typisch.

Epimetamorphisierte Sedimente sind durch Quarzite, Phyllite (Lok. Šambron, Kozelec, Hanigovce, Taf. VIII, Fig. 2, Chmeľov, Pavlovce, Gebirge Levočské pohorie — Poloma, Malý Lipník, Taf. VIII, Fig. 1, Sokolovce, Taf. IX, Fig. 1), Lydite, gegebenenfalls durch metamorphisierte Kalke vertreten. Die Struktur dieser Gesteine pflegt nemato- (lepid-) granoblastisch bis blastoklastisch, und die Textur gebändert, primär undeutlich aleuropelitisches u. ä. zu sein. In der Mineralzusammensetzung überwiegt im allgemeinen Serizit (ausnahmsweise Muskovit), klastischer oder metamorpher undulöser Quarz und Erzpigment (Hämatit und Limonit), bzw. graphitisches Pigment. Diese Gesteine pflegen oft fein verfaltet zu sein, gegebenenfalls besitzen sie Anzeichen einer Querschieferung. Die Gesteine können als sandige Phyllite, Phyllite, serizitische Quarzite, serizitische Sandsteine u. ä. bezeichnet werden.

Kristallischer Kalk ist an der Lok. Pavlovce festgestellt worden. Das Gestein hat eine granoblastische Struktur und gerichtete Textur, und zwar bei Calcit quer zu der Einregelung der Relikte des primären Tongemengteils. Dieser ursprünglich klastische Gemengteil wird von Serizit, Quarz, Plagioklas und Erzpigment repräsentiert. Es handelt sich um eine zweifache Metamorphose des Gesteins. Die erste Metamorphose ist epizonal, die zweite (mit einer Querorientierung) ebenfalls epizonal, jedoch relativ ausgeprägter. Dies ist ein Grund zur Annahme, dass es sich um paläozoischen oder womöglich älteren Kalk handelt.

Lydite (Lok. Malý Lipník, Šambron, Hanigovce, Olejníkov, Červená Voda, Telek, Proč, Pavlovce, Taf. IX, Fig. 2) hat eine undeutliche (fast massige) von Calcit, bzw. untergeordnetem Quarz durchwirkte Struktur. In der Mineralzusammensetzung ist feiner Serizit, graphitisches Pigment und

undeutlich begrenzter Quarz zu sehen. Es handelt sich wohl um einen paläozoischen Lydit.

Die beschriebenen Gesteine stellen nur eine gewisse Auswahl der interessanteren, zur Rekonstruktion der Abtragungsbereiche wichtigen Typen dar. Wie aus den folgenden Tabellen (Tab. 1, 2, 3) ersichtlich ist, sind auch weitere Gesteinstypen vertreten, namentlich Sedimentgesteine der unteren Trias, des Perms und des Karbons.

Die Anwesenheit von Diaphthoriten weist auf die Existenz von tektonischen Linien und Druckzonen hin, entlang welcher eine Verkürzung des ursprünglichen Kristallins auf einen kleineren Raum angenommen werden muss.

Obwohl in dem untersuchten Gebiet im Rahmen dieser Arbeit nur paläozäne und eozäne Konglomerate studiert worden sind, die für einige Folgerungen keine hinreichenden beweiskräftigen Argumente lieferten, beachten wir auch Resultate der Untersuchung vereinzelter älterer Konglomerate (Alb). Berücksichtigt wurden auch Erkenntnisse des gleichzeitig verlaufenden Studiums von Konglomeraten in dem westlichen Teil der Klippenzone, wo mehrere stratigraphische Konglomerat-Horizonte zur Verfügung stehen, weiter die bisher von anderen Autoren durchgeführten Untersuchungen von Konglomeraten, aber auch die Beziehungen der Struktur im Untergrund der Klippenzone zu den angrenzenden Gebieten, wo diese entblösst und der direkten Beobachtung zugänglich sind (L. K a m e n i c k ý 1973). Appliziert wurden auch die Gesetzmässigkeiten des Baues des Kristallins der zentralen Westkarpaten und bei dem Magmatismus auch die Gesetzmässigkeiten der Distribution und der Genese in dem breiteren Bereich der Westkarpaten und der anliegenden Gebiete.

Kriterien zur Unterscheidung der Migmatit-Assoziationen und der Kristallinschiefer

Bei einem eingehenderen, vor allem den für die Entwicklung des Gebietes wichtigen Proben gewidmeten mikroskopischen Studium zeigt es sich, dass junge Vulkanite, und zwar Melaphyre, Spilite, Serpentinite, Troktolite, Porphyrite, Limburgite, Augitophyre, Kersantite, weiter Quarzporphyre, Keratophyre und Granitporphyre stark vertreten sind. Gleichzeitig entsteht das Problem der Auffindung von Kriterien zur Unterscheidung der natürlichen Gruppen voneinander. Die Schwierigkeit beruht hauptsächlich darin, dass Äquivalente dieses Vulkanismus in dem Bereich der zentralen Westkarpaten nur zum Teil bekannt sind. Im weiteren werden deshalb einige Ansichten über die Unterscheidungsmerkmale der einzelnen Gesteinsgruppen angeführt.

Das vorausgesetzte Präkambrium soll durch Migmatite, Migmatit-Amphibolite, Orthogneise, aplitische Orthogneise bzw. Aplitite und durch Diaphthorite dieser Gesteine repräsentiert werden. Alle sind durch eine markante

Paralleltextur, durch das Vorhandensein von Äusserungen metasomatischer Prozesse, sowie durch relativ ältere und jüngere Komponenten gekennzeichnet. Bei den Amphiboliten ist eine Umbildung des älteren Gesteins in parallelen Streifen, bei einer gleichzeitigen Biotitisierung von Amphibol und einer Anreicherung des Gesteins durch Quarz zu beobachten. Auch Orthogneise sowie synkinematische Aplite sind durch eine Einregelung der Mineralkomponenten gekennzeichnet.

Die vorausgesetzt paläozoischen Sedimente und die Magmatite besitzen eine buntere Skala von Texturen und Strukturen. Wenn wir von den niedrigmetamorphisierten Gesteinen ausgehen, können wir die Anwesenheit von Marmoren, Phylliten, sandigen Phylliten, Porphyroiden und Diabasen, gegebenenfalls Tuffen anführen. Das Unterscheidungsmerkmal der Marmore von jüngeren Kalken ist eine zu der ursprünglichen Schichtung quer-stehende Schieferung. Bei den Phylliten beobachten wir demgegenüber sehr oft Klein- und Mikrofallen, die stellenweise in eine Querschieferigkeit übergehen. Die Metamorphose überdauert im allgemeinen Deformationsprozesse. Basische Vulkanite sind durch eine völlige Umbildung der primären dunklen Komponenten gekennzeichnet. Porphyroide pflegen phyllonitisiert zu sein. Bei steigender Metamorphose beobachten wir ein Anwachsen von Serizit-Schüppchen auf Muskovit, und aus den Sedimenten entstehen Glimmerschiefer-Phyllite. Bei einer Tiefen-Kontaktmetamorphose entstehen aus diesen Gesteinen Gneise, granatische Gneise und Amphibolite.

Der variszischen Granitoiden ist keine Aufmerksamkeit gewidmet worden, da sie makroskopisch gut von den übrigen sauren Intrusivgesteinen zu unterscheiden sind. Ähnlich sind auch die spätorogenen Migmatite gut erkennbar.

Die als karbonisch angesehenen Sedimente können makroskopisch durch den gut sichtbaren klastischen Charakter und den Gemengteil bituminöser Komponenten verhältnismässig leicht unterschieden werden.

Grosse Schwierigkeiten bereitet die Einordnung der jüngeren, basischen Vulkanite, die zum Grossteil dem Aussehen nach zu den sog. Melaphyren oder Porphyriten (V. Z o r k o v s k ý 1949) gereiht werden können. Die strukturelle und textuelle Buntheit sowie die unterschiedliche Umbildungsstufe dieser Gesteine ist sehr gross. Im allgemeinen handelt es sich um mehr oder weniger umgebildete Gesteine. Das am meisten geeignete Kriterium scheint die Erhaltungsart der dunklen Komponenten zu sein. Bei den ältesten, wahrscheinlich permischen bis triassischen Typen, sehen wir in der Regel eine völlige Umbildung der dunklen Minerale. Bei der weiteren Gruppe können wir wenigstens zum Teil erhaltene dunkle Minerale beobachten. Es handelt sich wahrscheinlich um jurassische Vulkanite. Bei gut erhaltenen dunklen Mineralen können wir auf ein tithonisch-unterkretazisches Alter schliessen, wie z. B. bei äquivalenten Limburgiten und Augititen der zentralen Westkarpaten. Neogene Vulkanite sind im Vergleich zu unserem Material durch eine sehr gute Erhaltungsweise der dunklen Minerale gekennzeichnet und bei den hellen Mineralen (Plagioklasen) beobachten wir oft eine erhaltene Zonalität.

Dieses Kriterium der Erhaltungsstufe der dunklen Minerale kann hauptsächlich bei der Bewertung von Vulkaniten angewandt werden. Bei intrusiven Typen ist die Situation komplizierter, da die dunklen Minerale auch bei älteren teilweise erhalten, und entgegengesetzt in jüngeren bei einer starken Autometamorphose, umgebildet sein können.

Unter den klastischen Sedimenten befinden sich viele Grauwacken und Arkosen, von denen einige Bruchstücke vulkanischer Gesteine enthalten. Da jedoch andernseits ein Teil dieser Proben Merkmale einer Regionalmetamorphose, bzw. Kontaktmetamorphose aufweist, ist es nicht möglich, sie stratigraphisch eindeutig einzuordnen. Es kann mit Wahrscheinlichkeit ein liassisches Alter angenommen werden, wobei dann die Anwesenheit von saureren Differentiaten in den Bruchstücken auf eine Differentiation des triassischen Vulkanismus hinweisen würde.

Exotische Vulkanite die durch eine bunte Assoziation von Quarzporphyren, Keratophyren, Dazititen, Granitporphyren u. ä. repräsentiert werden, gehören zu dem jurassischen, bzw. unterkretazischen Vulkanismus. Da die untersuchten Konglomerate zumeist paläozän oder eozän sind, kann die Zugehörigkeit einiger Proben saurer Magmatite zu dem laramischen Vulkanoplutonismus (K. Skoczylas — Ciszewska 1956) nicht ausgeschlossen werden. Dies wird auch von dem weiter angeführten geochronologischen Alter zweier Granitoid-Proben angedeutet. Äquivalente eines sauren jurassischen Vulkanismus sind in den zentralen Westkarpaten nicht bekannt. Ebenso sind auch die ursprünglichen Kordilleren, von denen sie abgetragen wurden, unbekannt.

Bei den oberjurassischen bis unterkretazischen exotischen Vulkaniten sind uns auch Übergangstypen zu plutonischen Gesteinen und subvulkanische Intrusivgesteine bekannt. Mit der Charakteristik von sauren exotischen Magmatiten ohne einer sichtbaren Metamorphose bzw. Dynamometamorphose befassten sich in letzter Zeit Š. Kahan (1965), M. Krivý (1969) und L. Kamenický et al. (1974). Da zu einer Unterscheidung dieser Gruppe exotischer Gesteine keine geeigneten makro- oder mikroskopischen Kriterien gefunden werden konnten, gelangen die angeführten Autoren auf Grund der Applikation der spektrochemischen quantitativen Analyse und der Messung der Gesamtradioaktivität zu dem Schluss, dass es sich um eine selbständige, verhältnismässig einheitliche Formation, scheinbar jüngeren Alters, handelt. Es können keine gemeriden Granite sein, da diese während der oberen Kreide nicht entblöst waren.

Die exotischen sauren Magmatite sind durch nur mässig erhöhte Gehalte der Spurenelemente B, Li, F, Sn, W, Be und mittlere Gehalte an Ba und Sr gekennzeichnet. Ihr typisches Merkmal ist die hohe Gesamt-Gamma-Aktivität, die an relativ höhere Gehalte von Th als U gebunden sind.

Die gemeriden Granite sind demgegenüber durch einen hohen Gehalt an B, Li, F, Sn, W und Be, und einen entgegengesetzt niedrigen Gehalt an Ba und Sr gekennzeichnet. Ihre Strahlungsintensität ist an relativ höhere Gehalte von U als Th gebunden. Die gesamte Gamma-Aktivität ist hoch

Tabelle 4

Vergleichstabelle der Gehalte ausgewählter Spurenelemente sowie Th und U
der Haupttypen saurer Magmatite der Westkarpaten

Lfd. Nr.	Gestein	B ppm	Sn	Sr	Ba	Zr	QTh ‰ · 10 ⁴	QU	QTh/QU
1	Orthogneise und synkinematische Granite der zentralen Westkarpaten	37/1	10	480	400	21	3,2/3	3,1	1,1
2	Muráň – Orthogneise	7,8/1	10	62	316	72	14,3/2	2,7	5,3
3a	Variszische Granitoide und Porphyroide der zentralen Westkarpaten	12,3/7	10,7	361	657/4	135/6	12,3/8	2,8	4,6
3b	Spurenelement-Gehalte variszischer Granitoide nach Tauson et al. und Gehalte von Th und N nach Tréger	25/8	5,7	504	1217	–	10,7/6	4,7	2,77
3c	Durchschnitt aus 3a und 3b	21,4/25	7,1	464	981	135/6	11,6/14	3,6	3,8
4	Varisz. Granitpegmatit, Lok. Telek	29,5	15,5	63	630	400	9,7	0,8	12,6
5	Permische Quarzporph., zentr. W–Karpaten	72,7/3	16,1	104	497	272	8,8/1	1,1	8,0
6	Exotische saure subvulkanische und vulkanische Magmatite	29,1/12	10,4	67	590	194	20,6/18	2,5	9,5
7a	Gemeride autometamorphisierte Granite	34,5/2	55/2	104	70	285	12,8/3	9,9	1,6
7b	Detto – Werte übernommen aus Tauson et al. und Tréger	364/12	39	44	164	–	8,4/27	18,6	0,52
8.	Tertiärer Granodiorit aus Sandrik	18,2/1	15,5	460	650	138	18,5	2,4	7,8

(M. Tréger 1972, L. V. Tauson et al. 1974, L. Kamenický et al. 1974).

Der tertiäre Granodiorit aus Sandrik besitzt annähernd gleiche Charakteristiken wie exotische Granitoide, und in dem Korrelationsdiagramm von U und Th liegt sein Punkt in dem Feld der exotischen Granitoide.

Die hohe, hauptsächlich an Th gebundene Gesamt-Radioaktivität dieser Gesteine, zwei mit Hilfe der K/A Methode auf 93,3 und 140 Mill. Jahre festgelegte geochronologische Bestimmungen (mündliche Mitteilung von Mitarbeitern des Institutes für Geochemie der Sibirischen Abteilung der Akademie der Wissenschaften der UdSSR in Irkutsk), sowie das Fehlen einer Metamorphose beweisen nach Ansicht der Verfasser ein oberjurassisches bis kretazisches Alter dieses Magmatismus (vergl. V. G. Černov 1973).

Wenn wir die Durchschnittswerte der ausgewählten Spurenelemente und die an Th, U und K gebundene Radioaktivität verschiedener Gruppen saurer Magmatite aus dem Bereich der Westkarpaten vergleichen (Tab. 4), sehen wir einige natürliche Gruppierungen:

Orthogneise, die Granite vom Typ Králička und synkinematische Migmatite inbegriffen, sind durch eine niedrige Gesamt-Gamma-Aktivität gekennzeichnet, ähnlich wie bei dem präkambrischen Orthogneisen und Granuliten der Böhmisches Masse (M. Matolin 1970). Ein Teil der Orthogneise ist, ähnlich den Orthogneisen von Bíteš in der Böhmisches Masse, durch höhere Ti-Gehalte gekennzeichnet. Deshalb muss diesem Umstand und der Stellung dieser Gesteine weiter Aufmerksamkeit gewidmet werden. Mit Hinsicht auf den Gehalt an Spurenelementen erscheint diese Gruppe als nicht metallführend.

Variszische Granitoide und altpaläozoische Quarzporphyre weisen auch keine Merkmale einer ausgeprägten Metallführung auf. Ihre Gesamt-Gamma-Aktivität ist höher als bei den präkambrischen Magmatiten und Metamorphiten, doch gegenüber den exotischen Granitoiden und den gemeriden Graniten ist sie niedriger (P. Ondra 1973) und dabei hauptsächlich an das stärker als U vertretene Th gebunden. Nur die permischen Vulkanite der Gemeriden, dadurch bekannt, dass an sie eine spezifische Vererzung gebunden ist, sind durch höhere Gehalte an Spurenelementen und eine ebenfalls hohe Gamma-Aktivität, die bei den vererzten Typen an höhere Gehalte von Uran, bei den nicht-vererzten Typen an die relativ höheren Gehalte von Thorium gebunden ist, gekennzeichnet.

Durch die hohe Gesamt-Gamma-Aktivität sind weitere Gesteinsgruppen gekennzeichnet, und zwar exotische saure Magmatite, gemeride autometamorphe Granite und tertiärer Granodiorit. Es müssen jedoch Unterschiede in der Azidität und in dem geologischen Auftreten beachtet werden, da die exotischen Magmatite eine vulkanoplutonische Assoziation bilden, während die gemeriden Granite keine begleitenden Vulkanite besitzen. Während bei den exotischen Magmatiten und dem tertiären Granodiorit die Radioaktivität an hohe Thorium-Gehalte gebunden ist, ist sie in den gemeriden Graniten an Uran gebunden. Die gemeriden Granite besitzen ausgepräg-

te Merkmale der Metallführung, hauptsächlich Sn. Die exotischen Magmatite zeigen auch mässig erhöhte Spurenelement-Gehalte, doch sind diese niedriger als bei der vorhergehenden Gruppe.

Schlussfolgerungen des petrographischen Studiums der Magmatite und Kristallinschiefer

Das Studium der Konglomerate resultiert in nachstehenden Hauptfolgerungen: In dem Bereich der Klippenzone und der angrenzenden Gebiete existierten mehrere Abtragungsbereiche unterschiedlichen Charakters, im ganzen an den Bau des Kristallins der zentralen Westkarpaten erinnernd.

Das Proterozoikum ist durch Orthogneise, synkinematische Granitoide, Leptit-Gneise, Amphibolite, Gneise und Glimmerschiefer vertreten.

Das ältere epimetamorphe Paläozoikum durch Phyllite, Quarzite und serizitische Sandsteine, oft quer-verschiefert, wahrscheinlich mit einem sauren Vulkanismus von Quarzporphyren und Porphyroiden. Als weitere Gesteinstypen treten bituminöse Phyllite, Lydite und metamorphisierte Kalke hinzu. Diese Gesteine bilden eine Analogie der Gelnica-Serie der Gemeriden.

Die Existenz von Devon mit einem basischen Vulkanismus kann aus einigen Proben mit Diabas-Charakter abgeleitet werden, bzw. aus Gabbrodiabasen und aus dem Fund eines Konglomerat-Gerölls vom Typ Bindt — Rudňany mit Geröllmaterial, das hauptsächlich aus Diabasen und Grünschiefern besteht. Dies würde demnach der gemeriden Rakovec-Serie entsprechen.

Das Karbon ist schieferig-konglomeratisch. Ausnahmsweise ist eine Entwicklung von Konglomeraten des Bindt — Rudňany Typs vorhanden.

Im Perm existierte ein starker basischer, von Melaphyren repräsentierter und wahrscheinlich auch ein saurer, von Quarzporphyren vertretener Vulkanismus.

Es existierte ein Mesozoikum mit starkem triassischem (spilitischem), jurassischem bis unterkretazischem und oberkretazisch-paläogenem Vulkanismus. Dieser hatte im Jura anfänglich einen basischen Charakter mit einer Differentiation in Porphyrite, Dazite, Quarzporphyre, Granite und Granitporphyre, in der Kreide wohl anfänglich ebenfalls basisch und später vom Typ der Banatite.

Wie wir sehen, besitzt das Kristallin in dem Raum der Klippenzone und den angrenzenden Gebieten eine ähnliche Struktur, wie sie uns aus den zentralen Westkarpaten bekannt ist. Wichtig ist die Feststellung, dass in diesem Raum ein Paläozoikum entwickelt ist, welches dem aus dem Bereich der Gemeriden bekannten gleicht, da jedoch Gründe dafür bestehen dieses Paläozoikum als autochthon anzusehen, müssen wir eine gewisse Symmetrie in dem Aufbau der Westkarpaten zulassen. Auf diese Tatsache konnte in der Vergangenheit aus dem Vorhandensein von Paläozoikum in den Kleinen

Karpaten, die eine extreme Position zwischen den kristallinen Kernen der Tatriden einnehmen, geschlossen werden.

Da uns in dem Bereich der Klippenzone zur Zeit weder die ursprünglichen Kordilleren, noch die Strukturelemente in denen ein so intensiver mesozoischer Magmatismus entstanden war bekannt sind, und wir auch den geologischen Bau nicht kennen, da es sich um ein stark verkürztes Gebiet handelt, kann eine Rekonstruktion der Entwicklung des Gebietes nur durch eine gegenseitige Ergänzung von Resultaten der einzelnen Forschungsmethoden, wie z. B. der Sedimentologie, der faziellen Analyse, der petrographischen Analyse der Sedimente und insbesondere des Geröllmaterials, Geochronologie, Petrochemie, Geochemie, des Studiums analoger Gebiete in denen eine Entblössung das direkte Studium der älteren Formationen gestattet, aber auch mit Hilfe einer Gesamtanalyse der Entwicklung dieses Segments der äquatorial orientierten Orogene durchgeführt werden. Nur in jenen Fällen, wenn verschiedene Methoden zu ähnlichen Resultaten führen, kann angenommen werden, dass die Rekonstruktion der Entwicklung des Gebietes wahrscheinlich richtig ist.

Bemerkungen zur Genese des Magmatismus mit besonderer Hinsicht auf den basischen Ophiolith-Vulkanismus

Aus dem Studium des Geröllmaterials geht hervor, dass sich in dem Bereich der Klippenzone permanent eine magmatische Aktivität äusserte, in welcher Etappen von basischem Ophiolith-Vulkanismus mit Etappen von intermediärem bis saurem Magmatismus, der zeitweise den Charakter von vulkanoplutonischen Assoziationen besass, wechselten. Eine Besonderheit dieses Gebietes ist eine intensivere magmatische Aktivität während des Mesozoikums und des älteren Tertiärs als in dem Bereich der zentralen Westkarpaten. Aus der Anordnung der Äusserungen des an eine schmale, gestreckte Zone gebundenen Magmatismus ist sichtbar, dass er sich in Abhängigkeit von älteren tektonischen Strukturen entwickelt hat. Keime des neoiden Magmatismus sind eigentlich bereits im Perm zu sehen, wo wir Anzeichen der Entstehung einer neuen Geosynklinale beobachten können.

Den basischen Vulkanismus können wir gut mit dem Ophiolith-Vulkanismus vergleichen, besonders wenn gleichzeitig ultrabasische Gesteine, Gabbros, Basalte und oft begleitende Radiolarite vertreten sind.

Die Ophiolith-Zonen können als ozeanische Kruste angesehen werden, wenn wir die Vorstellung der neuen Globaltektonik und „plate-tectonics“, mit einer vorausgesetzten Entstehung ausgedehnter Ozeane und submariner Rücken applizieren, mit einem gleichzeitigen basischen Vulkanismus, mit einer Unterschiebung der ozeanischen Kruste entlang der Benioffschen Fläche unter die Kontinente, die eventuell mit der Entstehung von Inselbögen mit einem intensiven, differenzierten Vulkanismus verbunden ist. Dies

ist eine äusserst anziehende Vorstellung, die durch ihre Eindeutigkeit und durch die angeführten Beispiele der Kontinent-Ränder, der Entstehung des Atlantischen Ozeans und der ozeanischen Tröge imponiert. Die Problematik unseres Gebietes ist jedoch scheinbar komplizierter. Mit ihr befasste sich in letzter Zeit L. Kamenický (1974), der die folgenden Faktoren anscheinend grundsätzlicher Bedeutung für die Entwicklung des Karpatenraumes anführt:

Die Existenz mehrerer Ophiolith-Zonen in dem Bereich der Karpaten und der Dinariden (5 bis 7 Hauptzonen);

Ein zu kurzer Zeitraum zur Öffnung eines grösseren Ozeans — z. B. unterer und mittlerer Jura, obere Kreide u. ä.;

Wechsel des Ophiolith-Vulkanismus mit intermediärem und saurem Magmatismus — oft handelt es sich um sehr saure Differentiate, z. B. Granite, alkalische Granite, Syenite, Keratophyre, Rhyolithe (L. Kamenický et al. 1974);

Der geochemische Charakter des basischen Vulkanismus entspricht zumeist den Basalten kontinentaler Rifts, bzw. submariner Rücken (M. J. Bickie — E. Nisbet 1972, B. Cambel — L. Kamenický 1967, 1968, J. A. Pearce — J. E. Cann 1973, H. Savu et al. 1970);

Die spezifische Geschwindigkeit der Dilatationsbewegung — lässt in unserem Gebiet die Voraussetzung bedeutend geringerer Geschwindigkeiten zu, als bei der Erweiterung des Atlantischen Ozeans, da mit einem Absinken der Dilatationsbewegung auf den Nullwert und mit einer Rückbewegung gerechnet werden muss. Dies führt zu der Ansicht, dass die Breite der einzelnen Ophiolith-Zonen allgemein gering war;

Die geologische Entwicklung des Gebietes in den vorhergehenden Zeitaltern — es muss angenommen werden, dass eine Sial-Rinde in diesem Raum bereits vor dem oberen, bzw. mittleren Präkambrium vorhanden war;

Typ der Sedimentation der oberpaläozoischen und mesozoischen Bassins — häufig sind Flachsee-, Lagunen- bis Kontinental-Entwicklung (R. Trümpy 1960);

Charakter der tektonischen Prozesse — Kontraktions- und Dilatationsphasen in rhythmischer Wiederholung;

Räumliche Auftrittsweise der Ophiolithe — in der Regel handelt es sich um relativ schmale Zonen mit basischen Effusivgesteinen, ultrabasischen Körpern assoziiert mit Gabbros und Gabbroamphiboliten und untergeordneten Dioriten, Pyroxeniten und Glaukophaniten. Sie befinden sich in der Regel in überschobenen Schuppen und Decken, die auf den benachbarten Block aufgeschoben sind, wodurch eher auf eine Situation geschlossen werden kann, in welcher der entstandene simatische Tumor, bzw. submarine Rücken nach seiner Entstehung wieder komprimiert und wieder auf die benachbarten Blöcke verschleppt, und nicht unter diese geschoben wurde (B. Reinhardt 1966, H. Savu 1967, L. Kamenický 1964).

Allgemein kann beobachtet werden, dass die Phasen des ophiolithischen

und des gebirgsbildenden Vulkanismus mit einer Tendenz abwechseln, dass für die Ophiolith-Etappen, besonders in den jüngeren Zeitaltern, immer kürzere Intervalle bleiben.

Alle angeführten Argumente führen eher zu der Annahme der Ansicht über schmalere Dilatationszonen mit Ophiolithen inmitten der sialischen Kruste, die nach der Entstehung komprimiert wurden, wobei gleichzeitig die Ophiolithe ausgeschleppt wurden, die dann oft kleinere Protrusionen, gegebenenfalls Melange-Zonen bilden. Obwohl zahlreiche Prozesse den Erscheinungen am Rand der Kontinente ähnlich sind, haben sie hier eine andere Bedeutung.

Wenn wir die angeführten Tatsachen zusammenfassen sehen wir, dass sich der Magmatismus etappenartig, in verhältnismässig kurzen Intervallen entwickelte und, dass im Rahmen der einzelnen Etappen Magmatismen unterschiedlichen Charakters wechselten, und zwar zu Beginn ein geosynklinaler basischer (zumeist als initial u. ä. bezeichnet), dann ein orogener (synorogener, plutonischer, subsequenter Magmatismus) und endlich ein finaler, in den Bereichen der Stabilisierung des Sials. Der letzte ist in den regenerierten Gebieten unausgeprägt alkalisch und verbindet sich, oder besser gesagt geht in eine neue Geosynklinalphase über. Die Genese des geosynklinalen Magmatismus kann nicht auf die Neubildung einer ozeanischen Kruste vereinfacht werden, da Fälle bekannt sind, dass seine Produkte direkt auf der Sial-Rinde liegen, gegebenenfalls sind sie in einigen Zonenabschnitten überhaupt nicht vertreten, oder in anderen Abschnitten überwiegen intermediäre Differentiate, bzw. noch saurere bis alkalische Granite, in Abhängigkeit von den lokalen tektonischen Bedingungen.

Der geosynklinale Magmatismus kann bis zu einem gewissen Masse mit den magmatischen Prozessen in Rift-Zonen verglichen werden. Nach O' H a r a (1972) ist die Entwicklungsabfolge einer Rift-Zone folgende: Zu Beginn entsteht ein simatischer Tumor, der mehr und mehr von vulkanischer Tätigkeit begleitet wird, bis es zu Ende der Entwicklung zur Bildung des Rifts mit einer folgenden Ingression der Sedimente kommt. Nach der Meinung des Autors ist vom Beginn dieser Entwicklung bis zur Ingression in der Regel ein Zeitraum von ca 25 Mill. Jahren notwendig. Falls wir diese Regel akzeptieren, so bliebe zur Entstehung von Ozeanen, wenn wir auch das Schliessen des Ozeans mitkalkulieren, in unserem Bereich wirklich keine Zeit. Bei diesen Explikationen wird gewöhnlich eine Aktivität der Konvektionsströmung in der Erdrinde, mit darauffolgendem Vulkanismus und Riftbildung angenommen. Andererseits sind die Auswirkungen einer Veränderung der Druck-Temperatur-Verhältnisse auf magmatische Herde bekannt. Wenn wir diese zweite Tatsache betonen, so kann es bei einer einfachen mechanischen Dilatation ebenso zu Extrusionen kommen. Beide Prozesse sind wohl an der Entstehung der magmatischen Aktivität beteiligt.

Bei den intermediären und sauren Vulkaniten sehen wir entgegengesetzt, dass sie gewöhnlich in Gebieten entstehen, in denen es zu einer Kontraktion, zur Unterschiebung, bzw. Aufschiebung von Schuppen und Blöcken des Sials,

zu einer Zunahme der Mächtigkeit des Sials und zu Veränderungen der Druck-Temperatur-Verhältnisse in ihm kommt, wodurch eine Kontamination und Differentiation ermöglicht wird. Auf diese Weise kann die Entstehung von Inselbögen mit ihrem bunten Vulkanismus (J. J a k e š — A. W h i t e 1971) und der Sedimentierung von Flysch und Wild-Flysch, mit der Entstehung von schmalen Ophiolith- und Melange-Zonen gut erklärt werden.

Wenn wir unsere Ophiolith-Zonen von diesem Gesichtspunkt aus bewerten, können wir voraussetzen, dass sie in bestimmten Abschnitten Melangen entsprechen können, die bei der tektonischen Ausschleppung der submarinen Rücken entstehen konnten, aber auch bei sekundären Protrusionen, besonders wenn die oberen Etagen des Strukturbaues nicht denudiert waren.

Unsere Kenntnisse über die Zusammensetzung und den Bau des Untergrundes des östlichen Abschnittes der Klippenzone sind jedoch lückenhaft, da sich die Konglomerat-Lagen im Paläozän und Eozän, und nur ausnahmsweise in älteren Formationen befinden, und so nur wenige direkte Beweise des Alters der einzelnen Gesteine; bzw. Magmatite bestehen. *

Analyse der Gerölle von Karbonatgesteinen

Aus den Geröllen karbonatischer Gesteine kann ein ziemlich detailliertes Bild über die Anordnung mesozoischer Schichtenfolgen an bestimmten Stellen der Kordillere von Šambron und der paläogenen neopieninischen Kordillere im Bereich der Klippenzone, rekonstruiert werden (siehe Abb. 9, 10, 11). Im weiteren wird die Beschreibung dieser Gesteine nach ihrer stratigraphischen Abfolge erfolgen. Das Abbild des Mesozoikums ist natürlich nicht vollständig, da klastische Gesteine (Sandsteine und Schiefer des Werfens, Lutz, Keupers, Lias, Alb, sowie auch der mittleren und oberen Kreide der Klippenzone) nicht erwogen wurden. Ebenfalls nicht eingereicht sind Kieselgesteine (Radiolarite, Spongiolithe, Hornsteine). Aus orientativen Dünnschliffen feinkörniger Konglomerate ist ersichtlich, dass Kieselgesteine hauptsächlich in die feinkörnigeren Fraktionen konzentriert sind. Einem Dünnschliff-Studium wurden 215 Gerölle unterzogen, von denen über 400 Dünnschliffe angefertigt wurden. Annähernd 90 % der untersuchten Gerölle konnte mit Gewissheit oder mit grosser Wahrscheinlichkeit stratigraphisch in die Abteilungen, bzw. bis in die Stufen eingereiht werden.

Bei der Auswertung des reichhaltigen mikropaläontologischen Materials der Dünnschliffe waren uns behilflich, Dr. J. Charollais (Geologisches Institut der Universität in Basel), Dr. O. Dragastan (Paläontologisches Laboratorium der Universität in Bukarest), Dr. J. Bystrický DrSc., Dr. E. Köhler CSc., Dr. O. Jendřejáková CSc., (Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava), Dr. O. Samuel CSc. (Geologisches Institut Dionýz Štúr, Bratislava), Dr. A. Schaleková CSc. und Dr. R. Mock (Naturwissenschaftliche Fakultät der Komenský-Universität, Bratislava), ihnen allen möchten wir an dieser Stelle unseren Dank aussprechen.

Im weiteren werden zuerst die Kalke der metamorphisierten mesozoischen Serie, dann in stratigraphischer Folge die übrigen Karbonatgesteine ohne Metamorphose-Spuren behandelt werden.

Das metamorphisierte Mesozoikum im ganzen

Die Karbonatgesteine dieser Gruppe weisen gemeinsame Merkmale einer Regionalmetamorphose auf, und zwar metamorphe Lamination, Differentiation in Feinschichten und manchmal auch ihre Zickzack-Verfaltung, Rekristallisierung mit der Entstehung einer vornehmlichen Einregelung (der

Gestrecktheit) der Körner in einer, auf die Druckrichtung senkrechten Ebene, starke Zwillingsbildung von Calcit, Umfliessen von rigideren Komponenten (z. B. Dolomitekristallen, Echinodermengliedern), Entstehung eines grobkörnigeren Aggregates in ihrem „Schatten“ (Taf. XX, Fig. 1), granuliert Adern.

Regional metamorphisierte Kalke sind an folgenden Lokalitäten festgestellt worden: Šambron A,B, Kozelec, Hanigovce, Kamenica, Červená Voda, Drienica, Telek, Šarišské Sokolovce, Pavlovce, also nur in Konglomeraten der Šambron-Zone.

Dunkelgrauer dolomitischer Kalk mit einer metamorphen Lamination — mittlere Trias, Lok. Kozelec-i. Zeigt eine Rekristallisierung des Calcits mit einer deutlichen Formregelung, Streckung der Körner in der Ebene der Verschieferung. Es kam zu einer Differentiation in hellere und dunklere Streifen; die dunkleren Feinschichten enthalten Schlieren einer Kohlensubstanz und sind bedeutend feinkörniger (hemmender Einfluss des Kohlenpigments auf die Rekristallisierung). Dolomit bildet gelbliche verstreute Körner (bis zu 0,25 mm), selten noch mit Resten einer Idiomorphie — nachgewiesen durch Färbung mit Alizarin. Quarz ist in allotriomorphen Körnern (bis zu 0,12 mm) vorhanden, mit deutlichen Calcit-Einschlüssen, zumeist wohl authigen, ohne Einregelung. Ein deutlicher Gemengteil von Mineralen der Glimmer-Gruppe. Pyrit ist die jüngste Komponente, Würfel und Pentagonal-dodekaeder (bis 0,05 mm) schneiden auch authigenen Quarz. Der dolomitische Gemengteil in dem dunkelgrauen Kalk ergibt als wahrscheinlichste Eingliederung, mittlere Trias.

Blassrosa, selten graue, metamorphisierte Kalke mit Relikten von Crinoiden-Stielgliedern — Flachseefazies des Juras (hauptsächlich Lias), Lok. Hanigovce-f, Šarišské Sokolovce-d, e, Kozelec-b. Echinodermenglieder bestehen entweder aus zwillingslamelliertem Calcit mit einer Granulation (Mikritisation) einiger Lamellen, gegebenenfalls verlieren sie vollkommen den Charakter eines Monokristalls (Zerfall in ein unregelmässiges, undeutliches Mosaik). In der Probe Hanigovce-f kam es bis zur Ausbildung einer Lineation. Die Probe Kozelec-b weist überdies noch häufige Interklaste auf (teilweise womöglich auch Pseudooide), die in der Schieferungsebene gestreckt sind, mit verjüngten Enden, manchmal auch S-förmig verkrümmt. Die Interstitialmasse zeigt Einregelung, Umfliessen der Echinodermenglieder (hauptsächlich der Crinoiden-Columnnalien) und die Ausbildung eines gröberen Aggregates (Pseudosparit) in ihrem „Schatten“ (Taf. XX, Fig. 1).

Gelblicher, Crinoiden und winzige Lumachellen führender, schwach metamorphisierter Kalk — Flachseefazies des Juras, wohl Lias, Lok. Hanigovce-c. Organismen: zahlreiche Bruchstücke von Lamellibranchier-Schalen, von Bohralgen angebohrt, zahlreiche Echinodermenglieder (auch Crinoiden-Columnnalien) manchmal mit syntaxialen Säumen, stark verzwillingt, selten punktate Brachiopodenschalen, winzige Foraminiferen, Echinodermenstacheln. Gegenseitiges

Einpressen der Bruchstücke ineinander mit Lösungserscheinungen an den Kontakten, Zermalmung bei tektonischer Kompression, Mikrostylolithe, Granulationsadern.

Grünlicher, metamorphisierter kieselig-mergeliger Kalk — Dogger bis unterer Malm, Lok. Pavlovce-a, Červená Voda-f, Šarišské Sokolovce-b. Metamorphe Lamination auch makroskopisch sichtbar (Taf. XX, Fig. 2). Differentiation in Streifen weniger deutlich, Schieferungsflächen nicht verkrümmt. Schwach rekristallisierte Schlammstruktur. Chalzedon im Gestein dispergiert, Chalzedon-Calcit-Adern quer und auch „lagernd“. Unsichere Relikte von Radiolarien.

Weisser metamorphisierter Kalk — wahrscheinlich höherer Malm, Lok. Šambron B-d, Telek-a. Deutliche Einregelung des Calcits in Richtung der Druckverschieferung. Durchschnittliche Korngrösse 0,07 mm, bzw. 0,005 mm, alle grösseren Körner zwillinglamelliert. Nicht häufiger, authigener allotriomorpher Quarz mit grösseren, verhältnismässig runden Calciteinschlüssen.

Grauer, metamorphisierter Kalk mit zickzackartig verfalteten Schieferungsflächen (b-Achsen) — Lias oder Neokom, Lok. Červená Voda-e, Kamenica-e. Differenzierung eines schwachen mergeligen Gemengteiles in sehr dünne wellige Streifen (Taf. XX, Fig. 3). Probe Kamenica-e mit reichem Pyrit-Pigment.

Auswertung: Das Auftreten von metamorphisiertem Mesozoikum praktisch in dem ganzen Bereich der Šambron-Kordillere spricht eindeutig für ihre Zugehörigkeit zu den zentralen Westkarpaten und nicht zu der Klippenzone, in der jedes geringste Anzeichen einer Metamorphose des Mesozoikums fehlt. In der Klippenzone verwirklichte sich anscheinend die Ablösung der sedimentären Decke von dem kristallinen Untergrund früher, als es zur Metamorphose des intim mit dem Untergrund verbundenen Mesozoikums in den zentralen Westkarpaten kam.

Die Gegenwart dieser Gerölle datiert uns die Dynamometamorphose des karpatischen Mesozoikums als vor-mittelleozän, wie dies auch schon früher angenommen worden war.

Die Altersbestimmung der gefundenen Gesteinstypen geschah durch einen Vergleich mit bisher bekannten Vorkommen von metamorphisiertem Mesozoikum in den Westkarpaten, und zwar aus den Hüllenserien der Kleinen Karpaten (Borinka-Entwicklung), dem südlichen Teil der Gebirge Inovec, Tribeč, Vefká Lúka-Abschnitt der Kleinen Fatra, Niedere Tatra (Donovaly-Entwicklung), Branisko, sowie der Krížna-Einheit in ihrem „Heimatgebiet“ in der Umgebung von Banská Bystrica und dem Massiv des Razdel in dem Tribeč—Gebirge, und hauptsächlich aus dem Mesozoikum der Veporiden. Ein sehr instruktives Vergleichsmaterial bietet z. B. das veporide Mesozoikum aus dem Einschnitt der neuen Strasse nördlich von der gewesenen Eisenbahnstation Košické Hámry (Gebirge Čierna Hora) und aus der Serie Vefký Bok bei Liptovská Teplička. Die Anwesenheit von metamorphisierten jurassischen Kalken in dem Geröllmaterial kann als sicher be-

wiesen angesehen werden. Was triassische Gesteine anbetrifft, so können zu dieser metamorphisierten Serie auch einige Dolomitgerölle gehören; erfahrungsgemäss pflegen Dolomite in metamorphisiertem Mesozoikum nicht so deutlich betroffen zu sein wie Kalke, es entstehen in ihnen nur brekzienartige Strukturen. Womöglich kann die Bildung zahlreicher authigener Feldspäte in einigen Dolomitgeröllen auf die Mobilität der Stoffe in Verbindung mit der Regionalmetamorphose der umgebenden Schichtenfolgen hinweisen.

Die Zugehörigkeit der metamorphisierten Kalke zu älteren als mesozoischen Schichtfolgen, kann ausgeschlossen werden (sie kommen nur in den Betliar-Schichten der Gemeriden — wahrscheinlich Silur — als grobkristallische, oft metasomatisch durch Fe-Mn-Karbonate verdrängte Kalke vor, und in der Harmonia-Serie der Kleinen Karpaten haben sie ein abweichendes Aussehen, und kommen mit Hinsicht auf die Entfernungen nicht in Frage).

Die metamorphisierten Kalke in der Kordillere von Šambron können am wahrscheinlichsten mit einem Fortsetzen der Hüllenserie des Branisko-Gebirges bis über 30 km nw. von den letzten bekannten Aufschlüssen erklärt werden. Dieses Resultat ist ein bedeutender Beitrag zur Aufhellung des Baues des Untergrundes des Spiš-Kessels. Es kann womöglich noch eine weitere Auslegung angenommen werden, es handele sich um ein Mesozoikum der Veporiden, die in einem weiten Ausmass bis in die Nachbarschaft der Klippenzone aufgeschoben wurden. Diese Erläuterung kann auf keine Tatsachen gestützt werden, deshalb neigen wir zu der vorher angeführten Auffassung.

A n i s

Hellgrauer körniger Dolomit mit *Meandrospira deformata*, mit häufigen authigenen Feldspäten, Lok. Šambron B-e. Mittelkörniger Dolomit (Korngrösse 0,25—0,5 mm, alle mit undulöser Löschung). Enthält häufig Foraminiferen *Ammodiscus sp.* und *Meandrospira deformata* Salaj — Bestimmung Dr. O. Jendrejáková. Ein Teil der Foraminiferen ist nur in der Form von Phantomen in einem grossen Dolomitkorn erhalten. Sehr häufig sind authigene idiomorphe Plagioklase (Taf. XXI, Fig. 1) mit unregelmässig ausgehenden polysynthetischen Lamellen, einem tafelförmigen Habitus (0,15—0,30 mm), optisch unhomogen. Sie schneiden Dolomitkörner und organische Reste, sind nicht eingeregelt. In geringerer Menge tritt authigener allotriomorpher Quarz auf (auch Aggregate in der Form von kleinen Linsen). Auch klastischer Quarz ist zugegen (korrodierte Körner — seine Menge ist im Vergleich zu den authigenen Feldspäten bedeutend geringer); den klastischen Charakter eines Teiles der Quarze beweist auch die Anwesenheit von Muskovit-Schüppchen, akzessorischer Zirkon und Turmalin, der Ursprung von akzessorischem Rutil kann authigen sein.

Ein Gestein ähnlichen Charakters ist aus Aufschlüssen in den Karpaten bis

her nicht bekannt. Ungewöhnlich ist der sandige Gemengteil an klastischem Quarz in dem Dolomit (Nähe der Vindelizischen Schwelle?), ungewöhnlich ist auch der Anteil an authigenen Feldspäten (das Gestein kann als „feldspatitisierten Dolomit“ bezeichnet werden). Interessehalber kann angeführt werden, dass der einzige „feldspatitisierte“ Dolomit mit makroskopisch sichtbaren authigenen Feldspäten nur in der Form eines Gerölls aus einer analogen klippennahen Kordillere gefunden wurde, die in dem Paläogen im Orava-Gebiet emporragte (M. Mišík — O. Fejdiová — E. Köhler 1968, Taf. XIII, Fig. 1). Das Alter des Gesteins kann dank der Anwesenheit von *Meandrosira deformata* Salaj (J. Salaj — A. Biely — J. Bystrický 1967, J. Salaj 1969) als Anis bestimmt werden. Das angeführte Gestein könnte, soweit wir bemüht wären es zu den bekannten Einheiten zu reihen, ehestens aus einer Fortsetzung der Branisko-Hüllenserie stammen; die Mobilisation von Alumosilikat-Lösungen, die nach der Aggradationsrekristallisierung von Dolomit zur Bildung von authigenen Feldspäten führt, könnte eine Begleiterscheinung der Metamorphose sein, die in isolierten Dolomit-Proben sonst schwer nachzuweisen ist.

Mittlere Trias — hauptsächlich Anis

Gutensteiner Kalke s. 1.

Graue, teilweise dolomitische Kalke (mässig rekristallisierte Oomikrite, Pelmikrite, Intramikrite und Intrapelmikrite). Lok. Chmelov-d, Telek-d, Nová Lubovňa-p, Šarišské Sokolovce-a, Pavlovce-d. Dolomitierung in der Form von Aggregaten grösserer nicht-idiomorpher Körner oder in Aggregaten kleiner Rhomboederchen (0,02—0,08 mm); Dolomit entstand auch epigenetisch (Schneidung älterer Calcit-Adern — Lok. Pavlovce-d). Pseudooide von der Lok. Chmelov-d (durchschn. Grösse 0,15 mm) zeigen typische, in Gutensteiner Kalken festgestellte Deformationen (M. Mišík 1971): S-förmige Deformationen, Kettenbildung, „inward collaps“; die Deformationen sind bevorzugt an bestimmte Feinschichten gebunden. In der Lok. Šarišské Sokolovce-a sind auch Partien von Ooiden mit Grössen bis zu 0,4 mm, mit einer selektiven Rekristallisierung der Hüllen vorhanden. Zahlreiche Interklaste enthält vor allem die Probe Pavlovce-d. Organische Reste sind allgemein sehr selten; in jedem Dünnschliff können jedoch Ostracoden (auch beide Klappen zusammen) gefunden werden und vereinzelt auch einige der folgenden: Bruchstücke von Lamellibranchiern, Foraminiferen vom Nodosaria-Typ, Globochaete sp., Echinodermenglieder. Häufig pflegt authigener idiomorpher Quarz vorzukommen; an der Lok. Šarišské Sokolovce-a max. Länge 0,25 mm, max. Breite 0,08 mm mit Einschlüssen von Dolomit-Rhomboederchen (Taf. XXI, Fig. 2), wodurch bewiesen wird, dass der authigene Quarz hier jünger ist als die Dolomitierung. Vereinzelt wurde authigener Albit festgestellt (Pavlovce-d).

Grauer feinkörniger Kalk (rekristallisierter Biomikrit) Lok. Hromoš-n. Enthält keinen Dolomit-Gemengteil. Gekennzeichnet durch eine Ostracoden-Mikrofazies mit winzigen Foraminiferen *Fronicularia* sp. und korrodierten *Globochaeten*.

Ladin

Dunkelgrauer feinkörniger Dolomit mit *Diplopora annulata*, Lok. Hanigovce-b. Durchschnittliche Korngröße 0,15—0,25 mm. Organische Reste: häufig *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh. var. *dolomitica* (Pia) Pia — bestimmt von Dr. J. Bystrický. Algen, hauptsächlich in der Form von kleineren Bruchstücken, vereinzelt sind Gastropoden und agglutinierte Foraminiferen. Die Struktur des Dolomits ist von der ursprünglichen Struktur des Sedimentes unabhängig (siehe M. Mišík 1970 b), das Dolomit-Mosaik respektiert die ursprünglichen Konturen der Allocheme nicht, und Algen sind, dank des Mangels an Pigment in ihnen, nur in der Form von Phantomen erhalten (Taf. XXI, Fig. 3). Dasycladaceen zeigen hier eine besondere Fossilisierungsweise — der Körper der Alge ist von klarem Dolomit gefüllt, umgeben ist die Alge von einem schmalen, bituminösen Saum; die interstitiale Dolomit-Masse ist hellbraun, deutlich pigmentiert. In einem Korn, in einem optischen Dolomit-Monokristall kann die Grenze aller drei der erwähnten Typen verlaufen.

Ladinische Diploporen-Dolomite sind in der Čierny Váh Entwicklung der Choč-Decke üblich. In der Biely Váh Entwicklung kommen ladinische Dolomite nicht vor, in mitteltriassischen Dolomiten der Hüllenserien wurden keine Dasycladaceen gefunden, in der Krížna-Decke wurden sie in ladinischen Dolomiten nur vereinzelt in der Niederen Tatra gefunden (J. Bystrický 1967). Wenn wir dieses Gestein zu den bekannten Einheiten reihen wollten, wäre der wahrscheinlichste Ursprung dieses Gerölls die Čierny Váh Entwicklung der Choč-Decke. Die Frage der Anwesenheit, bzw. der Möglichkeit der Unterscheidung der Hüllen-, Krížna- und Choč-Einheit in der Ostslowakei wird auf S. besprochen.

Mittlere Trias — hauptsächlich Ladin

Reiflinger Kalke

Hellgrauer, schwach-knolliger, teilweise dolomitischer Kalk mit einer „faserigen“ Mikrofazies (Biomikrit), Lok. Chmeľov-u, VII, Červená Voda-i, g, Hanigovce-g. Organische Reste: „Fasern“ (Schalen juveniler Lamellibranchier) manchmal bei der Kompaktion des Sediments zerbrochen (Taf. XXII, Fig. 1), *Globochaete alpina* Lombard, calcifizierte Radiolarien, Ostracoden (auch beide Klappen zusammen), vereinzelt Foraminiferen (agglutinierte Form, *Fron-*

dicularia sp.) und Echinodermenglieder. Für alle Proben ist ein Dolomit-Gemengteil in der Form von Aggregaten kleiner Rhomboederchen (0,03—0,07 mm) kennzeichnend; er betrifft vor allem die Interstitialmasse, in den Knollen fehlt er oder ist geringer (Taf. XXII, Fig. 2). Die Interstitialmasse der Knollen pflegt von dispergierten Fe-Hydroxiden gelblich gefärbt zu sein. Einige Knollen zeigen Subsolutionspuren. In der Probe Chmeľov-VII wurde Verkiezelung in der Form von unvollkommen differenziertem Hornstein festgestellt (dichter dispergierter Chalzedon, Silifikation der „Fasern“). Radiolarien werden von authigenem Quarz ausgefüllt. Das Fortschreiten der Verkiezelung ist in einer Richtung an der „Faser“ (Lamellibranchierschale) aufgehalten worden. Gerade die Proben aus Chmeľov zeigen eine reichhaltige „Fasern“-Mikrofazies und alle Attribute typischer Reiflinger Kalke (vergl. M. Mišák 1971). Aus dem Geröll Červená Voda-g sind Conodonten gewonnen worden, und zwar *Gondolella mombergensis* Tatge, *Priodontina* (*Cypridodella*) *venusta* (Huckriede), *Enantiognathus zieglerei* (Diebel), *Hindeodella* (*Metapriodontus*) *suevica* (Tatge) — bestimmt von R. M o c k; die Gegenwart dieser Conodonten bestätigt die Zuordnung zur Reiflinger Fazies und lässt auf ein unterladinisches Alter schliessen. Aus einem weiteren Geröll, Chmeľov-u, wurde ein Conodont, *Gladigondolella tethydis* (Huckriede) extrahiert, dessen stratigraphische Spanne Fasan — Jul ist. Am wahrscheinlichsten ist ein fassanisches Alter.

Reiflinger Kalke sind in dem mittleren Teil der Šambron-Kordillere blossgelegt worden, von wo aus sie in den Šambron—Kamenica Trog verfrachtet wurden. Von dem Rand des zentralkarpatischen Blocks (annähernd aus dem Teil, der später als Šambron-Kordillere auftauchte) gerieten Gerölle von Reiflinger Kalk in den Trog von Chmeľov—Radvaňovce, dessen Konglomerate Merkmale eines Überganges von Šambron-Kamenica zu Proč-Mošurov besitzen (Gegenwart von paläozänen Biohermenkalken, von Reiflinger Kalken und Wettersteinkalken, Fehlen von metamorphisiertem Mesozoikum). Den Übergangscharakter der Konglomerate von Chmeľov—Radvaňovce erklären wir mit der wechselnden Zufuhr von Norden aus der neopienidischen Kordillere (unterer Chmeľov-Megarhythmus) und von Süden aus dem zentralkarpatischen Block (oberer Megarhythmus von Radvaňovce).

Reiflinger Kalke werden bisher in den Westkarpaten nur aus der Biely Váh Entwicklung der Choč-Decke (Zeitspanne oberes Anis bis oberstes Ladin) und aus dem oberen Anis der höchsten subtatrischen Decken und selten auch aus den Gemeriden angeführt. D. A n d r u s o v (1967) beschreibt die Anwesenheit der Choč-Decke im Branisko-Gebirge. Nach Z. R o t h (1969) ereignete sich entlang der Margecany-Linie eine dextrale horizontale Verschiebung (wrench-fault), so dass es östlich von ihr zu keiner Aufschiebung der Choč-Decke kam; deshalb sollte diese in den Gebirgen Branisko, Čierna Hora und Humenské pohorie vollkommen fehlen. Wir sind der Ansicht, dass es wirklich nicht möglich ist, das in den Kerngebirgen der Slowakei ausgearbeitete tektonische Schema in dem Gebirge Humenské pohorie erfolgreich

anzuwenden. Wir werden deshalb bei Vergleichen nicht von tektonischen Einheiten, sondern von Hüllen-, Krížna- und Choč-Fazies sprechen. Ähnlich verfuhr bereits M. M a h e l (1971), der in dem Gebirge Humenské pohorie (Kamm Brekov bei Oreské) Kalke des „Reiflinger“ Typs registrierte. Gerölle typischer Keiflinger Kalke sind uns auch aus Konglomeraten des Albs bei Jasenov in dem Gegirge Humenské pohorie bekannt, wodurch die Richtigkeit dieser Ansicht bekräftigt wird. Am wahrscheinlichsten werden die Reiflinger Kalke also wohl aus dem zentralkarpatischen Raum abgeleitet werden können, und zwar aus der Šambron-Kordillere, welche dieses Material einerseits nach Süden in die Šambron—Kamenica-Zone, andernseits nach Norden, in die Chmeľov—Radvaňovce-Zone lieferte. In Konglomeraten der Klippenzone der Ostslowakei sind Gerölle von Reiflinger Kalken nicht gefunden worden. Es muss jedoch bemerkt werden, dass uns in dem westlichen Teil der Klippenzone Gerölle von Reiflinger Kalken aus kretazischen Konglomeraten von Podvázie Ia bekannt sind. Auch O. S a m u e l — K. B o r z a — E. K ö h l e r (1972, S. 45, 53) erwähnen Gerölle vom Reiflinger Typ von den Lokalitäten Miločov und Holíč. Kommentieren werden wir diese Tatsache bei der Interpretation von Geröllen der Wettersteinfazies.

Mittlere bis obere Trias

Kalke der Wettersteinfazies

Weisse Kalke mit einer Tubiphytes-Mikrofazies (Biosparit), Lok. Hromoš-h, Chmeľov-x. Organische Reste: häufig *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Aeolisaccus* sp., Echinodermenglieder, Ostracoden und sonstiger unbestimmbarer Detritus. Typischer Krustifikationszement („reef-tuffs“) mit verkrümmten Spaltungsrissen und verkrümmten dünnen Zwillinglamellen zeigt eine undulöse Löschung (Taf. XXII, Fig. 3). In der Probe Hromoš-h schwache Dolomitisierung einesteils in Form von skelettartigen Rhomboedern (bis zu 1,15 mm) in grobkörnigem Zement, andernteils in den Resten gewesener Poren zwischen den Krusten, sowie in winzigen Adern die den Krustifikationszement durchdringen. In der Probe Chmeľov-x ist eine schwarze Zeichnung zu beobachten, die durch die Konzentration von bituminösem Pigment in ein isometrisches Mosaik (Mitte der gewesenen Poren) gebildet wird. Diese Kalke mit *Tubiphytes obscurus* Maslov können wir mit Sicherheit in die mittlere Trias reihen, da die Spannweite dieses Organismus Perm-Ladin ist (M. Mišík 1972).

Weisse, schwach dolomitische Kalke mit Krustifikationszement (ursprünglich Intrasparite, Intrasparrudite), Lok. Šambron A-f, Kozelec-h, Jasenov-a, Hromoš-a. Sie sind in bedeutendem Masse rekristallisiert, erkennbare organische Reste sind selten: Foraminiferen, *Aeolisaccus* sp., Ostracoden, vereinzelt rekristallisierter Kalkschwamm,

Gastropode, Lamellibranchier. In einigen Dünnschliffen sind deutliche Interklaste zu beobachten (z. B. Jasenov-a mit Interklasten eines Stromatolith-Sediments, auch mit Schrumpfungsporen). Zum Teil kommt eine Pellet-Struktur vor (Šambron A-f, Hromoš-a). Dolomit kommt in Aggregaten von braunpigmentierten, unvollkommen begrenzten Rhomboedern (bis 0,15 mm), mit groben Einschlüssen (die Dolomitisierung erfolgte erst nach der Rekristallisierung) vor, und auch in kleinen Rhomboederchen (0,03 mm) in Mikrit-Interklasten oder auf Kosten des Pseudomikrits (dieser Charakter der Dolomitisierung stimmt auch mit dem Charakter der Dolomitisierung von Wettersteinkalken überein, z. B. aus den Kleinen Karpaten — M. Mišík 1970 b). Die Probe Kozelec-h ist stark tektonisiert (Brekzie).

Hellgrauer Kalk mit Krustifikationszement (Dismikrit-Intersparit), Lok. Poloma, Gebirge Levočské pohorie. Stark rekristallisiert. Selten organische Reste: agglutinierte Foraminiferen?, *Codiaceae* (identisch mit den z. B. im Havranica-Kalk vorkommenden Arten), Ostracoden. Häufig „fenestrae“ (G. E. Tebutt — C. D. Conley — D. W. Boyd 1965), womöglich Schrumpfungsporen, doch typische Stromatolithe sind hier nicht vorhanden. Relikte einer Pellet-Struktur und Krustifikationszement. Ohne Dolomitisierungsspuren.

Bewertung: Die untersuchten Gesteine entsprechen in ihrem mikroskopischen Charakter gut der Wetterstein-Fazies, die bisher nur aus der zentralen Zone der Westkarpaten bekannt war, und zwar aus den Gemeriden, den höchsten subtatrischen Decken (Äquivalente der Strážov-Decke) und im Übergangscharakter auch in der Choč-Decke — z. B. organogene Kalke mit *Tubiphytes* und *Sphinctozoa* (M. Mišík, 1972, S. 33—39), die J. Bystrický (1972, S. 302) als Ramingerkalke cordevolischen Alters bezeichnete. Das Vorkommen von Kalkgeröllen der Wetterstein-Fazies ist, ähnlich wie das der Reiflinger Kalke nur auf das Gebiet von Šambron-Kamenica und Chmeľov—Radvaňovce beschränkt. Dies berechtigt uns auch dazu, als Ursprung der Wetterstein-Gerölle den zentralkarpatischen Raum anzusehen und zu behaupten, dass die Šambron-Kordillere von dem zentralkarpatischen Komplex gebildet wurde. Die Trias des Gebirges Humenské pohorie ist lithologisch nicht bearbeitet worden, ein Leitfaden ist lediglich die Feststellung von M. Mahel (1971), dass in dem Gebiet von Staré Oreské Trias vom Typ der Choč-Einheit, bzw. höherer Einheiten, auftritt. In Konglomeraten des Albs bei Jasenov haben wir Gerölle von Wettersteinkalken (Biosparite mit *Tubiphytes obscurus* Maslov, *Aeolisaccus* sp., mit einer dispersen epigenetischen Dolomitisierung) festgestellt. Wie schon früher erwähnt wurde, kommen gemeinsam mit ihnen auch Gerölle von typischen Reiflinger Kalken vor. Diese Konglomerate des Albs werden in der Regel als Bestandteil der Krížna-Einheit angesehen. Da sie vor der Überschiebung der subtatrischen Decken entstanden sind, spricht die Anwesenheit von Gesteinen der „Choč-Decke“ gegen ihre Einordnung zu der Krížna-Decke. M. Mahel erwägt die Möglichkeit, diese Konglomerate als den Orlová-Schichten der Manín-Serie analog, anzusehen. Auf jeden Fall ist es ersichtlich, dass das Schema der

Einordnung der triassischen Fazies in die bekannten Einheiten der Kerngebirge in der Ostslowakei ungültig ist.

Es soll darauf hingewiesen werden, dass zum Unterschied von dem östlichen Teil der Klippenzone in ihrem westlichen Teil die Wetterstein-Fazies in Geröllen kretazischer Konglomerate zugegen ist. Gerölle mit *Tubiphytes obscurus* und *Aeolisaccus dunningtoni* führen O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972, S. 51—54) von den Lokalitäten Nosice, Holíč und Strážov an. E. Jablonský (1973) führt Biohermenkalke mit fünf Sphinctozoen-Arten aus der Klippe bei Púchov an, die Wettersteinkalken cordevolischen Alters entsprechen. Für die westliche Hälfte der Slowakei müssen wir das ältere, vereinfachte Schema der Anordnung der Trias-Fazies in dem Sinne korrigieren, dass im NW von dem Bereich des Choč und der Gemeriden mit einer Wetterstein-Reifling-Fazies der tatrider Bereich und der Krížna-Bereich, ohne Anwesenheit dieser Fazies lag, und weiter nach NW das Pieniny-Gebiet, wiederum mit einer Anwesenheit der Reifling-Wetterstein-Fazies folgte.

Dolomite

Dolomite ohne Mikroorganismen von stratigraphischem Wert bilden den meistverbreiteten Typ von Karbonatgesteinen in den untersuchten Konglomeraten. Sie kommen an allen Lokalitäten vor. Einem Dünnschliff-Studium unterzogen wir hauptsächlich makroskopisch unterschiedliche Typen.

Graue mittelkörnige Dolomite, Lok. Šambron B-c, Malý Lipník-l. Kozelec-j, Telek-b. Durchschnittliche Korngrösse um 0,3 mm, isometrische Körner, Mosaik-Struktur. Frei von Relikten organischer Reste und Allochemen überhaupt.

Graue und weisse, ungleichkörnige Dolomite, Lok. Šambron A-c, Hanigovce-e, Jasenov-b, Chmelov-II. Zumeist sind sie schwach porös. In einigen Fällen enthält das grobkörnigere, durch Ausfüllung eines früheren Hohlraumes entstandene Drusenaggregat zum Unterschied von der übrigen Dolomit-Masse, zonal angeordnetes bituminöses Pigment. In die Reste von unvollständig gefüllten Hohlräumen ragen oft die Ecken von Dolomitkristallen hinein; in der Regel handelte es sich um ein syntaxiales Anwachsen klarer kristallographischer Säume auf die pigmentierten Körner von der Wand des Hohlraumes während der Epigenese (vergl. M. Mišík 1970 b).

Graue, sehr feinkörnige Dolomite, Lok. Šambron B-f, Lúčky-c, Kamenica-a. Durchschnittliche Korngrösse 0,03—0,05 mm, gleichmässig körnig, Körner von gelblichem Pigment überfüllt. Von der Lokalität Lúčky-c epigenetischer Pyrit in Würfeln bis zu 0,07 mm und in Aggregaten von Würfeln. Das Gestein enthält auch gerasterte, von Dolomit gefüllte Adern und jüngere dünne Calcitadern, die von grossen (langen) Calcitkristallen gefüllt sind.

Dunkelgraue und graue Schlammkalke (ursprünglich Mikrit), Lok. Kamenica-c, Šambron B-f, ohne Allocheme.

Graue, weisse und bräunliche Dolomite mit Relikten von Organismen (ursprünglich wohl Biomikrite), Lok. Proč-i-l, Radvaňovce-c, Červená Voda-h. Sie sind feinkörnig bis ungleichkörnig. Organische Reste sind durch ein klares Dolomit-Aggregat gekennzeichnet, es handelt sich hauptsächlich um Lamellibranchier und Ostracoden, vereinzelt Gastropoden; ein bedeutender Teil ist unbestimmbar. Die Probe Červená Voda-h enthält auch von Bitumen angefärbte Pellets.

Graue, weisse und bräunliche Dolomite mit Relikten einer Pellet-, bzw. Koproolith-Struktur (ursprünglich Pelmikrite), Lok. Červená Voda-b, c, Lúčky-e, Šarišské Sokolovce-c, Chmeľov-f, Pavlovce-g. Pellets zumeist rund, 0,10—0,25 mm, jedoch z. B. in der Probe Lúčky-e sind walzenförmige Koproolithen (Durchmesser 0,25, Länge bis zu 9 mm) typisch. In der Probe Šarišské Sokolovce-c befinden sich der Grösse nach unsortierte, runde und ovale, 0,25—0,7 mm grosse Körperchen, wahrscheinlich ebenfalls Koproolithen. Zumeist handelt es sich um eine von der ursprünglichen unabhängige Struktur (M. Mišík 1970 b) in der Körner des Dolomit-Mosaiks Allocheme schneiden, ohne ihre Konturen zu respektieren (Taf. XXIII, Fig. 2). In solchen Fällen sind die Pellets, dank ihrer Färbung durch Bitumina nur als Phantome zu sehen. Ohne organische Skelettreste, selten in einigen Dünnschliffen Foraminiferen (*Nodosaria*), vereinzelt Ostracoden, Lamellibranchier-Bruchstücke und *Aeolisaccus tintinniformis* Mišík (M. Mišík 1971 a). Idiomorpher Pyrit (bis 0,2 mm) in der Probe Šarišské Sokolovce-c.

Graue und hellgraue Dolomite mit einer relikten Interklast-Struktur (ursprünglich Intramikrite), Lok. Radvaňovce-c, Chmeľov-z, Lúčky a, f, Lipník-d. Interklaste von 0,25 bis 5 mm sind in der Regel dunkler als die umgebende Masse. In der Probe Malý Lipník-d auch Interplaste mit syneretischen Rissen und fibrösen Säumen. In drei Proben schlecht erhaltene glomospirioide Foraminiferen und Lamellibranchier-Bruchstücke. Interessant ist, dass in drei Proben dieser Kategorie authigener, allotriomorpher Quarz, bzw. Chalzedon, auch mit einer selektiven Verdrängung von organischen Resten, auftrat; die Probe Lúčky-a stellt stark silifizierten Dolomit dar.

Weisse, graue und creme-gelbliche stromatolithische Dolomite, Lok. Chmeľov-p, t, v, y, Červená Voda-a, d, Malý Lipník-c. Die Proben aus Chmeľov stellen typische Loferite dar (A. G. Fischer 1964). In den Stromatolith-Feinschichten können hier Reste von Cyanophyceen-Fasern beobachtet werden. Typische Trockenrisse sind von Dolosparit, Druse, vereinzelt noch mit einem Hohlraum-Rest in der Mitte, ausgefüllt. Am Boden des Hohlraumes befindet sich manchmal Schlamm, und bildet geopetale, „oben und unten“ Strukturen (Taf. XXIII, Fig. 1). In vereinzelt Exemplaren befinden sich Ostracoden, ausnahmsweise Gastropoden und Codiaceae; vereinzelt wurden Interklaste ge-

funden. Proben aus den zwei weiteren Lokalitäten zeigen keine so deutliche Lamination, sie enthalten jedoch Sparit-Flecken, die Schrumpfungsporen ähnlich sind. Sie enthalten ebenfalls vereinzelte Ostracoden und Gastropoden. In der Probe Červená Voda-a kommen dünne Calcitadern mit grossen Calcitkristallen vor (bei einer Weite der Ader von 0,03 mm beträgt die „Länge“ der Kristalle bis zu 3 mm); hierdurch ist nach eigenen Beobachtungen in den Kerngebirgen die jüngste Generation von Adern in Dolomiten gekennzeichnet.

Loferite wurden in den Alpen sowohl aus der mittleren als auch der oberen Trias (Hauptdolomit) beschrieben; sie können also nicht über eine genauere stratigraphische Eingliederung entscheiden. Ebene Stromatolithe sind kennzeichnend für eine supralitorale bis litorale Fazies ausgedehnter Untiefen mit Kalkschlamm.

Graue, brekzienartige Dolomite, Lok. Šambron A-a, e, g, Chmelov-s, Kozelec-g. Es kann die Bildung von tektonischer Brekzie beobachtet werden — ein Zerbersten, verbunden mit der Entstehung von Granulationsadern (Pseudomikrit), Auseinanderdrücken und Verlagern von Bruchstücken in der, durch Zerkleinerung entstandenen Dolomit-Matrix. In der Probe Šambron A-a unterscheiden sich die Klastite in der Körnigkeit und dem Pyrit-Gehalt; es ist auch authigener nicht-idiomorpher Quarz anwesend.

Blassrosa, zum Teil calcifizierter poröser Dolomit (Rauhwacke), Lok. Šambron A-g. Besitzt eine poikilitische Struktur, die bei der Calcifikation (Dedolomitisation) entstanden ist.

Bewertung: Zur Frage der Provenienz der Dolomite aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone rekapitulieren wir zuerst einmal die Vorkommen von Dolomiten in der Klippenzone. Dolomit (anscheinend triassisch) kommt nur an einer Stelle als Bestandteil der eigentlichen Klippe vor, und zwar bei Mariková (abgesehen von dem südlichen Teil der Manín-Serie s. l. und der Haligovce-Serie, wo mittlere Trias vertreten ist). Winzige Bruchstücke von Dolomit befinden sich in Crinoidenkalken des Doggers der Czorsztyn-Serie. Dolomit-Gerölle kommen oft in den „Upohlav“ — Konglomeraten des westlichen Teiles der Klippenzone vor, sie sind in winzigen Bruchstücken auch in dem senonischen sandigen Kalk von der Lokalität Proč-IV (östlicher Teil der Klippenzone) vorhanden. Dolomite bilden häufig Gerölle in den paläozänen Proč-Konglomeraten (Proč, Mošurov, Malý Lipník). Dolomite mussten in dem Bereich der Klippenzone während des Doggers, im Alb — Senon, und in der Ostslowakei auch im Paläozän, entblösst gewesen sein. Die Dolomite der „Upohlav“ — Konglomerate werden von dem sog. pienidischen Wall abgeleitet, der nach E. Scheibner (1966 in Reg. geol. ČSSR-II) an der Grenze der Manín- und Klape-Einheit auftauchte, bzw. von dem „exotischen Wall“ der nach K. Borza (1966) Bestandteil der Manín-Serie war. In dem Gebiet der Manín—Haligovce-Serie und des pienidischen Walls kam es anscheinend zu keiner vollkommenen Loslösung in dem Niveau der obertriassischen — unterliassischen plastischen Schichtenfolgen wie in den übrigen Serien bei der subherzynischen (bzw.

Tabelle 5

Anteil von Dolomiten und Kalken in dem Karbonat-Material der Konglomerate

	Dolomite	Kalke
Malý Lipník	85,7	14,3
Mošurov 1	15,0	85,0
Mošurov 4	6,7	93,3
Proč	10,8	89,2
Chmeřov	68,0	32,0
Radvaňovce	74,5	25,5
Bystré	97,2	2,8
Summe	357,9	342,1
Durchschnitt	51,1	48,8
Nová Ľubovňa	48,0	52,0
Šambron	49,4	50,6
Hromoš	26,7	73,3
Kozelec	74,0	26,0
Kamenica	82,1	17,9
Lúčky	46,6	53,4
Hanigovce	80,9	19,1
Červená Voda	79,8	20,2
Telek	86,5	13,5
Jakubovany	28,6	71,4
Šarišské Sokolovce	85,6	14,6
Pavlovce	42,8	57,2
Summe	731,0	469,2
Durchschnitt	60,9	39,1
Jasenov	98,5	1,5
Chlmec	99,0	1,0
Summe	197,5	2,5
Durchschnitt	98,7	1,2
Gesamtsumme	1 286,4	813,8
Gesamtdurchschnitt	61,2	38,7

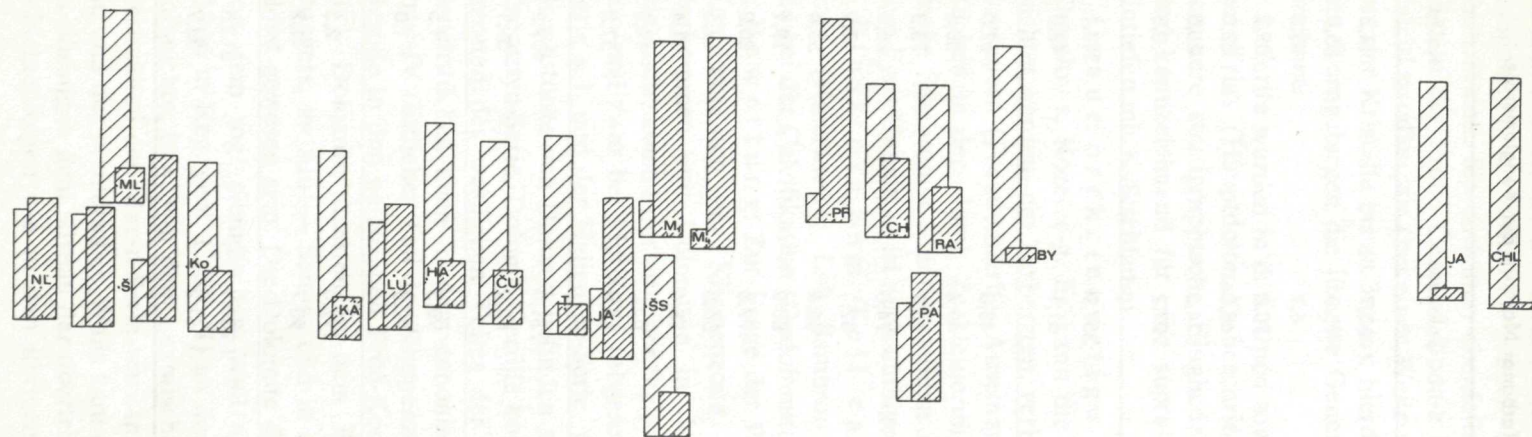


Abb. 10 Die Vertretung von Kalken und Dolomiten in den Konglomeraten (vergl. mit Taf. XVII).

In der Inovce-Zone der Konglomerate beteiligt sich das Dolomit-Material in geringerem Ausmass an der Zusammensetzung, während es in der sog. südlichen zentralkarpatischen Entwicklung dominiert. In der Zone Šambron—Kamenica—Pavlovce ist der Anteil stark veränderlich.

laramischen) Phase, und die triassischen Gesteine blieben Bestandteile des aufgetauchten neopienidischen Walls — der paläozänen Kordillere in der Klippenzone der Ostslowakei. K. B o r z a (1966) führt von elf Lokalitäten kretazischer Konglomerate des westlichen Teiles der Klippenzone die Vertretung von Dolomit mit 4,9-14,2 %, max. 44,2 % auf der Lokalität Maríková, an.

In dem von uns untersuchten Abschnitt der Klippenzone betrug von der Gesamtzahl von Geröllen karbonatischer Gesteine der Anteil von Dolomiten auf der Lokalität Mošurov nur 6,7 %, auf der Lokalität Proč 10,8 %. Jedoch an dem südlichen, nach unserer Interpretation durch Materialzufuhr von Süden aus der Šambron-Kordillere beeinflussten Rand der Klippenzone, steigt er auf der Lokalität Chmeřov auf 68 %, und auf den Lokalitäten Radvaňovce und Bystré zusammen auf 97,2 % (Abb. 10, Tab. 5). Diese Vorstellung stimmt gut mit der Anwesenheit von Geröllen von Reiflinger Kalken und Wettersteinkalken überein, die ebenso von Süden aus dem zentral-karpatischen Bereich (aus dem Raum der späteren Šambron-Kordillere) verfrachtet wurden.

In der Šambron—Kamenica-Zone bewegte sich der Anteil an Dolomiten von 26,7 % (Lok. Hromoš) bis 86,5 % (Lok. Telek) der Gesamtmenge der Gerölle karbonatischer Gesteine. Es wird ein Überwiegen der Dolomite in dem mittleren Segment (Kamenica, Sokolovce) und ihre Abnahme nach Westen und Osten (Pavlovce) beobachtet. Die Dolomite dieser Zone leiten wir von der Šambron-Kordillere ab, die auch durch die reichliche Vertretung von Dolomiten auf ihre zentralkarpatische Zugehörigkeit hinweist. Ein Teil der Dolomite (hauptsächlich brekzienartige) kann auch aus der erwähnten metamorphisierten, wohl Hüllenserie stammen; Dolomite sind jedoch im Vergleich zu Kalken viel beständiger gegenüber einer Metamorphose, so dass die Auswirkungen einer schwachen Metamorphose an Stückproben nicht nachweisbar ist.

O b e r e T r i a s — w a h r s c h e i n l i c h K a r n

Beigefarbiger stromatolithischer Schlammkalk (Loferit); Lok. Jasenov-d. Sehr zahlreiche, typische Schrumpfungsporen („shrinkage pores“ — A. G. F i s c h e r 1964), ausgefüllt mit Orthosparit (Taf. XXIII, Fig. 3). Wahrscheinlich sind sie aus Algenpolstern von Cyanophyceen entstanden. Ausserdem sind nur vereinzelte Ostracoden vorhanden. Die Schlamm-Masse ist braun getönt (durch Bitumina?), enthält Dolomit-Rhomboederchen (0,05—0,15 mm). Es sind Interklaste mit einer identischen Struktur aber ohne des erwähnten Farbtons anwesend.

Das Gestein stimmt auffällig mit obertriassischen (wahrscheinlich karnischen) stromatolithischen Kalken überein, die ich bei vergleichenden Untersuchungen an einem Aufschluss in dem Gebirge Humenské pohorie, an der Lok. Chom bei Porúbka (die Entfernung zu der Lokalität der Konglomerate beträgt 5 km) gefunden habe. Dies würde auf einen örtlichen Ursprung und

auf einen transgressiven Charakter der paläogenen Konglomerate bei Jase-
nov hinweisen (mit ihrem Charakter und Geröll-Material gehören diese
Konglomerate nicht zu der Šambron-Kordillere).

Einen ähnlichen Charakter von stromatolithischen Kalken (Loferiten) mit
Ostracoden besitzen noch Gerölle auf der Lokalität Chmeľov-b, h. Ihre
Zugehörigkeit zu der oberen Trias derselben Entwicklung ist wahrscheinlich.

Rät

Grauer Schlammkalk mit *Triasina hantkeni* (Biomi-
krit, zum Teil rekristallisiert), Lok. Mošurov-f. Organische Reste: zahlreiche
Bruchstücke von Lamellibranchiern, von Foraminiferen häufig *Triasina hant-
keni* Majzon (Taf. XXIV, Fig. 1, 2), *Glomospirella* cf. *friedli* Kris-
tan-Tollmann, selten *Involutina* sp., sessile Foraminiferen. Von Algen
selten *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) — bestimmt von Dr.
O. Dragastan (Taf. XXIV, Fig. 3), weiter *Halicoryne* sp., *Globochaete*
sp., *Codiaceae*. Selten Echinodermglieder (auch Ophiuroiden-Glieder),
Ostracoden, winzige Gastropoden, calcifizierte Schwammnadeln. Vereinzelt
Silt-Quarz, selten winziger authigener, zum Teil idiomorpher Quarz. Die
Rekristallisierung betraf insbesondere den Schlamm in der Nähe von Lamel-
libranchiern und Gehäuse der Gattung *Triasina*. Aggregate teilweise idio-
morpher Dolomitmörner (bis 0,6 mm) mit einer undulösen Löschung wurden
epigenetisch, auf Kosten von Orthosparit und Pseudosparit gebildet.

Das Vorkommen von *Triasina hantkeni* Majzon in der Slowakei er-
wähnt J. Salaj (1969) aus dem Rät der Gemeriden (Murán-Plateau) er
betrachtet sie als Zonenform (seine 11. Zone), als typisch für das obere Rät;
dieses Vorkommen bestätigt auch O. Jendrejáková (1970), A.
Gaždicki (1970) führt eine Mikrofazies mit *Triasina* aus dem Rät der
Křížna-Decke der Hohen Tatra an. Ähnlich wurde sie von M. Vedejová
(1971) in dem Rät der Křížna-Decke bei Banská Bystrica (Malachovo, Špa-
nia Dolina) festgestellt. O. Samuel — K. Borza — E. Köhler
(1972, S. 45 und 81, Taf. XXVII, Fig. 1, 2) führen sie aus einem Geröll aus
mittelkretazischem Konglomerat der Klippenzone auf der Lokalität Miločov
und aus Konglomeraten des Paläogens (Ilerd) bei Považská Bystrica an. Von
uns wurde sie ebenfalls in einem Geröll aus kretazischen Konglomeraten der
Klippenzone, Lok. Vrtižer-j festgestellt. Bis jetzt ist also die Mikrofazies mit
Triasina hantkeni aus der Klippenzone der Křížna-Decke und aus den
Gemeriden bekannt. Auch das hier beschriebene Vorkommen leiten wir aus
dem Sedimentationsraum der Klippenzone ab. Die stratigraphische
Spannweite von *Triasina hantkeni* Majzon ist auf das obere Nor und Rät
beschränkt, lediglich A. Farinacci — R. Radoičić (1964) regi-
strieren sie aus dem unteren Lias. J. Salaj (1969) gliedert die Zone mit
Triasina hantkeni in das obere Rät.

Dunkelgrauer kleinlumachelliger Kalk mit *Hali-
coryne* (Biomikrit). Lok. Hromoš-c, m. Organische Reste: Zahlreiche

Bruchstücke von Lamellibranchiern (ursprünglich wohl aragonitisch, nach der Auslaugung mit Drusencalcit ausgefüllt) manchmal mit mikritischen Säumen nach Bohralgen; Brachiopoden mit punktatem Gehäuse (Terebratuliden); zahlreiche Bruchstücke von Gametangien der Alge *Halicoryne* sp. (= *Chalmasia*) — Taf. XXIV, Fig. 5, 6. Von Foraminiferen zahlreich *Glomospirella* cf. *friedli* K r i s t a n - T o l l m a n n (Taf. XXIV, Fig. 4), vereinzelt *Planinivoluta* sp. Geringer ist die Zahl kleiner, gerippter Gastropoden, Echinodermenglieder (auch Ophiuroidenglieder), Seeigel-Stacheln und Ostracoden. Vereinzelt Cyanophyceenknolle und phosphatisierter Fischzahn. Von den übrigen Allochemen vereinzelt Interklaste dunklergefärbter Schlamm-Masse. Selten authigener Quarz in Brachiopodengehäusen. Terrigener (klastischer) Quarz ist nicht vorhanden. Häufig Pyrit-Pigment in der Form von Globuli, auch Pyritisierung einer Lamellibranchier-Schale. Selten braune kolloidal-disperse Minerale.

Algen der Gattung *Chalmasia* sind von V. P o k o r n ý (1949) aus dem Neogen der Karpaten aus freien Exemplaren beschrieben worden; im Schnitt wurden sie von M. M i š í k abgebildet (1966, Taf. XCIX, Fig. 1). G. V a l e t — C. S e y g o n z a c (1969) identifizieren die angeführte Gattung mit der rezenten *Halicoryne*, sie beschreiben sie auch aus dem Eozän von Frankreich. Die Spannweite dieser Gattung ist anscheinend viel breiter. Nach eigenen Beobachtungen tritt die Mikrofazies mit *Halicoryne* im Nor der Choč-Decke in Dachsteinkalk bei Hybe (Niedere Tatra), im Nor der Choč-Decke in Hauptdolomit bei Neporádž (Strážov-Gebirge), in dem vermeintlich karnischen Kalk bei Huty (West-Tatra), in einer Einschaltung in Hallstätter Kalken des Nors der Gemeriden bei Silická Brezová — Slowakischer Karst (M. M i š í k — K. B o r z a, in Druck), im Rät der Krížna-Decke bei Donovaly, Niedere Tatra (M. M i š í k 1966, Taf. XI, Fig. 1a, b, d, Fig. 2, sub „*Acicularia*“), im Rät der Krížna-Decke bei Podhradie (Grosse Fatra), im Rät der obersten subtatrischen Decken, und zwar der Nedzov-Decke bei Bzince, der Havranica-Decke von Ježov vrch bei Buková (Kleine Karpaten) und endlich in einem Geröll rätischen Kalkes aus Konglomeraten des Albs bei Jasenov (Gebirge Humenské pohorie) auf. Sie ist also bisher aus dem gesamten Bereich des Subtatrikums und aus der Šambron-Kordillere, der wir ebenfalls einen zentralkarpatischen Charakter zuschreiben, bekannt. Die Spannweite der Foraminifere *Glomospirella friedli* K r i s t a n - T o l l m a n n ist nur die obere Trias, dies stimmt mit der bisher von uns festgestellten Verbreitung dieser Fazies mit *Halicoryne* in den Westkarpaten überein.

Dunkelgrauer Korallenkalk, Lok. NO von Šambron (leg. J. N e m č o k). Es handelt sich um einen Korallenstock in Schlamm-(Mikrit) Masse. Die Struktur der Korallen ist stellenweise stark verwischt; an weiteren organischen Resten sind Echinodermenglieder (intensiv verzwilligt) häufig, selten kamen Bruchstücke von Brachiopoden, Ostracoden, Seeigelstacheln und Codiaceen vor. Bedeutend ist der Anteil an terrigenem Silt-Quarz. Häufig ist Pyrit in kugelförmigen Aggregaten und winzigen

idiomorphen Körnchen, zum Teil in Fe-Hydroxide umgebildet, von denen auch Mikrostylolithen gesäumt werden.

Das Gestein entspricht vollständig Einschaltungen von Korallenbiostromen in dem karpatischen Rät, die unter der Bezeichnung „Lithodendron-Kalke“ bekannt sind.

Rät — Hettang

Es handelt sich um graue Kalke mit einem sandigen Gemengteil, und zwar um Lumachellenkalke, Oolith-Kalke, Crinoidenkalke, Schlammkalke, mit gegenseitigen Übergängen. Diese Gesteine werden in den Westkarpaten bei der Kartierung als Rät-Infralias, bzw. Rät-Gresten bezeichnet. Der allgemeine Charakter ist mit den, in den Arbeiten von M. Mišík (1964) und P. Čep ek (1970) angeführten Beschreibungen der Gesteine des Räts — unt. Lias identisch, deshalb werden Beschreibungen nur bei einigen Rand-Typen angeführt.

Grauer Lumachellenkalk mit weisslicher Patina (Lamellibranchier — Biomikrit, schwach rekristallisiert) Taf. XXV, Fig. 2) Lok. Hromoš-j. Typischer Lumachellenkalk mit grossen Lamellibranchier-Schalen; zumeist wurden sie ausgelaugt und sie sind von Drusencalcit ausgefüllt, es kommt aber auch eine Verdrängung des Aragonits „in situ“ vor, mit der phantomhaften Erhaltung mehrerer Feinschichten. Sie werden selten von kleinen Gastropoden und von winzigen agglutinierten Foraminiferen begleitet. Akzessorisch sind Phosphatkörnchen zugegen. Reiches Pyrit-Pigment, auch in der Form von Globuli. Ganz schwacher Gemengteil von Silt-Quarz.

Grauer, feinlumachelliger Kalk, Lok. Hanigovce-h. Vereinzelte Ooide und Interklaste weisen auf einen Übergang zu dem folgenden Typ hin.

Grauer, oolithisch-feinlumachelliger sandiger Kalk, Lok. Hanigovce-d. Eine Besonderheit ist das Anwachsen von authigenem Quarz an klastische Sandkörner.

Grauer, oolithischer schwach-sandiger Kalk. (Oosparit mit Übergängen zu Oomikrit), unvollständige Auswaschung des Schlammes. Lok. Proč-II (Taf. XXV, Fig. 1). Organische Reste: Lamellibranchier, Gastropoden, Echinodermenglieder (auch Ophiuroiden), vereinzelt Seeigel-Stachel, Korallenbruchstück und *Halicoryne* sp. Ooide zumeist elliptisch, mit einer durchschnittlichen Länge von 0,8 mm, max. 1,2 mm. Sandiger Gemengteil von angularen Quarzkörnern max. 0,8 mm.

Grauer oolithischer, schwach-crinoidenhaltiger Kalk (Intraoosparit), Lok. Nová Lubovňa-a. Organische Reste: Echinodermenglieder und Lamellibranchier, beide von Bohralgen angebohrt, Onkoiden (Knollen von Cyanophyceen bis zu 1,5 mm, im Kern manchmal Ooide), kleine Gastropoden, Seeigel-Stacheln, Frondicularia sp. Ooide häufig, mittlere Grösse 0,35 mm, manchmal auch mit erhaltener sphärolithischer Struktur. Interklaste von oolithischem und onkolithischem Sediment häufig.

Klastische Körner von angularem Quarz bis zu 0,25 mm, oft im Kern von Ooiden. Vereinzelte winzige authigene Plagioklase bis zu 0,08 mm. Sehr häufig Pyrit-Pigment, vor allem in den Ooiden und Onkoiden Pentagonal-dodekaeder von Pyrit bis zu 0,07 mm befinden sich im Orthosparit (Zement); Pyrit-Pigment säumt Mikrostylolithen.

Grauer sandiger, schwach-crinoidenhaltiger Kalk (Crinoiden-Biomikrit), Lok. Kamenica-h. Reicher Gemengteil an Silt-Quarz (durchschn. 0,03 mm), selten Muskovit. Ein Unterschied zu den vorhergehenden Typen ist die schwache Silifizierung von Lamellibranchier-Schalen.

Grauer sandiger Schlammkalk, Lok. Hromoš-i. Massenhaft winziger Organismendetritus.

Lias — Doggereiner Flachseefazies

Graurosa, schwach-crinoidenhaltige Kalke (Biomikrite), Lok. Kozelec-c, Proč-f. Organische Reste: zahlreiche Echinodermglieder (auch Columnalien von Crinoiden), selten dünnklappige Lamellibranchier, *Globochaete alpina* Lombard, Seeigel-Stacheln. Schwacher Gemengteil von Silt-Quarz.

Bräunlicher, silifizierter, schwach-crinoidenhaltiger Kalk (Crinoiden-Spongien-Mikrofazies), Lok. Telek-c. Es handelt sich um unvollkommen differenzierten Hornstein. Organische Reste: Echinodermglieder (teilweise silifiziert), Nadeln von Kieselschwämmen (ausgefüllt mit authigenem Quarz), vereinzelt Foraminiferen. An Chalzedon reichere Partien enthalten neugebildete Rhomboederchen von Calcit (Rekristallisierung des Calcits unter dem Einfluss von SiO_2 -Kolloiden — M. Mišík 1968). Schwacher Gemengteil von klastischem Quarz bis 0,25 mm.

Bräunlicher, kieseliger Schwammkalk, schwach-sandig, Lok. Chmeľov-g. Zahlreiche Schwamm-Nadeln (Monactinellida, Tetractinellida) zumeist calcifiziert, selten silifizierte Crinoidenglieder und silifiziertes Lamellibranchier-Bruchstück (also partielle Inversion der stofflichen Zusammensetzung). Bedeutender fein-sandiger Gemengteil von angularen Quarzkörnern. Das Gestein ähnelt sandigen Hornsteinkalken des unteren Lias der Hüllenserie der West-Tatra, der Osobitá-Gruppe, oder dem Gresten der Klippenzone in dem Orava-Gebiet (Krásna Hôrka).

Rosa sandiger Crinoidenkalk mit Bruchstücken gelblicher Dolomite (Biosparit) Lok. Malý Lipník-a. Organische Reste: zahlreiche Crinoiden-Columnalien und Lamellibranchier-Bruchstücke, vereinzelt Bryozoa, Foraminifere und Seeigel-Stachel. Um die Crinoiden-Stielglieder syntaxiale Säume (identisch aufgewachsener Zement) die auch ein zusammenhängendes Mosaik bilden können (Taf. XXVI, Fig. 1). Vereinzelte Reste von Kalkschlamm in den Poren, in den Schlamm ragen turmförmige Ausläufer des syntaxialen Saumes (Taf. XXVI, Fig. 2). Diese Erscheinung dokumentiert den Mechanismus der Entstehung von syntaxialen Säumen. B. D. Evamy — D. J. Shearman (1965) erklären dies als

initiale Verkittung, wobei die Entstehung des syntaxialen Saumes durch Anlagerung von Schlamm in den Rest der Poren zwischen den Columnalien unterbrochen wurde. Gemengteil von klastischen Quarzkörnern bis zu 1,6 mm und von Bruchstücken von Schlamm dolomiten.

Dunkelgrauer Crinoidenkalk (Biosparit), Lok. Šambron A-d. Organische Reste: zahlreiche Crinoidenstielglieder, auch pentagonale Columnalien, vereinzelt schwach verkieselt, oft von Bohralgen angebohrt, mit dicken syntaxialen Säumen, vereinzelt Gastropode und Foraminifere; wahrscheinliche Cyanophyceen-Knollen (0,25 mm) mit einer selektiven Rekristallisierung der Hüllen. Interklaste von Schlammkalk bis 1,5 mm, in ihnen zahlreiche winzige authigene Feldspäte.

Graurosa Schlammkalk (Fasern-Globochaeten-Mikrofazies, „packed biomicrite“), Lok. Lúčky-l. Organische Reste: sehr häufige „Fasern“ (larvale Schalen von Lamellibranchiern, *Globochaete alpina* Lombard (auch bipartite Formen und an „Faser“ haftende Zoosporen), selten dickere Bruchstücke von Lamellibranchiern und Echinodermenglieder. Gegenseitiges, durch Drucklösung bewirktes Eindringen der „Fasern“ ineinander. Gemengteil von klastischem Silt-Quarz. Vereinzelt authigene Plagioklase bis zu 0,08 mm. Das Fehlen von Stomiosphaeren und Cadosinen spricht eher für eine Zugehörigkeit dieses Gesteins zu dem unteren Jura als zu dem Malm.

Auswertung: Die bunter gefärbten sandigen Crinoidenkalke (Biosparite), schwach-crinoidenhaltige Kalke (Biomikrite), Crinoidenkalke mit Hornsteinen und Schlammkalke mit klastischem Gemengteil kommen gemein in Lias bis Dogger der Flachsee-Serien der Kerngebirge vor (einige Hüllenserien, wie die der Hohen Tatra, tiefere Strukturen der Krížna-Decke, Jura der Humenné-Serie, der Hrabkov-Serie, des Branisko, sowie Jura der Choč-Decke). Nur die Probe Proč-f stammt aus dem Bereich der Klippenzone (Czorsztyn- oder Übergangsserie).

Mittlerer Lias — Dogger einer Tiefseefazies

Graue fleckige, Mergelkalke mit einer Spongien-Mikrofazies — typischer Fleckenmergel (Biomikrit), Lok. Proč-n, Pavlovce-f, Hanigovce-a, Hromoš-f. Organische Reste: reichhaltig calcifizierte Nadeln von Kieselschwämmen (Monactinellida, vereinzelt Hexactinellida), zumeist von einem Calcit-Aggregat mit einer Tendenz zu radialstrahliger Struktur ausgefüllt, weniger häufig calcifizierte Radiolarien, selten Ostracoden und Foraminiferen (*Nodosaria*, *Spirillina*) manchmal siliifiziert, vereinzelt Globochaeten, Plättchen von Holothurien, problematische Coccolithen, Bruchstücke inkohlter Gewebe. In einigen Proben schwacher Gemengteil von Silt-Quarz. Reichhaltig Pyrit-Pigment, häufig Aggregate von Kügelchen und stäbchenförmige Pseudomorphosen (nach Pflanzenresten?). In zwei Proben auch kleine Dolomit-Rhomboeder und braune kolloidal-

disperse Minerale. In den Flecken bituminöser Gemengteil, manchmal ist eine kontrusive Textur gut sichtbar.

Bräunliche mergelige fleckige Kalke — Fleckenmergel (Biomikrit), Lok. Proč-b, Chmelov-l, Mošurov-a. Sie sind durch Fasern-Radiolarien-Spongien-Mikrofazies, Fasern-Radiolarien-Mikrofazies und Spongien-Mikrofazies gekennzeichnet. Organische Reste: kurze „Fasern“ (juvenile Lamellibranchier) manchmal auch dickere Lamellibranchier-Schalen, oft selektiv silifiziert, calcifizierte Radiolarien, calcifizierte Schwamm-Nadeln, selten Ostracoden, rekristallisierte Foraminiferen (Typ *Nodosaria*) und der Schnitt durch ein Belemniten-Rostrum (Taf. XXV, Fig. 3). Siltiger Gemengteil sehr schwach oder fehlend. Reichhaltig Pyrit in Form von Pigment, Aggregaten von Kügelchen, stäbchenförmigen Pseudomorphosen, selten Chalzedon und Anhäufungen eines bräunlichen kolloidalen Minerals (z. B. in Radiolarien) welches eine Rekristallisierung des Calcits in der Umgebung hervorruft.

Bräunlicher feinkörniger mikroorganogener Kalk mit teilweiser Silifikation (wahrscheinlich rekristallisierter Biomikrit), Lok. Kamenica-b, d, f. Echinodermen-Spongien-Foraminiferen-Mikrofazies mit wechselnder Reihenfolge dieser drei reichhaltigsten Komponenten. Organische Reste: kleine Echinodermen-Glieder auch mit syntaxialen Säumen (das Eindringen von braunen Kolloiden in sie bewirkt eine Rekristallisierung — „Entfärbung“), Nadeln von Kieselschwämmen, zum Teil calcifiziert, zum Teil von Chalzedon ausgefüllt (*Monactinellida*, selten *Tetractinellida*), Foraminiferen (Typ *Nodosaria*, *Textularia*) oft silifiziert, Bruchstücke von punktaten Brachiopoden und Lamellibranchier, „Fasern“ (juvenile Lamellibranchier) alle oft silifiziert, vereinzelt Seeigel-Stachel und phosphatische Fisch-Schuppe. In einer Probe deutlicher Gemengteil von Silt-Quarz, klastischer Ursprung durch Anwesenheit von Muskovit belegt. Chalzedon selektiv in organische Reste konzentriert, stellenweise bis in un deutlich differenzierte Hornsteine.

Dunkelgrauer Kalk, teilweise silifiziert (Spongien-Echinodermen-Mikrofazies), Lok. Lúčky-k. Organische Reste: häufig calcifizierte Spongien-Nadeln (manchmal von radial-strahligem Calcit verdrängt), Echinodermenglieder mit syntaxialen Säumen (alle sind teilweise silifiziert, zentripetal — von dem Rand zur Mitte; Chalzedon bewirkt Rekristallisierung mit Bildung von winzigen Rhomboedern zumeist der selben Orientierung). Selten sind Bruchstücke von Lamellibranchiern. Das Gestein enthält auch Pellets und Interklaste mit Schwamm-Nadeln, Pellets und winzigem authigenem idiomorphem Quarz.

Dunkelgraue stark mergelige Kalke mit einer Spongien-Mikrofazies (Biomikrit), Lok. Kozelec-c, f, Nová Lubovňa-e, l, Lúčky-d. Sie sind frei von Flecken, doch stellen sie deutlich ein Äquivalent der Fleckenmergel dar. Organische Reste: zahlreiche Nadeln von Schwämmen (*Monactinellida*, selten *Tetractinellida*), vereinzelt von Chalzedon ausgefüllt, in der Regel jedoch calcifiziert (selten von einem radial-strahli-

gen Aggregat), weniger häufig sind calcifizierte Radiolarien, vereinzelt Ostracoden, Foraminiferen (*Spirillina*), Globochaeten, Echinodermenglieder, Coccolithen (?). Gewöhnlich pflegt ein Gemengteil von Silt-Quarz und Muskovit anwesend zu sein (reichhaltig in der Probe Nová Lubovňa-l, auch klastische Plagioklase). Authigene, idiomorphe Plagioklase bis zu 0,07 mm kamen in der Hälfte der Proben selten vor. Reichlich Pyrit-Pigment (auch kugelige Aggregate), häufig braune kolloidale Minerale. Adern mit einem Calcit-Aggregat mit „Asbest-Aussehen“, typisch für mergelige Gesteine.

Dunkelgrauer, kieselig-mergeliger Schiefer mit einem phosphatischen Gemengteil, Lok. Nová Lubovňa-g, h, i, Lúčky-h. Organische Reste: zwei Proben stellen typische „Fasern“-Mikrofazies dar, wobei die „Fasern“ oft bei der Kompaktion des Sediments zerbrochen sind, weiter sind dünne Lamellibranchier-Schalen mit einem syntaxialen Anwachsen von Calcit („dog-teeth“) vorhanden die eine subparallele Textur bilden. Selten kommen Foraminiferen und Ostracoden hinzu, vereinzelt Echinodermenglieder. Fast alle organische Reste pflegen silifiziert zu sein. In den Proben Nová Lubovňa-g, h deutlicher Gemengteil von Silt-Quarz, selten auch von Muskovit (auch an Schichtflächen). Die braunen kolloidal-dispersen Minerale sind, wie die positive Reaktion mit Ammoniummolybdat zeigte, wenigstens zum Teil Phosphate. In der Probe Nová Lubovňa-g wurden 2,16 % P_2O_5 festgestellt, die Probe Lúčky-h enthielt 0,41 % P_2O_5 (anal. H. Komorová, GÜ PFUK). In dem letztgenannten Gestein befindet sich das Phosphat in der Gestalt von seltenen Ooiden (Taf. XXVIII, Fig. 1).

Bewertung: Über die Einreihung der typischen Fleckenmergel in den mittleren Lias — Dogger können keine Zweifel bestehen. Mikroskopisch stimmen sie vollkommen mit den aus Schichtenfolgen beschriebenen Gesteinen überein (z. B. M. Miščík 1959 b, 1964). Sie treten im oberen Lias — Dogger der Hüllenserien der westlichen Hälfte der Slowakei auf (sog. euxinische Serie, Gruppe der westslowakischen Serien — M. Mahel 1969) und in der Krížna-Decke der typischen Entwicklung (Zliechov-Entwicklung — M. Mahel 1959; zumeist höhere Strukturen der Krížna-Einheit). In der Klippenzone treten sie ebenso im mittleren Lias — Dogger auf; einerseits als fleckige Mergel bis Kalke im Lotharing — Domerien (bzw. erst im Toarcien) fast aller Serien, andernseits als Fleckenmergel der sog. Supraposidonien-schichten (Bajocien — Callovien) der Pieniny—Kysuca-Serie, bzw. der Branisko-Serie (K. Birkenmajer 1960, E. Scheibner 1965). Diese haben oft einen bräunlichen Farbton, durch den auch alle von uns in den paläogenen Konglomeraten der Klippenzone gefundenen Fleckenmergel-Gerölle gekennzeichnet sind.

Die fleckigen mergeligen Kalke pflegen von Gesteinen mit demselben Charakter, jedoch ohne Flecken begleitet zu sein, es handelt sich ebenfalls um eine nichtdurchlüftete Fazies grösserer Tiefen mit einer Zufuhr von feinkörnigem terrigenem Material. Wahrscheinlich gehören in diesen Kreis auch die manchmal teilweise silifizierten Spongien-Kalke — hier kann es sich

wohl um eine Entwicklung in geringeren Tiefen handeln, womöglich auch um unteren Lias.

Die Vorkommen von Fleckenmiegeln und verwandten Gesteinen in Geröllen der Šambron-Kordillere leiten wir, wie schon erklärt wurde, aus dem zentralkarpatischen Raum ab. In diesem Zusammenhang ist es wichtig zu erwähnen, dass nach M. M a h e l (1959) in den Gebirgen Branisko und Humenské pohorie keine Fleckenmergel-Entwicklung existiert, auf Grund dessen er das hiesige Mesozoikum in die Gruppe der sog. westslowakischen Serien einreicht; ähnlich weist auch Z. R o t h (1969) darauf hin, dass in den östlichen Kerngebirgen die in grösseren Tiefen entstandene Zliechov-Serie fehlt. Bei neueren Untersuchungen hat jedoch M. M a h e l (1971) Fleckenmergel bei Krivoštany in dem Gebirge Humenské pohorie gefunden. Die von uns auch an der östlichsten Lokalität bei Pavlovce festgestellten Vorkommen von Fleckenmergel-Geröllen zeigen ebenfalls, dass die These vom Fehlen des Fleckenmergel-Lias-Dogger in dem ostslowakischen Teil der zentralen Westkarpaten aus der Lückenhaftigkeit der heutigen Aufschlüsse hervorgegangen ist.

Das reichhaltige Vorhandensein von dunklen Mergelgesteinen an den Lokalitäten Nová Lubovňa—Kozelec—Lúčky beweist, dass in dem entsprechenden Abschnitt der Šambron-Kordillere eine Serie mit einer euxinischen Entwicklung von Lias-Dogger auftrat.

Eine interessante Feststellung bilden Gerölle dunkelgrauer phosphatführender Gesteine (Lok. Nová Lubovňa, Lúčky) mit Gehalten von 0,41—2,16 % P_2O_5 . Ihre Zuordnung zu dem mittleren Lias-Dogger ist einesteils aus den Begleitgesteinen evident, andernteils stützt sie sich auf die Erfahrung, dass bei uns bisher Gesteine mit Phosphaten nur in dem mittleren Lias festgestellt worden sind (M. Mišík — A. Pospíšil 1964). Aus oberliassischen manganführenden Schiefern von Marianka (Mariatal) führt S. Polák (1957) bis zu 1,14 % P_2O_5 an. In diesem Zusammenhang wäre es gut, die monotonen Folgen schwarzer Schiefer in dem Lias-Dogger zahlreicher Gebirge auf die Gegenwart von Posphat zu untersuchen.

Oberer Dogger—unterer Malm

Grünlichgraue kieselige Radiolarienkalke (Biomikrit), Lok. Mošurov-I, Nová Lubovňa-j, n. Enthält zahlreiche Radiolarien (Spumellarien-, Nasellarien- und Collodarien-Typ), manchmal alle von Chalzedon ausgefüllt, zumeist jedoch calcifiziert, womöglich auch durch einen feinen optischen Einkristall von Calcit. In geringerem Masse kommen Schwamm-Nadeln vor, selten „Fasern“ (larvale Lamellibranchier), *Spirillina* sp., *Cadosina* sp., Ostracoden. In der Probe aus Mošurov sind auch Kalk-Organismen verkieselte, in den Proben aus Nová Lubovňa hingegen, sind auch Radiolarien und Silicispongien zumeist calcifiziert. Erfahrungsgemäss kommt diese Mikrofazies im Dogger — unterem Malm von Entwicklungen grösserer Tiefen, sowohl in der Klippenzone als auch im Subtatrikum, vor.

Mittlerer Malm (Kimmeridge) — unteres Tithon

Blassrosa mergelig-quarzige Kalke mit einer Radiolarien-Saccocomen-Mikrofazies (Biomikrit), Lok. Nová Lubovňa-b, o, Hromoš-l, Lúčky-b. Organische Reste: calcifizierte Radiolarien, Bruchstücke von Armgliedern von *Saccocoma* sp., calcifizierte Schwamm-Nadeln, „Fasern“ (larvale Lamellibranchier), vereinzelt lagenide Foraminiferen und Aptychen. Die Probe Nová Lubovňa-b enthält Kristalle von Pyrit und authigenen Plagioklasen (bis 0,10 mm). Durch eine typische Mikrofazies mit *Saccocoma* ist Probe Hromoš-l gekennzeichnet (Taf. XXVI, Fig. 3); In der Assoziation befinden sich hier noch *Cadosina lapidosa* V o g l e r (Durchmesser 40 μ m, Wanddicke 8 μ m), *Globochaete alpina* L o m b a r d und *Calcisphaerula* sp. Der reiche Silt-Gemengteil weist auf seichtere Wasserverhältnisse hin als in den Kerngebirgen der westlichen Hälfte der Slowakei. Die angeführten Lokalitäten zeigen im ganzen ein gutes Übereinstimmen mit der *Saccocoma*- („Lombardia“-) Mikrofazies des Kimmeridge der Westkarpaten (M. Mišík 1959), die in dieser Stufe sowohl in den zentralen Westkarpaten wie auch in der Klippenzone auftritt.

Kimmeridge — Tithon

Graue Onkolith-Kalke mit einer *Globochaeten-Saccocomen*-Mikrofazies (Biointramikrit), Lok. Proč-o, Poloma-b. Algen- (Cyanophyceen) Knollen sind nicht grössensortiert, 0,15—2 mm, durchschnittlich 0,5 mm. Sie erinnern an Ooide. Ihr asymmetrischer Bau ist an grösseren Knollen sichtbar. Von weiteren organischen Resten ist häufig *Globochaete alpina* L o m b a r d (auch an „Fasern“ anhaftende Zoosporen) seltener *Saccocoma* sp. (Ramuli, weniger Sekundibranchialien, Taf. XXVII, Fig. 2) nicht selten befinden sich beide in den Kernen von Onkoiden. Häufig kommen Interklaste desselben Sediments vor (bis 1,3 mm). Auf der Lok. Poloma-b kommen ausserdem selten Ostracoden, Aptychen, *Spirillina* sp. vor, auf der Lok. Proč-o noch sessile Foraminiferen, die in die Schichten der Onkoiden eingebaut sind. Onkoiden pflegen hier Säume von frühem, initialem Zement zu besitzen (Taf. XXVII, Fig. 3), dessen Bildung jedoch durch das Einschwämmen von Schlamm in die restlichen Hohlräume unterbrochen wurde.

Diese Mikrofazies beschrieben von der polnischen Seite der Hohen Tatra aus der hochtatratischen Serie J. L e f e l d — A. R a d w a ń s k i (1960) als Tithon-sp. Neokom; ihre Abbildung siehe auch M. Mišík (1966, Taf. LXIII, Fig. 1, 2). J. L e f e l d (1962, 1968) reiht „pseudoolithische“ (onkolithische) Kalke mit *Saccocoma* in das Tithon bis Valendis. K. B o r z a (1970) begründete die Einreihung dieser Fazies aus Javorinská Široká in das Kimmeridge — Tithon. Wir neigen zu dieser Auffassung.

Diese typische Mikrofazies war bisher nur aus der Hüllenserie der Hohen Tatra bekannt (J. L e f e l d — A. R a d w a ń s k i 1960). Die Fortsetzung

der hochtatischen Serie weiter ostwärts resultiert aus der Zusammensetzung der Kordillere, welche die konglomeratischen Horizonte des höheren Eozäns des Gebirges Levočské pohorie versorgte (bisher haben wir sie nicht systematisch studiert); dies kann durch den Fund von Geröllen dieser Mikrofazies auf der Lokalität Poloma-b dokumentiert werden. Ein Geröll mit dieser Mikrofazies haben wir auch in der Randfazies des Paläogens bei Chmiňanske Jakuboviany, nur 4 km nördlich von dem Rand des Gebirges Čierna hora, gefunden. Diese Mikrofazies befand sich jedoch auch an dem südlichen Ende des Sedimentationsraumes der Klippenzone (Lok. Proč-o), dies ist auch ein weiterer Anzeiger des räumlichen Zusammenhanges zwischen den Sedimentationsräumen der Manín-Haligovce-Einheit und der Einheit der Hohen Tatra, was bereits seit längerem durch das gemeinsame Auftreten von typischen Urgon-Kalken nur in diesen beiden Einheiten der Westkarpaten belegt ist.

Tithon

Grauer, schwach-mergeliger Calpionellenkalk (Biomikrit), Lok. Nová Lubovňa-f, Kozelec-d. Organische Reste: häufig *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Globochaete alpina* Lombard (verhältnismässig grosse Individuen, auch lineare Aggregate), selten Echinodermglieder. Reichlich Pyrit-Pigment. In der Probe Nová Lubovňa-f noch selten *Cadosina carpatica* (Borza), *Cadosina lapidosa* Vogler, *Spirillina* cf. *neocomiensis* Moulade. Von der Lokalität Kozelec-d selten calcifizierte Radiolarien und Aptychen; winzige idiomorphe, authigene Plagioklase (bis 0,08 mm).

Eine typisch pelagische Fazies des höheren Tithons trat diesen Feststellungen zufolge in dem westlichen Teil der Šambron-Kordillere auf.

Wahrscheinlich ist jedoch auch ihr Auftreten im Zeitalter des Paläozäns in dem Bereich der Klippenzone (in der neopienidischen Kordillere), wo es bisher aus Geröllen nur gelungen ist, den höheren — Tintinnopsellen-Horizont nachzuweisen (Mošurov-e). Calpionellenkalke tauchten in dem untersuchten Bereich der Klippenzone in der rudimentären pienidischen Kordillere jedoch mit Gewissheit auf, dies bezeugen ihre Bruchstücke in oberkretazischem (Maastricht) sandigem Kalk mit Siderolithen und Orbitoiden (Mošurov-p), sowie auch im Zeitalter Barrême — Apt, das beweisen ihre Bruchstücke in Urgon-Kalk der Lok. Mošurov-j und in cenomanischem sandigen Kalk der Lok. Proč-p (pienidischer Wall).

Grau-cremefarbiger Calpionellenkalk mit Bruchstücken basischer Effusivgesteine (tuffitischer Biomikrit), Lok. Poloma-a (Gebirge Levočské pohorie). An Organismen sind häufig *Calpionella elliptica* Cadisch, weniger *Calpionella alpina* Lorenz, völlig vereinzelt *Tintinnopsella* sp., weiter häufig sind *Globochaete alpina* Lombard (grosse Exemplare, auch Befestigung an „Faser“ bzw. „Keimung“), calcifizierte Radiolarien (stark granuliert), selten Aptychen,

juvenile Ammoniten, Bruchstücke von Lamellibranchiern, kleine Gastropoden, Foraminiferen (*Nodosaria*, *Spirillina*), Echinodermenglieder, *Stomiosphaera* sp. Auffällig ist die Anwesenheit von Bruchstücken (bis 0,5 mm) von basischen Effusivgesteinen mit einer chloritisierten Grundmasse und calcifizierten Plagioklas-Leisten (Taf. XXVIII, Fig. 4, 5). Da das Gestein keinen terrigenen Gemengteil und auch keine Interklaste enthält, ist es begründet, die Bruchstücke der basischen Effusivgesteine als herabgefallenes pyroklastisches Material anzusehen.

Tithon mit basischen Effusivgesteinen — Limburgiten ist aus den Westkarpaten nur aus der hochtatratischen Serie des westlichen Teiles der Hohen Tatra bekannt. Z. K o t a ň s k i — A. R a d w a ň s k i (1959) beschreiben hier in der Gruppe der Osobitá auch Lagen von Tuffiten in Crinoidenkalken mit *Pygope diphya*, die mit teilweise sandigen Calpionellenkalken wechsellagern. Das angeführte Geröll stellt den zweiten Fund von Tithon mit Limburgit-Pyroklastiten, ungefähr 80 km östlich von den bekannten Vorkommen dar; es betont die Zonalität des karpatischen Sedimentationsraumes zu diesem Zeitalter. Es weist auf die Fortsetzung der hochtatratischen Serie in die Kordillere, welche die höheren Schichtenfolgen des Gebirges Levočské pohorie im Eozän versorgte, hin.

Berrias — Valendis — Hauterive

Grauer, schwach-mergeliger Kalk mit Tintinnopsellen (Biomikrit), Lok. Hromoš-d, Nová Lubovňa-c, Mošurov-e, Lúčky-m.

Calpionellen-Tintinnopsellen-Radiolarien-Mikrofazies — Berrias — Valendis, Lok. Hromoš-d. Reichlich *Calpionella elliptica* Cadisch, *Stenosemellopsis hispanica* (Colom), selten *Calpionella alpina* Lorenz und *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu). Zahlreiche calcifizierte Radiolarien (Spumellaria, Nasellaria, Collodaria), oft von einem optischen Einkristall von Calcit ausgefüllt, selten *Globochaete alpina* Lombard, *Cadosina* sp., *Textularia* sp., Ostracoden.

Tintinnopsellen-Mikrofazies — Berrias — Valendis, Nová Lubovňa-c. Reichlich *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), selten *Remaniella cadischiana* (Colom), *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Globochaete alpina* Lombard, *Cadosina* sp., Ostracoden; winzige Dolomit-Rhomboederchen (bis 0,03 mm).

Tintinnopsellen-Globochaeten-Nannoconen-Mikrofazies — Berrias — Valendis, Lok. Mošurov-e. Reichlich *Nannoconus steinmanni* Kemptner, *Nannoconus* sp. div., *Tintinnopsella carpathica* (Murgeanu et Filipescu), selten *Calpionella elliptica* Cadisch, *Calpionella alpina* Lorenz, *Remaniella cadischiana* (Colom), häufig *Globochaete alpina* Lombard, *Campanulina carpatica* Mišik (Taf. XXVII, Fig. 1, M. Mišik 1973), vereinzelt Foraminiferen (*Nodosaria* sp., *Spirillina* sp.);

Cadosina fusca W a n n e r, Echinodermenglieder (auch Ophiuroiden-Glieder), Bruchstücke von Lamellibranchiern, calcifizierte Schwamm-Nadeln.

Globochaeten-Mikrofazies mit seltenen Hedbergellen und Tintinniden — Valendis — Hauterive, Lok. Lúčky-m, häufig *Globochaete alpina* L o m b a r d, selten Foraminiferen — *Hedbergella infracretacea* (G l a e s s n e r), *Spirillina* sp., *Calpionellopsis* cf. *oblonga* (C a d i s c h), *Stomiosphaera* sp., authigene idiomorphe Plagioklase (bis 0,03 mm).

Die Fazies pelagischer Kalke mit Tintinnopsellen ist in zahlreichen Einheiten der Karpaten zugegen. In dem untersuchten Gebiet trat sie in dem westlichen Teil der Šambron-Kordillere sowie auch in dem Bereich der Klippenzone auf. Deutlich erhaltene Nannoconen wurden nur in der Probe aus der Klippenzone festgestellt, wo die Erhaltungsstufe dieser Nannofossilien immer allgemein besser zu sein pflegt als in den entsprechenden Gesteinen aus den Kerngebirgen.

H a u t e r i v e — B a r r ê m e

Bräunlicher schwach-mergeliger Kalk-Biomikrit (Spongien-Foraminiferen-Nannoconen-Mikrofazies), Lok. Mošurov. Organische Reste: calcifizierte Schwamm-Nadeln, Foraminiferen (Textularien und Miliolen-Typ, rekristallisiert), deutliche Nannoconen in der Grundmasse, vereinzelt *Cadosina fusca* W a n n e r, *Globochaete alpina* L o m b a r d, *Campanulina carpatica* M i š í k, Ophiuroideenglied, calcifizierte Radiolarien, Ostracoden. Klastischer Quarz vereinzelt bis zu 0,12 mm. Reichlich Pyrit-Pigment.

Grauer, schwach-mergeliger Kalk mit Sparit-Augen — Dismikrit (Foraminiferen-Spongien-Mikrofazies), Lok. Hromoš-e. Muscheliger Bruch. Organische Reste: Foraminiferen der Gattung *eggerella* (?) (Taf. XXVIII, Fig. 2), calcifizierte Schwamm-Nadeln (*Monactinellida*), selten Ostracoden, *Cadosina* cf. *lapidosa* V o g l e r, *Stomiosphaera* sp. Das Gestein enthält annähernd runde Hohlräume mit einer inneren Sedimentierung. An ihrem Boden befindet sich Schlamm, der Libellen (Geopetalstrukturen) bildet, der übrige Raum der gewesenen Hohlräume ist in der Regel von einem grossen Calcitkristall ausgefüllt (Taf. XXVIII, Fig. 3). Vereinzelt braune kolloidal-disperse Minerale und winziger, authigener Quarz. Ein analoges Gestein haben wir noch in einem Geröll aus Alb-Konglomerat von Jasenov (östlicher Teil des Untersuchungsgebietes) festgestellt. Ein Gestein mit einer internen Sedimentierung in Hohlräumen, die mit Sparit ausgefüllt waren (fenestrae — G. E. Tebutt — C. D. Conley — D. W. Boyd 1965), ist bisher aus der unteren Kreide der Karpaten nicht bekannt.

Dunkelgrauer, stark-mergeliger Kalk (Biomikrit bis Mikrit). Lok. Pavlovce-c. Organische Reste: eine Menge winziger unbestimmbarer Detritus, selten rekristallisierte planktonische Foraminiferen, *Cadosina lapidosa* V o g l e r (50 μ , Wanddicke 8 μ), *Calcisphaera*

sp., rekristallisierte Nannoconen, Reste inkohlter pflanzlicher Gewebe (?). Einige Phosphatkörner; schwacher Gemengteil von Silt-Quarz, Schüppchen von Hydroglimmern.

Grauer, mergeliger Kalk mit *Sabaudia* (Biopelmikrit), Lok. Proč-k. Organische Reste: agglutinierte Foraminiferen (Textularien-Typ), *Hedbergella* sp. und Embryonalkammern von *Sabaudia minuta* (Hofker) — Taf. XXIX, Fig. 1 — bestimmt von Dr. J. Charollais; selten Ostracoden und *Cadosina* sp. In der Schlamm-Masse befinden sich zahlreiche Pellet-Körperchen, die jedoch wohl durch Agglutination des Schlammes entstanden sind. Seltener Gemengteil von Silt und winzige, wahrscheinlich Glaukonit-Körner. Vorhanden sind sog. gerasterte Adern (M. Mišík 1968). Die stratigraphische Spannweite der Art *Sabaudia minuta* ist oberes Barrême — unteres Alb (J. Charollais — P. Brönnimann — M. Neumann 1965). Wir nehmen an, dass es sich in dem gegebenen Fall um Barrême handelt. Aus einem Geröll cenomanischer Konglomerate der Klippenzone bei Hradná wird *Sabaudia minuta* (Hofker) von O. Samuel — K. Borza — E. Köhler (1972, Taf. XI, Fig. 4) angeführt.

Barrême — Apt

Bräunlichgrauer organodetritischer Kalk mit einer Orbitolinen-Korallen-Mikrofazies (Biosparit, typisches Urgon), Lok. Proč-m. Organische Reste: häufige Orbitolinen, Milioliden, weniger Textularien u. a. Bruchstücke von dicken Lamellibranchier-Schalen, zumeist selektiv silifiziert, Korallen-Bruchstücke, selten Bryozoen, Gastropoden, Echinodermenglieder und Seeigel-Stacheln mit syntaxialen Säumen, *Diversocallis undulatus* Dragastan — Taf. XXXIII, Fig. 2 — bestimmt von Dr. O. Dragastan (= *Etelia alba* Pfender?). Völlig vereinzelt Quarz (ausnahmsweise bis 0,65 mm), seltene Interklaste und unregelmässige Pellets; Chalzedon nur in den Schalen von Lamellibranchiern.

Grauer organodetritischer Kalk mit Orbitolinen (Intrabiosparit, Kalkarenit, Gravelnkalk — typisches Urgon), Lok. Mošurov-b, c. Organische Reste: zahlreiche Orbitolinen zumeist als Bruchstücke, häufig kleinere agglutinierte Foraminiferen: *Pseudotextulariella scarcellai* Brönnimann — Conrad (Taf. XXIX, Fig. 5) und *Pseudotextulariella courtionensis* Brönnimann (Taf. XXIX, Fig. 6) — bestimmt von Dr. J. Charollais, *Gavelinella* sp., *Glomospira* ex. gr. *gaultina* (Berthelin), *Spiroplectinata* sp., *Plectorecurvoides* sp. — bestimmt von O. Samuel, grosse lituolide Foraminiferen (Taf. XXXI, Fig. 5), selten Milioliden; häufig Bruchstücke dickerer, von Bohralgen angebohrter Gehäuse, vereinzelt auch punktate Brachiopoden; schwächer vertreten sind kleine Dasycladaceen, wie *Salpingoporella mühlbergi* Lorenz, *Carpathoporella fontis* (Patrulius) — Taf. XXXII, Fig. 5, vereinzelt Knollen von

Girvanella minuta Whetered mit einem Durchmesser der Röhrcen von $7\ \mu$ (Taf. XXXIII, Fig. 1), Bryozoen, Echinodermenglieder mit Anwachs-Säumen und Ophiuroiden-Glieder. Zahlreiche Interklaste bis zu 15 mm, frei von Quarz und Pyrit; vereinzelt Silifikation von Echinodermengliedern.

Grauer, sandiger organodetritischer Kalk (Intrabiosparit, Urgon), Lok. Pavlovce-e, Hromoš-g, k. Organische Reste: es dominieren abgeriebene Bruchstücke dicker Schalen von Lamellibranchiern, selten auch punktate Brachiopoden, von Bohralgen angebohrt, weiter Echinodermenglieder (auch Columnnarien von Crinoiden) und Seeigel-Stacheln, winzige Gastropoden, agglutinierte Foraminiferen (Orbitolinen sind bis auf ein problematisches Bruchstück nicht vorhanden) und Milioliden, selten auch grosse Lituolen (Taf. XXXI, Fig. 6), winzige Dasycladaceen: *Salpingoporella dinarica* Radoičić, resp. *Salpingoporella mühlbergi* Lorenz (Taf. XXXII, Fig. 1, 2), *Pianella genevesis* Conrad (Taf. XXXIII, Fig. 3, 4), *Pseudoactinoporella fragilis* Conrad (Taf. XXXII, Fig. 3, 4), *Clypeina aff. pejovići* Radoičić (Taf. XXXII, Fig. 5), weiter *Acicularia* sp., *Boueina hochstetteri* Toulou (Taf. XXXII, Fig. 6) und ein Bruchstück einer korallinen Alge (Bestimmung der Algen von O. Dragastan). Vereinzelt wurden Bruchstücke von Bryozoen und Korallen gefunden. Zahlreich sind Interklaste (bis zu 20 mm) mit unterschiedlichen Strukturen. Bedeutend ist der terrigene Gemengteil angularer Quarzkörner (bis 1,6 mm), Bruchstücke von Metaquarziten, Phylliten, vereinzelt chloritisierter Biotit und Muskovit. Häufig Glaukonit und syngenetische hellbraune kolloidal-disperse Minerale mit Calcit-Säumen, welche in die, durch Dehydratation entstandenen Hohlräume hineinwuchsen (Taf. XXXII, Fig. 6). Die Assoziation der Algen weist am ehesten auf unteres Apt hin.

Grauer, organodetritischer Kalk mit Trocholin-Korallen-Mikrofazies (Intrabiosparit, typisches Urgon), Lok. Mošurov-g. Organische Reste: Bruchstücke dickschaliger Lamellibranchier, häufig *Trocholina* sp. (Taf. XXXI, Fig. 1, 2) und *Aulotortus* sp. = *Involutina* sp. (Taf. XXXI, Fig. 3), selten grosse Lituoliden (Taf. XXXI, Fig. 4), häufige Bruchstücke von Korallen, vereinzelt Stromatoporen, Gastropoden, Echinodermenglieder, Codiaceae. Interklaste sind kantig, nicht grössen-sortiert (durchschnittlich 2—5 mm, max. 20 mm), mit ausgeprägten mikritischen Säumen.

Graue und bräunliche feinkörnige Kalke mit Orbitolinen (Biomikrit und Intrabiomikrit, mässig rekristallisiert), Lok. Morušov-h, k, Proč-d, j. Organische Reste: zahlreiche Echinodermenglieder mit breiten syntaxialen Säumen, häufige Orbitolinen, auch *Palorbitolina* cf. *lenticularis* (Blumenbach) — Taf. XXX, Fig. 5 — Bestimmung J. Charollais, kleinere agglutinierte Foraminiferen wie *Textularia* sp., *Gavelinella* sp. — bestimmt von O. Samuel, sessile Foraminiferen, *Haddonina* (?) sp., Bruchstücke von Lamellibranchier-Schalen, vereinzelt kleine Gastropoden, Seeigel-Stacheln, *Salpingoporella* sp., *Girvanella minuta* Whetered, *Ethelia alba* (Pfeuder), Codiaceae und Globochaeten na-

hestehende Problematika. In der Probe Mošurov-h befinden sich auch zahlreiche Korallenbruchstücke. Häufige Interklaste von Schlammkalk, vereinzelt auch Miliola-Kalk. Durch Chalzedon werden Echinodermenglieder und Lamellibranchierschalen in der Probe Mošurov-k silifiziert. Die Schlamm-Interstitialmasse wurde wohl von Korallen-Milch gebildet, sie ist stellenweise mässig rekristallisiert.

Graue und braungraue Schlammkalke mit Milioliden (Biomikrite, Intrabiomikrite, Biopelmikrite), Lok. Mošurov-d, i, j, o, Proč-a, c, v, I. Organische Reste: zahlreiche Milioliden und agglutinierte Foraminiferen: *Pseudotextulariella* cf. *salevensis* Charollais, Brönnimann et Zaninetti (Taf. XXIX, Fig. 3), *Sabaudia minuta* (Hofker) — Taf. XXIX, Fig. 2 — vereinzelt *Orbitolinopsis* sp. und *Urgonina* (?) sp. (Taf. XXX, Fig. 1, 2) — Bestimmungen Dr. J. Charollais; grosse Lituolen wie *Pseudocyclamina* sp., weiter *Ammobaculites* sp., *Pseudorecurvoides* sp. — bestimmt von O. Samuel. Sonst noch seltene Echinodermenglieder (selten mit Anwachs-Säumen), Bruchstücke von Lamellibranchiern, Bryozoen, Stacheln von Seeigeln, calcifizierte Silizispongien, Serpulen, *Ethelia alba* (Pfeuder), *Cadosina* sp. Interklaste bis 15 mm sind in einigen Proben zahlreich, vereinzelt treten auch Bruchstücke von Calpionellenkalk und authigener idiomorpher Quarz und Plagioklas auf (Mošurov-j). Pellets, wahrscheinlich Koprolithen (um 0,25 mm) in einem Viertel der Proben vorhanden. Vereinzelt klastischer Silt-Quarz (bis 0,11 mm). Selten kommen Übergänge zu Biosparit mit einer teilweisen Auswaschung der Schlamm-Masse vor.

Bewertung: Ein Teil der Proben stellt eine typisch urgonische Fazies dar — verglichen mit den Resultaten von J. Lefeld (1968) würde es sich um seine Riff-Brekzien-Fazies und die proximale Riff-Fazies organodetritischer Kalke handeln, deren Unterscheidung in dem Geröllmaterial nicht möglich ist. Ausser den überall vorhandenen Bruchstücken dickschaliger Lamellibranchier sind für sie Assoziationen mit Orbitolinen und Korallen (Proč-m, z, Mošurov-h), mit Orbitolinen — grossen Lituolen und Dasycladaceen (Mošurov-b, c), mit Orbitolinen und Dasycladaceen (Mošurov-k), mit Orbitolinen und Echinodermen (Proč-d, j), mit Trocholinen und Korallen (Mošurov-g), mit grossen Lituolen und Dasycladaceen (Pavlovce-e), charakteristisch. Es handelt sich um eine Fazies des Riffkerns oder der Böschung des Riffs („reef-core“, „fore-reef“).

Einen gesonderten Komplex stellen Kalke mit Milioliden und Pseudotextulariellen, mit einer Schlamm-Interstitialmasse, stellenweise mit Pellets, dar. Sie repräsentieren wahrscheinlich die Fazies der Lagune — „backreef“ (sind jedoch nicht mit der lagunären Fazies von J. Lefeld identisch, die laminierten Kalk enthalten soll).

Beide Fazies sind wahrscheinlich gleichalterig, nach der Spannweite der Foraminiferen und den Kenntnissen aus den Urgon-Vorkommen in den Westkarpaten handelt es sich um Barrême — unteres Apt. Zu diesem Schluss führt das Vorkommen der Foraminiferen *Pseudotextulariella scarcellai*

Brönnimann et Conrad und *Sabaudia minuta* (Hofker), sowie die Assoziation von Dasycladaceen. *Pseudotextulariella* ist bisher nur aus dem Valendis bekannt; es ist wahrscheinlich, dass das als cf. *salevensis* (assoziiert mit *Sabaudia minuta*) bestimmte Exemplar nicht völlig identisch mit dieser Art sein wird.

Zeimlich markant unterscheiden sich die aus der Šambron-Kordillere der zentralen Westkarpaten (Pavlovce-e, Hromoš-g,k) stammenden Urgon-Kalke, und zwar dadurch, dass nur sie einen deutlichen Sand-Gemengteil und Glaukonit-Körner enthalten. Sie enthalten keine Orbitolinen. Alle übrigen Proben gehören zu Vorkommen in der Klippenzone (Proč, Mošurov). Die Proben von der Lokalität sind charakteristisch bräunlich gefärbt. Kennzeichnend ist das völlige Fehlen von Pyrit in allen Proben der urgonischen Kalke.

Die Probe Mošurov-h mit Bruchstücken von Calpionellenkalken beweist das Auftauchen der Gesteine des Tithons während des Barrême — Apt in der Klippenzone.

Die urgonischen Kalke sind ein typisches Gestein der südlichen Geoantiklinale der Klippenzone (Klippen der Manín-Serie, der Nižná-Entwicklung — E. Scheibner in T. Buday et al. 1967, S. 39, der atypischen Kostelec-Entwicklung — K. Borza 1970, den urgonischen ähnliche Kalke werden auch aus der Haligovce-Serie angeführt — K. Birkenmajer 1959). Nach den Geröllen in den kretazischen Konglomeraten der Klippenzone zu urteilen, bildeten Kalke einen bedeutenden Bestandteil der exotischen Serie der pienidischen Kordillere (K. Borza 1966, K. Birkenmajer — J. Lefeld 1969) und nach unseren Studien der Gerölle paläozäner Konglomerate auch einen bedeutenden Teil der neopienidischen Kordillere des östlichen Abschnittes der Klippenzone (Lok. Mošurov, Proč). Typisch urgonische Kalke befinden sich natürlich, auch in dem benachbarten hochtatratischen Sedimentationsbereich (Hüllenserie der Hohen Tatra); Kalke die den urgonischen sehr ähnlich sind, treten in der Jasenov-Entwicklung des Gebirges Humenské pohorie auf (B. Leško 1953), Die hochtatratische Serie trat auf der Šambron-Kordillere auf, dies bezeugen die urgonischen Gerölle auf der Lok. Hromoš und Pavlovce mit zum Teil von den urgonischen Kalken der Klippenzone abweichenden Merkmalen.

Zur Vervollkommnung der Darstellung muss bemerkt werden, dass in den Ostkarpaten die urgonische Entwicklung auch in der Flysch-Zone auftritt, und zwar in der Marmaroš-Zone (D. Andrusov 1970, V. G. Černov 1973). Gerölle kommen auch in den Lužanka-Konglomeraten der Vulchovčik-Serie in der Karpatoukraine vor; die den von uns beschriebenen Konglomeraten der Proč-Schichten der Klippenzone analog sind (V. G. Černov 1973). Dies ist wohl einer der Gründe dafür, dass S. Kruglov — E. S. Smirnov (1967) ihre nordpienidische Kordillere (die Fortsetzung unserer neopienidischen Kordillere) auf die Grenzlinie zwischen die Pieniny-Zone und die Marmaroš-Zone lokalisierten.

Dunkelgrauer mergeliger, schwach-fleckiger Kalk (mit Pithonellen-Nannoconen-Mikrofazies), Lok. Proč-h. Organische Reste: *Pithonella ovalis* (K a u f m a n n), Nannoconen mit einem breiten Zentralkanal, einige Foraminiferen (vereinzelt *Spirillina* sp.), „*Patelloides juvavica*“ L e i s c h n e r (wahrscheinlich handelt es sich um unvollkommen fossilisierte Globochaeten), *Stomiosphaera sphaerica* B o n e t, selten Ostracoden, *Campanulina carpatica* M i š í k und inkohlte Reste von pflanzlichen Geweben. Bedeutender Gemengteil von Silt-Quarz, häufig idiomorphe Plagioklase (dickere Täfelchen bis 0,06 mm); vereinzelt Phosphatkörner.

Cenoman

Bräunlichgrauer sandiger Orbitolinenkalk, Lok. Proč-t. Organische Reste: zahlreiche Bruchstücke von Orbitolinen mit Gehäusen, die aus feinsandigem Silt-Quarz, aus Material welches in dem umgebenden Gestein vorhanden war, zusammengeklebt ist (wohl Nekrozönose). Neben kleineren Formen sind auch grössere flache Formen zugegen (Durchmesser 20 mm, Taf. XXXIV, Fig. 3, 4), die zu der Art *Orbitolina* cf. *concava* L a m a r c k mit einem eingesenkten Embryonalapparat gehören. Die Schnitte in den Dünnschliffen zeigen „anneau d'épasseur croissant“ (P. R a t 1963). Nach dem genannten Verfasser sind solche Formen typisch für das Cenoman und für eine Fazies mit markanter terrigener Zufuhr. Die allmähliche Vergrößerung und die Änderung des Bauplanes hängt nach P. R a t (l. c.) mit der Adaptation der Orbitolinen aus einem Milieu mit rein kalkiger Sedimentation im Barrême — Apt, an ein Milieu mit einem ausgeprägt terrigenen (sandigen) Gemengteil im Alb — Cenoman zusammen, welche Beobachtungen gut mit den Vorkommen von Orbitolinen in den Westkarpaten korrespondieren. Seltener sind auch konische Formen anwesend (Taf. XXXIV, Fig. 2). Von sonstigen Organismen sind häufig Bruchstücke von Lamellibranchier-Schalen, zumeist durch Drusencalcit pseudomorphosiert, vereinzelt wurden auch markante Bruchstücke der prismatischen Schicht gefunden. Weiter sind Gastropoden vertreten, sowie Formen, die wahrscheinlich winzigen Patellae verwandt sind (Taf. XXXIV, Fig. 5), Serpulen-Röhrchen (Taf. XXXIV, Fig. 1). Die netzartigen Kanälchen bohrender Organismen (Taf. XXXV, Fig. 1, 2) sind der Gattung *Dictyoporus* M ä g d e f r a u (W. H ä n t s c h e l 1962) nahestehend, doch besitzen sie einen regelmässigeren Bau; angebohrt sind Bruchstücke, die wahrscheinlich Austern gehören. Die lichte Weite ihrer Kanälchen beträgt um 15 μ . Vereinzelt sind Schwamm-Nadeln, auch Rhaxe die von SiO₂ ausgefüllt sind, und Korallenbruchstücke vorhanden. Klastischer Gemengteil: seltene Bruchstücke von Kalken mit *Calpionella alpina* L o r e n z und von Kalken mit *Rotalipora ticinensis* (G a n d o l f i), zahlreiche angulare Quarzkörner (um

0,1 mm), akzessorisch Zirkon, Rutil, Turmalin. Vereinzelt Glaukonit-Körnchen und Chlorit-Schüppchen.

Das angeführte Gestein stammt aus der Klippenzone und erinnert am meisten an mittlere Kreide von Manín (Orlové-Schichten). Es muss also mit dem Vorkommen von mittlerer Kreide eines ähnlichen Typs an dem südlichen Rand der Klippenzone auch in der Ostslowakei gerechnet werden.

Bruchstücke älterer Gesteine zeigen, dass die cenomanische Kordillere (östliche Fortsetzung der pienidischen Kordillere) hier entblößtes oberes Jura, Alb und Kristallin besass.

Senon

Gelblichbrauner sandiger Kalk (Algen-Foraminiferen-Lamellibranchier-Biomikrit), Lok. Mošurov-p. Foraminiferen: *Siderolites calcitrapoides* Lamarck (Taf. XXXV, Fig. 5), *Orbitoides media* (d'Archiac) — Taf. XXXV, Fig. 3 — *Orbitoides apiculata* Schumberger (bestimmung Dr. E. Köhler), selten *Rotalia* sp., Planorbulinen und kleine Agglutinationen. Algen: *Archaeolithothamnium* sp., selten *Ethelia alba* (Pfeender). Zahlreiche Bruchstücke von Rudisten und anderen dickschaligen Lamellibranchiern. Selten Plättchen und Stacheln von Seeigeln und Bryozoen. Reichlicher klastischer Gemengteil, angulare und subangulare Körner bis 1,3 mm. Es überwiegt Quarz und Aggregate von Quarzkörnern, selten Quarzit und Silizit. Zahlreich sind Bruchstücke von Kalken mit *Calpionella alpina* Lorenz (Tithon), vereinzelt Bruchstück von Globochaetenkalk mit „faseriger“ Mikrofazies (Jura). Einige phosphatische Körner und Bruchstück eines mikroorganogenen phosphatischen Gesteins. Nach E. Köhler handelt es sich um ein Gestein aus dem Maas-tricht.

Bräunlicher sandiger, organodetritischer Kalk (Lamellibranchier-Biosparit bis Kalklithit), Lok. Proč-IV. Sehr häufige Bruchstücke von Rudisten und anderen dickwandigen Lamellibranchiern. Nicht häufig Algen: *Archaeolithothamnium* sp., *Ethelia alba* (Pfeender), vereinzelt Bruchstücke von *Orbitoides* sp. und rotalide Foraminiferen. Reichlicher sandiger Gemengteil angularer Quarzkörner bis zu 0,25 mm, häufige kleine Gerölle (bis zu einigen mm) von Dolomiten, dolomitischen Kalken, pseudoolithischem Kalk (Trias), Schlammkalk mit *Saccocoma* sp. und *Globochaete alpina* Lombard — befestigt an einer „Faser“ (Kimmeridge), Mergelkalk mit *Calcisphaerula* sp. (wohl Alb), Schlamm-Mergelkalk mit *Rotalipora* sp. (mittlere Kreide).

Grauer, Globotruncanen-Mergelstein, Lok. Poloma-d, Gebirge Levočské pohorie. Enthält massenhaft Globotruncanen (zweikielige Formen — Taf. XXXV, Fig. 4) und Globigerinen. Zahlreich sind auch Prismen von *Inoceramus* (bräunlich pigmentiert, Risse in ihnen durch klaren Calcit ausgeheilt), selten winzige benthonische Foraminiferen *Stomiosphaera sphaerica* (Kaufmann) — Durchmesser 150 µ. Die Gehäuse der

Foraminiferen sind von Drusencalcit ausgefüllt; die interstitiale Schlamm-Masse ist zum Teil rekristallisiert. Vereinzelt sind Phosphatkörner vorhanden. Von dem terrigenen Gemengteil sind Silt-Quarz selten und Biotit vereinzelt.

Bewertung: Gerölle der oberen Kreide sind völlig vereinzelt festgestellt worden, und zwar an zwei Lokalitäten von Konglomeraten der Klippenzone (Mošurov, Proč). Vom paläogeographischen Standpunkt aus ist das Ergebnis der Analysen interessant, dass nämlich während des Senons in dem Bereich der Klippenzone triassische Folgen, pelagische oberjurassische Folgen (Kimmeridge, Tithon) und unterkretazische Folgen entblösst waren, welche die östliche Fortsetzung der pienidischen Kordillere darstellten.

In den Konglomeraten der Šambron-Zone sind Gerölle der oberen Kreide nicht gefunden worden. Angeblich sind hier jedoch verschwämmte Globotruncanen in mikropaläontologischen Schlämmpfropfen aus paläogenen Tongesteinen häufig. Das Fehlen von Geröllen liesse sich in diesem Fall nur durch die leichte Zerschwemmbarkeit der senonischen Mergel erklären.

In Konglomeraten des höheren Eozäns, südlich der Šambron—Kamenica-Zone ist in dem Gebirge Levočské pohorie auf der Lok. Poloma ein Geröll von Globotruncanen-Mergelstein gefunden worden. Alle Gerölle senonischer Gesteine weisen auf einen Ursprung aus dem Bereich der Klippenzone hin, da südwärts von ihr bis zu dem Oberlauf des Hron (Šumiac) keine Vorkommen von oberer Kreide bekannt sind. Dieser Ursprung bezieht sich nicht nur auf die in der eigentlichen Klippenzone liegenden Lokalitäten (Mošurov, Proč) sondern auch auf die Lokalität Poloma, wo er also einen Beweis für den Transport des Materials von Norden während des höheren Eozäns bildet.

Paläozän

Cremerfarbige und bräunliche Kalke mit einer Algen-Miliolen-Korallen-Mikrofazies (Biomikrit), Lok. Chmelov-a, j, k, m, n, o, r, s, u, II, V, VI, Proč-u, Radvaňovce. Organische Reste: die häufigste Komponente bilden koralline Algen: *Archeolithothamnium* sp., *Mesophyllum* sp., *Lithophyllum* sp., *Lithoporella melobesioisea* (Foslie) Foslie, *Lithoporella cuboides* Johnson — bestimmt von Dr. A. Schaleková; von sonstigen Algen kommt *Ethelia alba* (Pfender) gemein, selten *Elianella elegans* (Pfender — Basse), *Solenopora* sp., *Clypeina* sp., *Halimeda* sp., *Acicularia* sp. und *Girvanella minuta* Whetered vor. Die weit häufigste Komponente pflegen Foraminiferen zu sein, hauptsächlich Milioliden (Taf. XXXVI, Fig. 1), identisch mit „*Quinqueloculina* n. sp.“ — siehe A. Began — K. Borza — E. Köhler — O. Samuel (1970), *Triloculina* sp., weiter *Cibicides*, sp. *Anomalina* sp., *Lenticulina* sp., *Gyroidina florealis* White, *Gyroidina* cf. *octocamerata* Cushman et Hanna, ? *Marsonella* sp., *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globigerina varianta* Subbotina, *Globi-*

gerina cf. *imitata* (Subbotina), *Globorotalia* cf. *pseudomenardi* Bolli, *Turborotalia* (*Acarinina*) *convexa* (Subbotina), *Reophax* cf. *guttifera* *scalaria* Grzybowski (Taf. XXXVI, Fig. 3, 4), *Reophax* sp., *Karrerella* (*Karrerulina*) cf. *fallax* Grzybowski, *Karrerella* (*Karrerulina*) *coniformis* Grzybowski — alle Bestimmungen O. Samuel; weiter sessile Foraminiferen, und zwar *Planorbulina cretae* (Marsson) (jüngeres Synonymum *Planorbulina uva* Scheibner) — Taf. XXXVI, Fig. 2, selten *Haddonella heissigi* Hagn; winziger Foraminiferen-Detritus ist häufig. Bruchstücke von Korallenstöcken (Taf. XXXVII, Fig. 1) stellen in den Proben Chmelov-n, r, s, III die häufigste Komponente dar, sonst sind sie selten (*Acropora* sp. und *Elasmocoenia* sp. — siehe M. Mišík 1966, Taf. XXXVII, Fig. 2). Selten kommen Bryozoen, Echinodermenglieder, Stacheln cidarider Seeigel, Bruchstücke von Lamellibranchiern, Ostracoden, Gastropoden und Globochaeten verwandte Problematika hinzu. Die Schlamm-Masse ist stellenweise mässig rekristallisiert. Vereinzelt kamen Interklaste vor. Ein schwacher Gemengteil einiger Körner von Silt-Quarz (bis 0,1, max. 0,2 mm) ist regelmässig, vereinzelt kam ein Hornstein-Bruchstück vor. In Foraminiferen pflegt manchmal Pyrit-Pigment vorhanden zu sein. Keine Spuren von Silifikation.

Das paläozäne Alter kann nach O. Samuel aus der Foraminiferenassoziation als völlig bestätigt angesehen werden. Diese Gesteine zeigen eine vollkommene Identität mit paläozänen Biohermenkalken der sog. Myjava-Entwicklung des Paläogens (D. Andrusov 1965) an dem Kontakt der Klippenzone und des zentralkarpatischen Untergrundes. Die westlichsten Vorkommen befinden sich noch auf österreichischem Territorium an dem Rand des Wiener Beckens bei Ternitz und Priggwitz (B. Plöckinger 1967, A. Tollmann 1972). Sie treten hauptsächlich in dem Gebirge Brezovské pohorie (M. Mišík — J. Zelman 1959, E. Köhler 1961, D. Andrusov 1969) und in dem mittleren Lauf des Váh zwischen Hričovské Podhradie und Žilina auf (E. Scheibner 1968, O. Samuel — K. Borza — E. Köhler 1972). In der Form von Geröllen können sie am Oberlauf der Orava verfolgt werden (M. Mišík — E. Köhler — O. Fejdiová 1968); ein weiterer Aufschluss ist Axamitka bei Haligovce. Das letzte hier beschriebene Vorkommen befindet sich in der Ostslowakei in Geröllen bei Chmelov und im NW von Radvaňovce. Alle diese Biohermenkalke sind nur in der Gestalt von grossen, noch in dem Sedimentationsbecken über geringe Entfernungen transportierten Blöcken, bekannt; in der Regel wurden sie durch Solifluktion während des Quartärs noch weiter transportiert (A. Began et al. 1970).

Gerölle paläozäner Biohermenkalke sind fast ausschliesslich auf der Lokalität Chmelov und Radvaňovce gefunden worden, nur ein Geröll stammte von der Lokalität Proč in der Klippenzone. So wie in der Westslowakei, ist auch hier die Fazies der paläozänen Riffkalke an die direkte Grenze von Klippenzone und zentralen Westkarpaten gebunden. Gerölle paläozäner Konglomerate fehlen sowohl an nördlicheren Klippen-Lokalitäten wie auch

in der südlicheren Šambron-Zone. Die Lokalität Chmelov besitzt nach der Assoziation der Gerölle eine gewisse Übergangsposition und es ist schwierig, sie eindeutig der Klippen-Kordillere oder dem zentralkarpatischen Areal (der späteren Šambron-Kordillere) zuzuordnen. Im Vergleich zu den Konglomeraten der Klippenzone ist hier ein völliges Fehlen von urgonischen Geröllen und ein Fehlen von Geröllen der oberen Kreide auffällig. Mit den Konglomeraten von Šambron gemeinsam ist das Auftreten von Geröllen von Reiflinger und Wettersteinkalken; von der typischen Šambron-Assoziation unterscheidet sie sich jedoch durch das Fehlen von Geröllen des metamorphisierten Mesozoikums. Die Sedimentationszone Chmelov—Radvaňovce lokalisieren wir in dem südlichen Teil der Klippenzone; wir nehmen an, dass sie sowohl vom Süden, als auch aus dem Norden, von der neopienidischen Kordillere, versorgt wurde.

E o z ä n

Gerölle der retransportierten, wahrscheinlich basalen Schichtenfolge des Paläogens kommen in den Konglomeraten von Šambron verhältnismässig selten vor.

Grauer, mittelkörniger polymikter Sandstein mit Durchwachsungszement, Lok. Nová Lubovňa-d. Durchschnittliche Korngrösse 0,5 mm, max. 1,6 mm, Körner zumeist subangular. Bruchstücke von Gesteinen: Schlamm-, Foraminiferen-, Calpionellenkalke, Dolomite, rote Kieselsedimente, Grauwacken, Arkosen, chloritische Phyllite, basische Effusivgesteine, Bruchstücke von Granitoiden (auch graphitisches Durchwachsen von Quarz und Feldspat). Bruchstücke von Mineralen: Quarz, Plagioklase, Orthoklas, chloritisierter Biotit, akzessorisch Rutil, Zirkon, Granat. Authigene Minerale: selten Glaukonit, Pyrit-Aggregate. Den Zement bilden bis zu 5 mm grosse Calcitkristalle, makroskopisch bis über 1 cm, sie verursachen einen auffälligen Glanz an dem Bruch des Gesteins („kristallisierte Sandsteine“). Der Zement ist poikilitisch, mit „Fontainebleau“-Struktur, optisch homogen, nicht-undulös; die Calcitkristalle des Zements pflegen jedoch manchmal schwach verzwillingt zu sein (Taf. XXXVII, Fig. 2). Braunes Pigment bildet in dem Zement Anhäufungen, oft auch an der Grenze dreier optischer Calcitkristalle. Es handelt sich um Phantome nach calcifizierten Dolomit-Bruchstücken, wie dies von feinkörnigeren Calcit-Aggregaten in einigen braunen Aggregaten bezeugt wird. Durchwachsungszement ist in diesem Fall nicht nur durch Ausfüllung der Poren, sondern auch durch „Assimilation“, durch die Calcifikation von Dolomit-Bruchstücken entstanden, deren Relikte, bzw. nur Phantome der ursprünglichen Körner noch identifizierbar sind (Taf. XXXVIII, Fig. 3). Die Dedolomitisierung der Dolomit-Bruchstücke verlief gleichzeitig mit der Bildung des Calcit-Zements. Der Zement-Anteil ist grösser als die ursprüngliche Porösität, ein Teil des Zements ist auf Kosten der Dolomit-Bruchstücke entstanden. Im ganzen kommen also folgende Fälle vor: 1. Aus einem ursprünglichen Dolomit-

Bruchstück bleibt nur ein Pigment-Phantom übrig, welches eine mit dem übrigen Calcit-Zement gemeinsame Orientierung besitzt. 2. Der periphere Bereich des Bruchstückes (pigmentierten Phantoms) ist optisch mit den Körnern des Zements identisch orientiert, in der mittleren Partie blieb die ursprüngliche Körnigkeit des Dolomit-Bruchstückes, allerdings in ein Calcit-Aggregat umgebildet, erhalten. 3. In der Mitte der Bruchstücke sind noch korrodierte Relikte der Dolomit-Körner erhalten.

Poikilitischen Zement der Sandsteine (Typ „Fontainebleau“ — äussert sich bei der Anwitterung makroskopisch durch ein globuläres Gefüge) haben wir in dem Bereich der Slowakei nur aus Sandsteinen des Pannons (Piešťany-Formation, Piešťany), des Sarmats des Wiener Beckens (Dúbravka, Devín) und aus dem basalen Paläogen bei Badín (Banská Bystrica) vorgefunden. Ein paläogenes Alter ist auch in diesem Fall wahrscheinlich; es traten hier mehrere Sandstein-Gerölle auf (Probe Nová Ľubovňa-r enthielt *Eponides* sp.).

Bräunlicher, mikroorganogen-detritischer Kalk mit Discocyclinen (Foraminiferen-Algen-Biomikrit), Lok. Jakubovany-a, b. Organische Reste: Foraminiferen *Discocyclina* sp., *Operculina* sp., *Actinocyclina* sp., *Nummulites* sp., — Grossforaminiferen sind stark zerbrochen, *Gypsina linearis* (Hanzawa — Taf. XXXVIII, Fig. 1), *Globigerina* cf. *linaperta* Finlay, *Cibicides* sp. — bestimmt von Dr. O. Samuel, Rotaliden, grosse Milioliden. Algen *Lithoporella melobesoides* (Foslie) Foslie (Taf. XXXVIII, Fig. 2), *Lithoporella cuboides* Johnson, *Lithophyllum* sp., *Archaeolithothamnium* sp. — bestimmt von Dr. A. Schaleková. In Bruchstücken treten noch Bryozoen, Lamelibranchier, Echinodermenglieder, Stacheln von Seeigeln, vereinzelt Korallen auf. Reichlich ist der Gemengteil von klastischem Quarz mit Silt-Grösse, vereinzelt Muskovit. Seltener authigener idiomorpher Quarz (bis 0,08 mm) kommt nur in korallinen Algen vor (Taf. XXXIX, Fig. 1). Nach der Ansicht von O. Samuel und E. Köhler handelt es sich wahrscheinlich um unteres Eozän.

Fein-sandiger Nummulitenkalk (Biomikrit), Lok. Lubovnianske Kúpele. Organische Reste: sehr zahlreich *Nummulites perforatus* (Monfort) — Taf. XXXVIII, Fig. 3 — bestimmt von E. Köhler, vereinzelt *Assilina* sp. und Bruchstücke von Discocyclinen; selten winzige Foraminiferen, calcifizierte Schwamm-Nadeln und unbestimmbarer Detritus. Ein bedeutender Silt-Gemengteil (Körner bis zu 0,07 mm), Quarz und Bruchstücke von Schlammkalken. Eine schwache Verkieselung äussert sich durch die Bildung von authigenem, idiomorphem Quarz in den Nummuliten; die Quarzkristalle sind überfüllt mit Einschlüssen von Calcit, deren Anordnung die ursprüngliche porate Struktur des Gehäuses widerspiegelt (Taf. XXXIX, Fig. 2). Reichlich Pyrit-Pigment färbt zum Teil die Poren der Nummulitengehäuse, zum Teil bildet es kugelige bis traubenartige Aggregate. Das massenhafte Vorkommen von *Nummulites perforatus* gestattet die Einreihung zum oberen Lutet.

Lithologische Bemerkungen zu den studierten Konglomeraten des Eozäns

Interstitialmasse — Zement. Die Konglomerate sind zumeist bröckelig, ihr Bindemittel ist die Matrix. In feinkörnigen Konglomeraten spielt auch calcitisch-kieseliger Zement eine bedeutendere Rolle. Beschrieben werden einige besondere Fälle der Zementierung.

Initialer Zement. Feinkörniges polymiktes Konglomerat (Gerölle unter 10 mm), Lok. Kozelec-a. Enthält Gerölle folgender Gesteine: Grauwacke, Schlammkalk mit authigenen Plagioklasen, Pseudoolithischer Kalk, Serpentin, Effusivgestein mit silifizierten Einsprenglingen, Quarz-Phyllit. Die Entstehung des Zements begann sehr früh (Taf. XL, Fig. 1, 2). Der Initialzement aus klarem Calcit umwuchs die Gerölle in der Weise, dass die einzelnen Calcitkristalle senkrecht auf die Oberfläche des Gerölls orientiert sind, und die skalenoedrischen Enden der Kristalle in den Hohlraum ragen. Die Bildung der Drusenfüllung wurde dann unterbrochen, in die verbliebenen Hohlräume wurden allochthone Körner, besonders von Hohlräume aus höheren Lagen des Sedimentes verschwemmt und der Rest der Hohlräume wurde von feinkörnigem, bräunlichem Fe-Calcit ausgefüllt. Bei dem beschriebenen Eindringen von Sandkörnern kam es stellenweise auch zu einer Beschädigung der Säume des initialen Zements, und die herausgerissenen klaren Calcit-Skalenoeder liegen eingebettet in dem feinkörnigen braunen Calcit des Zements der zweiten Generation. Der initiale Zement besitzt hier nicht das Aussehen fibröser Säume, wie sie aus der initialen Zementierung von kalkigen Flachseesedimenten angeführt zu werden pflegt (G. V. Chilingar — H. J. Bissel — K. H. Wolf 1967); morphologisch ähnelt er dem phreatischen Zement im Sinne von L. S. Land (1970). Da wir die Sedi-mentierung dieser Konglomerate auf den Fuss des Kontinentalhanges, in die Tiefe von einigen hundert bis zweitausend Meter setzen, weist die Auswaschung der feinen Partikeln zwischen den Geröllen auf die Existenz einer starken Strömung an dem Grund, hin.

Säume nach Abscherung von Geröllen. Feinkörniges polymiktes Konglomerat (Gerölle unter 5 mm), Lok. Chmelov-I, sein Bindemittel (Matrix) hat den Charakter von feinkörnigem Sandstein (angulare Quarzkörner unter 0,25 mm und selten Körner von Plagioklas mit calcitisch-kieseligem Zement). An den Geröllen, hauptsächlich an den dolomitischen, pflegen oft superfizielle Calcit-Säume vorzukommen (isopach — gleichmächtig 0,015—0,130 mm), sie haben keinen fibrösen Bau (Taf. XLI, Fig. 1). Sie umgeben niemals das ganze Geröll. Manchmal setzen sie in kurze Adern sekundären Calcits fort. Es ist wahrscheinlich, dass sie durch ein Loslösen der Gerölle des ungenügend verfestigten Gesteins bei dessen Kompaktion entstanden sind. Der nach dem Abscheren, der geringen autonomen Bewegung des Gerölls in der erstarrten Matrix, entstandene Hohlraum wurde von grobkörnigem Calcit ausgefüllt. Eine ähnliche Struktur des Zements bilden auch E. V. Dmitrejeva et al. (1969, Taf. 139, Abb. 3) ab; in der angeführ-

ten Arbeit wird jedoch die Entstehung der Säume nicht auf diese Weise erläutert.

Fe-Imprägnationen an der Peripherie der Gerölle wurden hauptsächlich an Dolomit-Geröllen festgestellt, z. B. Lok. Hromoš (Beschreibung des Gesteins in dem Abschnitt über das Einpressen) und Kamenica-I/1. Diese Säume können darauf hinweisen, dass das Material der Bruchstücke einer Witterung ausgesetzt war. Da jedoch Fe-Hydroxide in die Gänge nach Bohralgen eindringen und diese sichtbar werden lassen (Taf. XLI, Fig. 3), ist es wahrscheinlicher, dass sie bereits in dem Sedimentationsraum entstanden sind.

Zerbersten und Auseinanderdrücken der Gerölle wurde z. B. in feinkörnigem polymiktem Konglomerat (Gerölle unter 5 mm) von der Lok. Chmelov festgestellt. Es enthält Gerölle von Dolomiten unterschiedlicher Strukturen (Mosaikstruktur, feinkörnige, mittelkörnige, schlammige, schlammige mit Foraminiferen, stromatolithische, in geringerem Masse Quarzite, Schlammkalke und Kieselgesteine — Radiolarit). Die Dolomit-Gerölle sind oft zerborsten (Taf. XLI, Fig. 1) von Graunulationsadern durchdrungen (Anfangsstadium der Entstehung von Dolomit-Brekzien), doch nicht selten pflegen die Bruchstücke gegenseitig verschoben, bzw. auseinandergedrückt zu sein, und zwischen sie dringt Zement oder Matrix ein. Das Zerbersten und Auseinanderdrücken der Gerölle weist auf eine starke, kurzdauernde Druck-Einwirkung hin. Es scheint kennzeichnend zu sein für Konglomerate mit reichlicher Interstitialmasse, die fester ist als die Festigkeit der betroffenen Gerölle. An einigen Lokalitäten wie z. B. Kamenica I—II, ist kein Zerbersten (Zertrümmerung) der Dolomit-Gerölle festgestellt worden. Diese Lagen waren womöglich Druck-Einwirkungen weniger ausgesetzt, oder sie wurden durch benachbarte Gesteine besser vor dem Druck abgeschirmt.

Das Einpressen in die Gerölle (Drucklösung — „pressure solution“) ist besonders für einige Lokalitäten und für bestimmte Gesteinstypen kennzeichnend. Ausgeprägte Eindrücke befinden sich z. B. an Geröllen paläozäner Biohermenkalke an der Lokalität Chmelov — die Oberfläche solcher Gerölle ist manchmal völlig mit Grübchen nach Eindrücken der Nachbargerölle bedeckt „pitted pebbles“. Eindrücke wurden ausser an Kalk-Geröllen auch an Dolomiten, z. B. an der Lokalität Radvaňovce, festgestellt.

Die Widerstandsfähigkeit der Gerölle gegenüber dem gegenseitigen Einpressen kann in Dünnschliffen feinkörniger Konglomerate studiert werden. Als Beispiel führen wir die Beschreibung eines feinkörnigen polymiktem Konglomerates (Gerölle unter 5 mm) mit Nummuliten von der Lok. Hromoš (Taf. XLI, Fig. 3, 4) an. Im Dünnschliff wurden Gerölle folgender Gesteine festgestellt: Dolomite verschiedener Strukturen (Mosaik-, relikte Pellet-, Algenstruktur mit *Physoporella* — Anis); an den Peripherien der Dolomit-Gerölle befinden sich oft Fe-Säume und Perforationen nach Bohralgen (Taf. XLI, Fig. 3), Aggregate von Quarzkörnern, Metaquarzite, basische Effusiva, Spongien-Kieselgesteine, mikroorganogene Schlammkalke mit

authigenem Quarz, Kalk mit „faseriger“ Mikrofazies, Kalk mit *Calpionella alpina* Lorenz — Tithon. Weiter vorhanden sind Skelette von in dem Sedimentationsbecken generierten Organismen: *Nummulites*, *Discocyclus*, *Assilina*, Röhrrchen von Anneliden (Serpulae), koralline Algen (in ihnen pflegt sich authigener idiomorpher Quarz zu befinden), Bryozoen, Echinodermenglieder, Bruchstücke von Lamellibranchiern. Den Zement bildet feinkörniger Calcit mit einer Korngrösse von 0,01 mm. Dieses Gestein weist Spuren einer Calcifikation von Dolomit-Bruchstücken auf, selten kommen jedoch auch authigene (im Paläogen entstandene) Dolomitekristalle bis 0,15 mm vor, wodurch auf eine Oszillation der Bedingungen geschlossen werden kann. In die Calcitgehäuse wurden unter ihrer gleichzeitigen Auflösung Gerölle eingepresst; auch die Gerölle sind gegenseitig ineinander gedrückt. Es kann nachstehende Abfolge der Widerstandsfähigkeit gegenüber dem Einpressen aufgestellt werden, von den widerstandsfähigsten zu den am leichtesten löslichen: Dolomit, Quarz, Effusivum, Nummulit, Schlammkalk. Es ist überraschend, dass an dem Kontakt mittelkörniger Dolomit auch gegenüber Quarz (Quarzit) aktiv ist, dies weist auf ein Schwanken des pH der Lösungen hin. Dolomit und aggregate Quarze (bzw. Bruchstücke von Quarzit) pflegen auch verzahnte Kontakte zu bilden, die einen Beweis für die annähernd gleiche Löslichkeit bilden.

Den Mechanismus des Einpressungsvorganges beschreibt A. Radwański (1965) aus miozänen marinen Konglomeraten in Polen, in denen keine tektonischen Druckwirkungen angenommen werden können. Die Entstehung der Einpressungen legt er in die Frühdiagenese, sie entstanden lediglich unter der Last des angehäuften Schottermaterials in dem Sedimentationsbecken; mit der Ausscheidung des Calcit-Zements endete die zu den Eindrücken führende Auflösung. Nach A. Radwański (l. c.) hängt es weder von der Grösse noch von der Krümmung der Flächen der sich berührenden Gerölle ab, sondern nur von ihrer Widerstandsfähigkeit gegenüber der Auflösung.

P. Trurnit (1968) beweist, dass sich immer das Geröll mit der geringeren Löslichkeit eindrückt; bei gleich-löslichen Partnern wird sich das Geröll mit dem geringeren Krümmungsradius eindrücken. Die widersprüchlichen Beobachtungen die wir hier anführen, sind wahrscheinlich durch Veränderungen der physikalisch-chemischen Verhältnisse während der Diagenese bedingt. P. Trurnit (l. c.) leitet 14 Kontakt-Typen ab und fasst die Resultate zahlreicher Autoren dahingehend zusammen, dass die Drucklösungs-Kontakte unterhalb des Niveaus der unterirdischen Wässer, in einer gesättigten Lösung, bei gerichtetem Druck nach dem Thomson-Sorby-Rieckeschen Prinzip entstanden sind. F. H. Morawietz (1958) und W. von Engelhardt (1960) fide P. Trurnit (l. c.) nehmen an, dass es bereits bei einem Hangenden von 30—40 m zur Drucklösung von Geröllen, zum Eindrücken in Kalk-Gerölle kommen kann. Auch Ph. Kuenen (1942) legt die Entstehung der Eindrücke in die Frühdiagenese, unter der Bedingung, dass die marinen Porenwässer mit CaCO_3

gesättigt waren. Aus der Klippenzone der Karpaten führt K. Borza (1966) das Eindringen von Geröllen aus kretazischen Konglomeraten an. Er vertritt eine abweichende, weniger wahrscheinliche Ansicht, dass sie bei der Katagenese entstanden sind, dass die Grösse dieses Phänomens der geologischen Zeit und der Mächtigkeit der Überlagerung proportional ist.

Silifikation. Zum Unterschied von den mesozoischen Kalken der Karpaten, in denen eine Silifikation sehr häufig ist (M. Mišík 1963), ist aus tertiären Kalken der Westkarpaten bisher keine Silifikation erwähnt worden. In dem untersuchten Material kann sie einerseits in Geröllen von Nummulitenkalken, die in das Konglomerat retransportiert wurden, andernseits auch in den eigentlichen Konglomeraten, die Nummuliten und koralline Algen enthalten, festgestellt werden. Beide dieser Komponenten können teilweise von authigenem Quarz verdrängt sein.

In feinkörnigem Konglomerat mit Nummuliten von der Lok. Šambron-XIV/2 wächst auf ein klastisches Korn in optischer Übereinstimmung authigener idiomorpher Quarz, bei einer Verdrängung des benachbarten Nummuliten an. In feinkörnigem polymiktem Konglomerat mit Nummuliten von der Lokalität Hromoš befinden sich kleine authigene idiomorphe Quarzkörner in korallinen Algen, sowie in den Wänden von Serpulenröhrchen (Taf. XXXIX, Fig. 3, 4).

In einem Geröll von Nummulitenkalk von der Lok. Ľubovnianske Kúpele befinden sich idiomorphe Quarzkristalle mit Grössen von 0,08—0,5 mm im Inneren von Nummuliten. Sie sind von Calcit-Einschlüssen, welche die ursprüngliche Struktur des Nummuliten darstellen, überfüllt (Taf. XXXIX, Fig. 2). Ähnlich kommen in Geröllen von Discocyclus-Algen-Kalken von der Lok. Jakubovany-a, b authigene, idiomorphe, manchmal zonale Quarzkristalle (0,06—0,08 mm) mit verschwommenen Umrissen in korallinen Algen vor (Taf. XXXIX, Fig. 1).

Beweise des marinen Charakters der Konglomerate. Als direkter Beweis für den marinen Charakter der Konglomerate kann eine Anbohrung durch Bohrmuscheln der Gattung *Lithodomus* angeführt werden, die an den Lokalitäten Jasenov und Šambron-A festgestellt wurde. An der letztgenannten Lokalität wurde eine derartige Perforation eines Gerölls von brekzienartigem Dolomit durch Matrix mit winzigen Geröllen von Phyllit, Effusivum u. s. w. ausgefüllt. Es kommen auch Anbohrungen von Geröllen durch Bohralgen vor, z. B. in feinkörnigem Konglomerat von der Lok. Hromoš (Taf. XLI, Fig. 3) sind vor allem Dolomit-Gerölle angebohrt. Das marine Milieu bezeugt die Anwesenheit von Foraminiferen, bei denen wir eine Verschwemmung nur im Rahmen desselben Beckens voraussetzen (in dem Zement der Konglomerate an den Lokalitäten Hromoš, Pavlovce-e, Kamenica-I/2).

Im ganzen ist der marine Ursprung der Konglomerate auch schon aus der Voraussetzung, dass die Konglomerate von Šambron nicht basal sondern intraformationell sind, höchst wahrscheinlich.

Funde von Makrofossilien in dem Geröllmaterial sind sehr

selten. Auf der Lokalität Hromoš-j sind Lamellibranchier in Lumachellenkalk des Räts — unteren Lias gefunden worden (Taf. XXV, Fig. 2), auf der Lok. Chmeľov-l, in mergeligem fleckigem Kalk des oberen Lias — unteren Doggers, ein Belemnit (Taf. XXV, Fig. 3), auf der Lokalität Proč-t in einem Geröll *Orbitolina* cf. *concava* Lamarck, mit einem Durchmesser von 1 cm — Cenoman (Taf. XXIV, Fig. 4).

Das Alter der Konglomerate — Vorkommen von Fossilien in dem Bindemittel der Konglomerate

Nach dem Alter der jüngsten festgestellten Gerölle kann der Schluss gezogen werden, dass die Konglomerate von Šambron jünger als das untere Eozän (Lok. Jakubovany: *Globigerina* cf. *linaperta* Finlay u. a., siehe Beschreibung bei den Geröllen des Paläogens), und die Proč-Konglomerate der Klippenzone synchron oder etwas jünger als das obere Paläozän (Thanet — Biohermenkalke von der Lokalität Chmeľov) sind. Das Gesamtbild über das Alter der Konglomerate wird auch durch direkte Funde von Kleinforaminiferen in dem Bindemittel der Konglomerate und durch Funde von Foraminiferen die in dem eigenen Becken retransportiert wurden, ergänzt. Im ganzen kann als Schlussfolgerung über das Alter der Konglomerate folgendes angeführt werden:

a) Die Proč-Konglomerate (Konglomerate der Klippenzone) sind paläozän, da sie annähernd synsedimentäre zerschlagene paläozäne Riffe enthalten. Nach H. Bystrická — B. Leško — O. Samuel (1970) enthalten die Proč-Schichten zonenbildende Globorotalien und Discoasteriden des oberen Paläozäns.

b) Die Šambron-Konglomerate sind oberlutetisch oder etwas jünger, dies stimmt auch mit älteren Funden von Grossforaminiferen (M. Vaňová 1964) überein.

c) Die transgressiven Konglomerate von Jasenov sind untereozänen, bzw. unterlutetischen Alters (sie enthalten *Alveolina* cf. *boscii* d'Orbigny — Taf. XLI, Fig. 4 — bestimmt von Dr. E. Köhler). O. Samuel — J. Salaj (1968, S. 41) stellten in Einschaltungen der basalen Schichtenfolge planktonische Foraminiferen des unteren Lutets fest.

d) Die Konglomerate von Poloma in dem Gebirge Levočské pohorie sind nicht eingehender untersucht worden, sie gehören zu höheren Schichtenfolgen des Paläogens.

Im Paläozän befand sich das Meer also nur in dem Raum der Klippenzone und an ihrem unmittelbaren südlichen Rand. Im unteren Eozän transgredierte es südwärts (transgressive Konglomerate bei Jasenov, retransportiertes transgressives Material von Jakubov). Im mittleren Eozän setzte die Sedimentierung fort und brachte Geröll-Material aus der Šambron-Kordillere.

Beiträge zur Lithologie und den Mikrofazies der Karpaten

1. Es wurden Gerölle „exotischer“, bisher aus den Westkarpaten nicht angeführter, bzw. nur aus anderen Einheiten bekannter Gesteine festgestellt: a) Dolomit mit *Meandrospira deformata* S a l a j mit authigenen Feldspäten („feldspatitisiert“) — Anis, Lok. Šambron; b) Stromatolith-Kalk (Loferit) der oberen Trias — wohl Karn — Geröll in transgressiven Konglomeraten bei Jasenov (gleichzeitig wurden auch Aufschlüsse dieses Gesteins in dem Gebirge Humenské pohorie bei Porúbka gefunden); c) Mikrofazies mit *Triasina hantkeni* M a j z o n — Rät in der Klippenzone (inzwischen wurde sie auch in dem westlichen Abschnitt der Klippenzone gefunden, siehe S. 62); d) Mikrofazies mit *Halicoryne (Chalmasia)* aus dem Rät der zentralen Westkarpaten; e) dunkle, phosphatführende Tongesteine — oberer Lias (Lok. Lúčky, .Nová Lubovňa); f) graue, onkolithische Kalke mit einer Globochaeten-Saccocomen-Mikrofazies—Kimmeridge—Tithon wurden sowohl in der Klippenzone als auch in der östlichen Fortsetzung der Hohe Tatra Entwicklung festgestellt; g) Calpionellenkalke mit Bruchstücken von Limburgiten — auf eine östliche Fortsetzung der Hohe Tatra Einheit hinweisend; h) mehrere Fazies in Urgon-Kalken wie Orbitolinen-Korallen-Fazies, Dasycladaceen-Fazies mit grossen Lituolen und Trocholinen.

2. Es wurden interessante Vorkommen einer initialen Zementation festgestellt, die durch das erneute Einschwemmen von Schlamm unterbrochen wurde, und zwar in Crinoidenkalken des Lias — Dogger der Klippenzone (Malý Lipník), in onkolithischen Kalken des Kimmeridge—Tithon der Klippenzone (Lok. Proč) und hauptsächlich in feinkörnigen paläogenen Konglomeraten (Lok. Hromoš).

3. Es wurden deutliche Beweise der Silifikation von paläogenen Gesteinen gefunden; Entstehung von authigenem idiomorphem Quarz durch Anwachsen an klastische Körner auf Kosten von korallinen Algen, Serpulen-Röhrchen, Nummuliten, bzw. Bildung derartiger Kristalle ohne sichtliche Keimzentren.

4. Einen interessanten Fall repräsentiert der poikilitische Zement eines paläogenen Sandsteins (Geröll von der Lokalität Nová Lubovňa), in welchem das Volumen des Zements zunahm, auf Kosten der Dedolomitierung von Bruchstücken triassischer Dolomite, nach denen nur Phantome erhalten blieben.

Schlussfolgerungen über den Ursprung der Gerölle von Karbonatgesteinen

Für eine Zugehörigkeit der Šambron-Kordillere zu den zentralen Westkarpaten spricht:

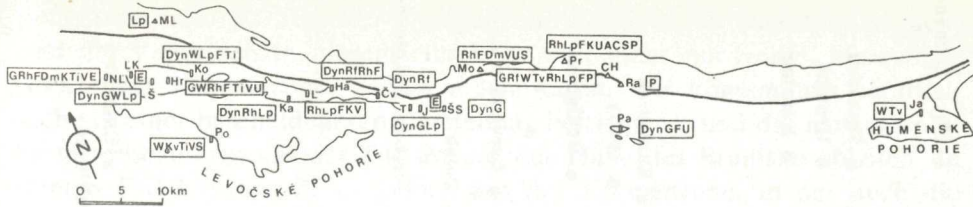
a) Starke Vertretung von Dolomit-Geröllen gegenüber Kalk-Geröllen, und zwar 26,7 %—86,5 %, während es in den Konglomeraten des nördlicher

gelegenen, von der Šambron-Kordillere nicht beeinflussten Teiles der Klippenzone nur 6,7—10,8 % sind. In den Konglomeraten des südlichen Randes der Klippenzone, deren Material zum Grossteil ebenfalls aus der Šambron-Kordillere stammt, beträgt der Anteil von Dolomiten 68—97,2 % der Gesamtzahl der karbonatischen Gerölle. Über die Trias der Klippenzone ist uns sehr wenig bekannt, da bei den tektonischen Vorgängen in der Klippenzone eine Abscherungsfläche (décollement) im Niveau der oberen Trias bis unteren Lias, anscheinend auf schieferigen Schichtenfolgen, in bedeutender Weise zur Geltung kam. Sie äusserte sich vor allem bei der Entstehung kleinerer Decken (Imbrikationen) in der oberen Kreide (z. B. Aufschiebung der Klape-Einheit auf die Kysuca-Einheit) sowie während der paläogenen Phasen, bei der Linsenbildung, der „Klippenbildung“ (hauptsächlich in der Czorsztyn-Einheit, die als autochthon, nicht von der subherzynischen Faltung beeinflusst, angesehen wird), bei der definitiven Ablösung des Klippen-Mesozoikums von dem Untergrund.

Dolomite sind uns in der Klippenzone nur von einer Klippe bei Maríková bekannt, weiter aus dem südlichen Teil der Manín-Serie (wenn wir sie im weiteren Sinn auffassen) und aus der Haligovce-Serie (Z. K o t a ň s k í 1963). Triassische Dolomite sind häufig, in der Form von gelblichen Bruchstücken in Crinoidenkalken des Doggers der Czorsztyn-Serie. Sonst sind Dolomite noch häufig in Konglomeraten der Kreide der Klippenzone, jedoch weitaus weniger häufig als in den untersuchten paläogenen Konglomeraten von Šambron (K. B o r z a 1966 führt von elf Lokalitäten der „Upohlav“-Konglomerate den Gesamtanteil der Dolomite mit 4,9 %—14,2 % an, das Verhältnis der Kalk-Gerölle zu den Dolomit-Geröllen schwankt von 4:1 bis 12:1; lediglich die Lokalität Maríková bildet eine Ausnahme, mit 44,2 % Dolomit-Geröllen und einem Übergewicht von Dolomiten über Kalken).

Demgegenüber sind Dolomite in den zentralen Westkarpaten, besonders in dem Bereich der Čierny Váh Entwicklung des Choč und in der Vernár-Zone, unbedingt die häufigste Komponente. Dies würde sich in angemessener Weise auch in der Zusammensetzung des Geröll-Materials widerspiegeln. Es kann zusammenfassend gesagt werden, dass Dolomite zwar wahrscheinlich Bestandteil der ursprünglichen Schichtenfolgen in der Klippenzone waren, doch nicht in dem Ausmass, wie in den zentralen Westkarpaten.

b) Gegenwart von Geröllen von Reiflinger Kalken und Wettersteinkalken, die wir von der Choč-Fazies ableiten (näheres siehe S. 53). Die Choč-Fazies (Biely Váh Entwicklung) ist in letzter Zeit auch in dem Gebirge Humenské pohorie belegt worden (S. 54) und sie musste dort in tieferen Einheiten als die Choč-Decke anwesend sein (siehe Argumente auf S. 54). An Lokalitäten der Klippenzone, die durch Abtragung aus dem zentralkarpatischen Bereich (Proč, Mošurov) nicht beeinflusst worden sind, sind Gerölle von Reiflinger und Wettersteinkalken nicht vorhanden. Es muss jedoch bemerkt werden, dass in dem westlichen Teil der Klippenzone in letzter Zeit die Anwesenheit von Reiflinger- sowie Wetterstein-Fazies nachgewiesen wurde, wodurch sich die bisherigen schematisierten Vorstellungen über die Distribu-



1 Dyn	6 Rh	11 K	16 A
2 G	7 Lp	12 Ti	17 C
3 Rf	8 F	13 vTi	18 S
4 W	9 Dm	14 V	19 P
5 Tr	10 K	15 U	20 E

Abb. 11 Zusammensetzung der Karbonatgesteine nach der stratigraphischen und faziellen Zugehörigkeit (nach M. Miščík).

Erläuterungen: 1 — Dyn — dynamometamorphisiertes Mesozoikum, 2 — G — Gutensteiner Kalke, Anis, 3 — Rf — Reiflinger Kalke, Ladin, 4 — W — Wettersteinkalke, mittlere — obere Trias, 5 — Tr — Kalke mit Stromatolithen, Karn, 6 — Rh — Rät, Hettang, 7 — Lp — Flachsee-Lias-Dogger, 8 — F — Fleckenmergel, höheres Lias — Dogger, 9 — Dm — Bunte Radiolarienkalke, Dogger — unteres Malm, 10 — K — Rötliche Kalke mit Saccocoma, Kimmeridge, 11 — K — Onkolithenkalke mit Saccocoma, Kimmeridge — Tithon, 12 — Ti — Calpionellenkalke — Tithon, 13 — vTi — Calpionellenkalke mit Limburgiten, Tithon, 14 — V — Tintinnopsellenkalke, Valendis, 15 — U — Urgon, Barrême — Apt, 16 — A — Alb, 17 — C — Cenoman, 18 — S — Senon, 19 — P — Paläozän, 20 — E — Eozän.

tion der triassischen Fazies ändern. Obwohl dies in dem östlichen Abschnitt der Klippenzone nicht festgestellt wurde, gemahnt es uns zu einer gewissen Vorsicht bei der Beurteilung dieses Arguments.

c) Anwesenheit von Geröllen des Urgons. Urgon kommt in den Westkarpaten nur in zwei Einheiten vor: in der Manín-Serie, bzw. der Manín—Nižná—Haligovce Serie der Klippenzone und in der Hohe Tatra Serie (Tatriden, nur in dem Bereich der Hohen Tatra), deren wahrscheinliche Fortsetzung die Jasenov-Entwicklung in dem Gebirge Humenské pohorie ist. Vereinzelt kommen grössere Massen von Kalken des Apt noch in tieferen Strukturen der Krížna-Einheit vor (Belá-Einheit in dem Strážov-Gebirge, Teildecke des Havran in dem Gebirge Belanské Tatry — in der Form von Muráň-Kalk, jedoch nicht mehr völlig identische Fazies). Es handelt sich also um eine gewisse Verbindungsfazies an der Grenze zwischen der Klippenzone und der zentralen Zone der Karpaten. Die urgonischen Kalke aus Geröllen der Šambron-Konglomerate unterschieden sich von urgonischen Kalken aus Konglomeraten dieser Partie der Klippenzone durch die Anwesenheit eines sandigen Gemengteils und Glaukonit.

d) Geröllen des metamorphisierten Mesozoikums kommt bei der Beurteilung eine entscheidende Bedeutung zu. Metamorphisiertes Mesozoikum ist nur aus den zentralen Westkarpaten bekannt (näheres siehe S. 49), und zwar aus den Tatriden mehrerer Gebirge) von den nächsten Branisko, doch die Tatriden der Hohen Tatra sind nicht metamorphisiert !); eine Metamorphose der Krížna-Einheit ist nur aus ihrem „Heimatbereich“ z. B. bei Banská Bystrica, bekannt. Besonders markant ist das Mesozoikum der Veporiden

metamorphisiert. Es könnten dahingehende Erwägungen angestellt werden, dass die Veporiden in diesem Abschnitt weit mehr nordwärts, bis zu der Grenze der Klippenzone, aufgeschoben waren. Wir können uns natürlich auch mit einer bescheideneren Vorstellung befriedigen, und das metamorphisierte Mesozoikum aus der Fortsetzung der Hülle des Branisko ableiten. In keinem Fall können wir es jedoch aus der Klippenzone, in der auch die geringsten Anzeichen einer Metamorphose fehlen, ableiten.

e) Im Falle eines Transportes von Geröllen der Konglomerate von Šambron aus einem, der Klippenzone analogen Substrat, müsste unter ihnen die Vertretung von oberkretazischen Gesteinen erwartet werden. Gerölle des Senons fanden sich jedoch nur in Konglomeraten der Klippenzone (einmal an der Lok. Mošurov, einmal an der Lok. Proč); ein Geröll wurde in Konglomeraten des Gebirges Levočské pohorie (Poloma) gefunden. In den Konglomeraten von Šambron wurde überhaupt kein oberkretazisches Geröll gefunden.

Die aus ihren Geröllen rekonstruierte Zusammensetzung der Šambron-Kordillere (Abb. 11, 12) liefert uns gleichzeitig die bisher einzige Aussage über die, von dem Paläogen des Spiš-Kessels und des Gebirges Šarišské pohorie verdeckte Unterlage. In dieser Unterlage sollten sich folgende Einheiten befinden: Hüllenserie aus der Fortsetzung des Branisko (metamorphisiertes Mesozoikum), Hüllenserie der Hohen Tatra (auf ihre Fortsetzung aus der Hohen Tatra weisen z. B. Tithon mit Limburgiten, Onkolithenkalke mit Saccocoma und Globochaeten, urgonische Kalke und wahrscheinlich Lias — Dogger in Flachsee-Entwicklung in der Form von Crinoidenkalken hin). Das gegenseitige Verhältnis dieser beiden Serien ist nicht klar, da wir annehmen, dass sich die Hohe Tatra Entwicklung bis in den nördlichen Rand des Gebirges Humenské pohorie fortsetzt. Weiter ist hier die Krížna-Einheit vertreten — es handelt sich um eine aus tieferem Wasser stammende Serie (Zliechov-Serie) mit Fleckenmergeln, Kieselgesteinen, pelagischem Kimmeridge, Tithon, Neokom; Choč-Entwicklung — Kalke vom Reifling- und Wetterstein-Typ, Diploporen-Dolomite. Dies ist das abschliessende Bild nach der Applikation der Erfahrungen aus dem übrigen Gebiet der Westkarpaten. Die Existenz von Serien mit den angeführten Komplexen von Fazies ist hier ohne Zweifel. In Bezug auf ihre gegenseitige Anordnung sowie ihre tektonischen Beziehungen können die Verhältnisse natürlich bedeutend abweichend sein, wodurch in der Gesamt-Interpretation Fragezeichen stehen bleiben.

Beiträge zur Paläogeographie und der Tektonik der Karpaten

1. Das metamorphisierte Mesozoikum aus dem Bereich des Branisko setzt sich im Liegenden des zentralkarpatischen Paläogens wenigstens 30 km nach NW fort.

2. Die Choč-Entwicklung kommt auch nördlich von der sog. Margecany-Linie, in der nördlichen Fortsetzung des Branisko vor. Dies bezeugen Gerölle von Reiflinger und Wettersteinkalken, sowie von Diploporen-Dolomiten, die in den Konglomeraten von Šambron enthalten sind. Gerölle von Reiflinger und Wettersteinkalken haben wir auch in Konglomeraten des Albs in dem Gebirge Humenské pohorie bei Jasenov festgestellt. Aus Aufschlüssen in diesem Gebirge werden sie neuerdings auch von M. M a h e l (1971) angeführt. Diese Schlüsse sind ein Beweis gegen die Existenz einer horizontalen Verschiebung (wrench-fault) an der Margecany-Linie, die von Z. R o t h (1969) hauptsächlich auf Grund des vermuteten Fehlens der Choč-Entwicklung — Choč-Decke in den Gebirgen Humenské pohorie und Branisko angenommen wurde. Wir schliessen uns der Ansicht an, dass es in der gegebenen Etappe der Kenntnisse nicht möglich ist, das in Bearbeitung befindliche Schema des tektonischen Baues der Kerngebirge auf die Gebirge Humenské pohorie und Branisko zu applizieren. Wir wollen jedoch darauf hinweisen, dass auch in dem nördlichen Teil des Branisko mit der Existenz der Choč-Fazies (Čierny Váh Entwicklung) gerechnet werden muss, auf Grund der grossen Mächtigkeiten der Dolomite, die mit den Mächtigkeiten der Dolomite der Krížna-Decke und der Hüllenserien nicht zu vergleichen ist.

3. Wenn wir die Ansicht vertreten, dass die Choč-Fazies in diesem Gebiet auch ein Beweis der Anwesenheit der Choč-Decke an dem südlichen Rand der Klippenzone ist, so kann gefolgert werden, dass der basale Schrägzuschnitt (troncature basale) der Choč-Decke (D. A n d r u s o v 1969) hier nicht das Niveau erreicht hat, wie auf der polnischen Seite der Hohen Tatra, wo die Choč-Decke erst mit Jura beginnt.

4. Aus der Geröllanalyse in paläogenen Konglomeraten der Klippenzone resultierte ein Beweis der Fortsetzung der bedeutenden kretazischen Kordillere („Ultrapienidischer Rücken“) in den östlichen Abschnitt der Klippenzone. In dem Apt waren hier tithonische Calpionellenkalke aufgetaucht, im Cenoman Gesteine des Tithons, Albs und des Kristallins, im Senon triassische Dolomite, Kalke des Kimmeridge, des Tithons, des Alb, Cenoman, weiter Quarzite, Kieselgesteine und Kristallin. Die Bedeutung des pienidischen Walls war hier natürlich weit geringer als in dem westlichen Teil der Klippenzone.

5. Fleckenmergel-Fazies, Entwicklung mit reichlichen dunklen Schiefen der euxinischen Fazies des Juras, die in dem Branisko-Gebirge unbekannt ist, und aus dem Gebirge Humenské pohorie von M. M a h e l (1971) nur bei Krivošťany registriert wurde, ist nördlich von diesen Gebirgen, im Untergrund des zentralkarpatischen Paläogens reichlich vertreten.

6. Wichtig ist die Feststellung von tithonischen Calpionellenkalken mit einem klastischen Gemengteil von Limburgiten an der Lokalität Poloma (Geb. Levočské Pohorie). Es ist dies nach den bekannten Aufschlüssen in der Hohe Tatra Serie (Bereich Osobitá) das zweite derartige Vorkommen, wobei ihre Entfernung voneinander ca 80 km beträgt. Dies weist dahin, dass

der Limburgit-Vulkanismus ein bedeutend grösseres Ausmass besass und seine Anordnung markant die Zonalität der Karpaten-Geosynklinale verfolgt.

7. Den Zusammenhang zwischen der südlichsten Serie der Klippenzone (Manín—Nižná—Haligovce-Serie) und der Hohe Tatra Serie kann in dem Untersuchungsgebiet wiederum dokumentiert werden; und zwar durch das gemeinsame Vorkommen von urgonischen Kalken und einer Onkoiden-Saccocomen-Mikrofazies in beiden Einheiten. Die urgonischen Kalke der Kordillere von Šambron unterscheiden sich durch einen sandigen Gemengteil. Diese Vorkommen bilden ein Verbindungsglied zwischen dem Urgon der Hohen Tatra und des Humenské pohorie (von hier führt B. Leško 1953, S. 380 Urgon in Form von grauen, organogenen Gravelnkalken mit Orbitolen an).

Versuch einer Rekonstruktion der Ursprungsgebiete auf Grund der petrographischen Zusammensetzung der Konglomerate

Die petrographischen Unterschiede in der Zusammensetzung der Gerölle sind charakteristisch und grundlegend für die einzelnen Konglomerat-Zonen. Auf Grund der natürlichen Assoziationen von Gesteinsbruchstücken konnte eine Vorstellung über die ursprünglichen Herkunftsgebiete gewonnen werden. Wir unterschieden Gesteine die älter als die mittlere Kreide waren und synsedimentäre, aus der Flysch-Formation oberkretazisch-paläozänen Alters abgeleitete Bruchstücke. Nach der prozentuellen Zusammensetzung der instabilen Komponenten kann angenommen werden, dass die Ursprungsgebiete, aus denen der Detritus stammte, rasch durch Erosion attackiert wurden. Diese schnitt sich durch die mesozoische (karbonatische) sedimentäre Hülle bis in den kristallinen Untergrund ein. Ein hoher Prozentsatz der Gesteine, insbesondere paläozoischer und älterer, beweist ziemlich überzeugend die sialische Grundlage der Ursprungsquellen, deren Zusammensetzung jedoch von der des westkarpatischen Blocks grundverschieden ist. Die synsedimentären Klastite paläozän-oberkretazischen Alters beweisen, dass der Entstehungsprozess der Konglomerat-Fazies des Flysches eng mit der Emporhebung der Kordilleren (Inselbögen) im Inneren der Geosynklinale zusammenhängt und von mächtigen Äusserungen eines Kanibalismus begleitet wurde.

Die petrographische Analyse und die mikrofazielle Untersuchung älterer Gesteine zeigte Typen auf, die nicht nur dem ostslowakischen Areal, sondern den Westkarpaten überhaupt, fremd waren. Sie können deshalb exotische Gesteine genannt werden. Typisch für die einzelnen Zonen oder Segmente waren magmatische und kristalline Gesteine, auf Grund dessen angenommen werden konnte, dass die Konglomerate der einzelnen tektonischen Phasen Elemente aus verschiedenen Quellen enthalten.

Am nördlichsten situiert war das Ursprungsgebiet (Abb. 13) der Magura-Fazies, bestehend aus rosafarbigem Granitoiden (aus dem Inneren von Plutonen) und roten Orthogneisen, mit einem Übergewicht von Quarz, Quarziten aus dem epimetamorphisierten Mantel und einem verhältnismässig niedrigen Anteil basischer Vulkanite und Karbonate des Mesozoikums. Diese Gesteinstypen sind aus Konglomeraten des Paläogens der Klippenzone unbekannt und deshalb nehmen wir, zum Unterschied von den bisherigen Ansich-

	Magura-Flyschzone	Klippenzone Lackovec-Einheit		Zentralkarpatisches Paläogen		
	Čerchov=Kochanovce= Krynica-Einheit	nördliche Entwicklung = Inovce-Kyjov- Entwicklung = Proč-Mošurov- Entwicklung = typische Entwicklung	südliche Entwicklung = Chmelov- Radvaňovce- Entwicklung = Übergangsentwicklung	Bergland Šarišská hornatina	Rand des Gebirges Humenské pohorie	Gebirge Levočské pohorie
Oberes Eozän (Priabon)				Konglomerat-Flysch von Šambron-Kamenica (800-1400 m, mit intraformationellen Konglomeraten, marginale Fazies; Äquiv. der Szaflary-Schichten - 700 m) oberes Lutet bis mittleres Priabon		Konglomerate von Poloma (intraformationell) Priabon
Mittleres Eozän (Lutet)	Strihovce-Schichten (1700-2300 m) mit Konglomeraten (intraformationell, marginale Fazies)	Proč-Schichten (1100-1400 m) mit Konglo- meraten (250 m, intraformationell, marginale Fa- zies, Äquiv. = Vulchovčik-Schichtenfolgen, oberes Paläozän bis oberes Eozän mit Lužanka-Konglome- mat, oberes Paläozän) Paläozän bis mittleres Eozän				Konglomerate von Jasenov (transgressiv) unteres bis mittleres Eozän
Unteres Eozän (Cuise)						
Paläozän	unterstes Paläozän bis unterstes Priabon					

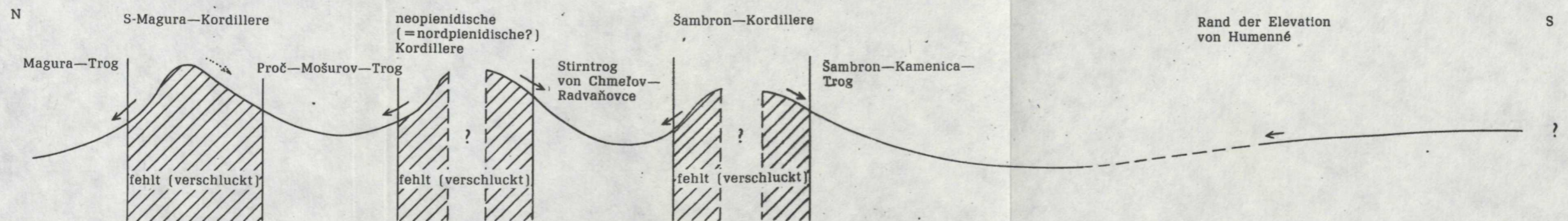


Abb. 13 Übersicht der bearbeiteten Konglomerat-Komplexe und schematische Darstellung der rekonstruierten Kordilleren.

ten an, dass das Magura-Ursprungsgebiet getrennt, und unabhängig von den Ursprungsbereichen der pienidischen Geosynklinale lag. Die petrographische Zusammensetzung der, mit Konglomeraten alternierenden, Magura—Strihovce-Schichten (T. Ďurkovič 1960, 1972; M. Eliáš 1961) ist völlig verschieden von den altersmässig äquivalenten Sandstein-Schichten der Kyjov—Inovce-Einheit des Klippen-Paläogens. Der hohe Gehalt an detritischen Karbonaten trennt die paläozän-eozänen Inovce—Kyjov-Fazies scharf von dem Grauwacken-Detritus der Flysch-Synklinale der Magura. Aus diesen Gründen waren die Ursprungsgebiete nicht nur für (konglomeratische) grobkörnige, sondern auch für feinkörnige Klastite verschieden.

Für die paläogenen Konglomerate der Klippenzone der nördlichen Entwicklung (Proč-Mošurov) sind besonders typisch Quarzporphyre, grobkörnige und feinkörnige porphyrische Granitoide, Melaphyre. Proben der grobkörnigen Granitoide zeigten bei einer Bestimmung des absoluten Alters mit der A/Kr Methode ein überraschend junges Alter von 93,3—140 Mill. Jahren. Ein intrusiver Magmatismus ist in der unteren und mittleren Kreide ausser in der internen Zone der Gemeriden in den Westkarpaten bisher unbekannt. Da jedoch die gemeriden Granite in dem Paläozän, unteren Eozän nicht entblösst waren, konnten sie den paläozänen Konglomeraten keine Distributions-Provinz bilden; wir nehmen an, dass die kretazischen Exotika einem selbständigen neopienidischen Ursprungsbereich intra-geosynklinalen Charakters gehören. Die paläogenen Konglomerate der Klippenzone zeigten einen charakteristischen Mangel an variszischen Graniten, paläozoischen Phylliten und Quarziten, Glimmerschiefern und Kristallin überhaupt. Auch die Funde von Porphyriten reihen diese Zone in eine besondere, exotische, von dem westkarpatischen Block unterschiedliche Zone. Typisch sind auch die Unterschiede in der Zusammensetzung der mesozoischen Karbonatgesteine in der nördlichen und der südlichen Zone der Konglomerate. Der Detritus der jurassisch-kretazischen Pieniny- und Czorsztyn-Kalke mit einem niedrigen Gemengteil an Dolomiten und mit exotischen Graniten wurde von der sog. nördlichen neopienidischen Quelle in die Inovce-Zone der Konglomerate verfrachtet. Die südliche Zone (der untere Megarhythmus) erhielt Elemente der neopienidischen Kordillere mit Riff-Olistolithen. Der obere Megarhythmus enthält ausschliesslich Dolomit-Material aus den westkarpatischen Einheiten.

Alle erwähnten Ursprungsbereiche besaßen einen komplizierten geologischen Unterbau und Gesteinskomplexe, die aus Aufschlüssen in den Westkarpaten nicht bekannt sind. Am südlichsten lag der Šambron-Ursprungsbereich und die ihm anliegenden Konglomerate der Šambron—Kamenica Strukturzone. Sie waren ausschliesslich durch ein Kristallin tatri-den Typs, durch hoch- und tiefogene Migmatite, Amphibolite und typisches Mesozoikum der westkarpatischen Einheiten gekennzeichnet. Bezeugt wird dies auch durch die ziemlich häufige Anwesenheit von metamorphisierten Kalken.

Paläogeographische Skizze des Komplexes von Trögen und Inseln in der Zone der Pieniden und deren Nachbarschaft im Paläozän und Eozän

An Hand der Konstruktion der faziellen Flächen, der Anordnung der Systeme der Paläoströme und dem Studium der Material-Zusammensetzung der stabilen und instabilen Klastite waren die Flysch-Tröge durch lineare Ursprungsbereiche folgendermassen aufgeteilt. Der ausgedehnte, im Norden gelegene Magura-Trog wurde aus der, unabhängig von der pienidischen Geosynklinale situierten Südmagura-Kordillere versorgt. Zwei weitere Tröge sind während des Paläozäns — oberen Eozäns intensiv ausgefüllt worden. Der Trog Kyjov—Inovce säumte das pienidische Sedimentationsbecken von Norden und wurde aus dem sog. nördlichen neopienidischen Ursprungsbereich einerseits mit reichlichem Karbonat-Detritus und erosiven Produkten junger unterkretazischer Magmatite und nur zum Teil von Grauwacken-Detritus der Süd-Magura-Kordillere versorgt. Der zweite Trog, im Süden, entwickelte sich an der Stirn des karpatischen Blocks und wurde von Dolomit-Detritus aus der Stirn der innerkarpatischen, mittelkretazischen Decken zugeschüttet. Über eine kurze Zeit verschluckte er Blöcke und Olistolithe aus der instabilen nördlichen Inselkette, die im Paläozän durch die Entwicklung einer Riff-Sedimentation gekennzeichnet war. Die Šambron-Kordillere besass den Bau des innerkarpatischen Kristallins und Mesozoikums, sie lag nördlich und nordöstlich von dem stark subsidierenden (unteres Eozän — oberes Eozän) Block der zentralen Westkarpaten. Diese Analyse zeigte die überraschende Tatsache auf, dass die ungleichmässige Subsidenz der Flysch-Tröge sowie das Zerbrechen und Zerkleinern der Rinde, begleitet von Hebungen und Verschluckungen der Ursprungsgebiete (im Paläozän und oberen Eozän) von aussen in das Innere der Pieniny-Zone fortschritt und auch den, durch die kretazische Verfaltung konsolidierten Block der zentralen Westkarpaten erfasste. Im Lichte dieser neuen Feststellungen gesehen, konnte der westkarpatische Block weder der Ursprungsbereich der Klastite der äusseren Flysch-Tröge der Magura, noch der Tröge der pienidischen Geosynklinale sein, mit Ausnahme des sog. Stirn-Troges.

Erwägungen über die paläogeographische und geotektonische Entwicklung der Pieniny-Zone und der anliegenden Zonen im Paläogen

Die Lösung der Frage der Position und der Konfiguration der sedimentären Tröge und der Quellen des klastischen Materials hilft uns bei der Aufklärung der orogenetischen Prozesse und der paläotektonischen Entwicklung. Die savisch-steirische Orogenese bewirkte eine starke Reduktion der primären

Sedimentationsbecken insbesondere in der unmittelbaren Nähe der Ursprungsgebiete und verdichtete die Konglomerat-Zonen in drei tektonischen Einheiten. Es ist erwiesen worden, dass die Flysch- und Konglomerat-Fazies Ablagerungen von submarinen Schwemmkegeln darstellen, deren Genese eng mit der Desintegration der intrageosynklinalen, zumeist linear angeordneten Zonen (Kordilleren) zusammenhängt. Konglomerate und Brekzien mit Blöcken von Exotika sowie die Gegenwart von Interklasten (mergelsteinigen Olistolithen paläozän-eozänen Alters, Algen-Korallen-Riffkalke) die aus der Geosynklinale selbst erodiert wurden zeigten, dass die submarinen Böschungen in Reichweite des Areals der Geosynklinale lagen. Die Flysch-Konglomerate und die sie begleitenden Turbidite wurden von der Brandung und dem Wellengang nicht betroffen, daher stellen sie keine Flachsee-Konglomerate transgressiven Typs dar, und sind nirgends mit der Basis der Formation verbunden. An der Stelle ihrer heutigen Vorkommen besteht in den meisten Fällen kein stratigraphischer Hiatus und eine an die Orogenese gebundene Unterbrechung der Sedimentation. Trotzdem wurden ihre ausgedehnten Ursprungsbereiche mit der Litoralzone und der schmalen (?) neritischen Zone während des Prozesses der Entwicklung der Tröge destruiert und die Olistolithe dieser Sedimente wurden in den anliegenden Trögen verschluckt. Dies weist darauf hin, dass der Entstehungsprozess der Konglomerat-Fazies des Flysches mit der Hebung der Zonen von Inselbögen-Kordilleren im Inneren der Geosynklinale zusammenhing und deshalb durch mächtige Kanibalismus-Äusserungen begleitet wurde. Der Untergang der Inselkette widerspiegelte sich im Aufhören der Sedimentation von Konglomeraten, im Absterben des Flysch-Zyklus, und musste von einer tektonischen Kompensation der Inselkette und von einem Verschlucken der Kruste begleitet sein. Schliessend nach der stratigraphischen Position der Konglomerate, nach ihrer petrographischen Zusammensetzung und der Distribution der Strömungsmuster in den drei tektonischen Zonen, war der Prozess der Verfaltung der Pieninischen Zone und der anliegenden tektonischen Einheiten an der Grenze von Kreide — Paläozän sowie im Eozän kein einmaliger Vorgang, wie von einer Reihe von Tektonikern angenommen wurde (vergl. W. S i k o r a 1971, G. B o m b i ŷ a 1971) sondern lief differenziert ab, so wie es die Aufzeichnung der Konglomerat-Randfazies des Flysches dokumentiert. Zur Zeit bestehen mehrere Ansichten über den Vorgang und das Alter der Orogenese in den Westkarpaten, von denen vor allem die Konzeptionen von D. A n d r u s o v (1968), B. L e ŷ k o und Z. R o t h (1974) und M. M a h e l (1970) eine Migration der Verfaltung aus den zentralen Zonen (Alb — Turon) in den Raum der Pienidischen Geosynklinale (Maas-tricht — Paläozän) und in die äusseren Flysch-Bassins (oberes Eozän — Oligozän — Miozän) annimmt. Aus diesen Ansichten resultiert eine paläogeographische Vorstellung, dass der tektonisch verfaltete „kratonisierte“ Teil die Stirn der mobilen geosynklinalen Zone schob und deformierte, die in der späteren Orogenese kratonisierte und wieder die einzelnen Tröge in dem Vorfeld schob. Deshalb hält sich auch die Auffassung (A. M a t ě j -

k a 1963, Z. Strá ní k 1965), dass einzig der „kratonisierte“ Teil, besonders der zentrale westkarpatische Block, klastisches Material in die mobilen Flysch-Tröge lieferte, an der Stirn, vor allem in den Magura-Trog. Diesen Vorstellungen nach, war der Faltungsprozess ein regionales Phänomen des Anwachsens und der Kratonisierung weiterer Sedimentationsbecken, die vertikal auf die Richtung der migrierenden Orogen-Welle verfault wurden.

Wir haben bereits gezeigt, dass sich in dem Bereich nördlich des kratonisierten zentralen Blocks in der oberen Kreide und dem Paläogen ein Komplex rasch subsidierender Tröge entwickelte, gesäumt von Zonen von Inselbögen. Wenn die Flysch-Konglomerat-Fazies der Pieniny-Klippenzone die Entwicklung dieser Inselbögen und sedimentären Tröge registrieren und widerspiegeln, so können wir mit Sicherheit hinzufügen, dass der Prozess ihrer Entstehung in der Zone der Pieniden nicht einheitlich verlief. Während er in der Westslowakei (vergl. A. Began et al. 1965, R. Marschalko — O. Samuel 1974, R. Marschalko in M. Eliáš 1973) bereits in der mittleren Kreide begann und bis in das Paläozän dauerte, lag sein Beginn in dem von uns studierten östlichen Teil im Maastricht (?), hauptsächlich jedoch im Paläozän, und endete mit dem oberen Eozän. Stratigraphische Studien der ukrainischen und rumänischen Abschnitte der Pieniden, ältere (D. Andrusov 1936, B. Leško — O. Samuel 1968) sowie neuere (S. S. Kruglov 1968, 1970; V. G. Černov 1973, G. Bombița 1971) bestätigten in der Kreide der Pieniden einen nicht-markanten feinrhythmischen Flysch und Púchov-Mergel ohne einer Entwicklung von groben Klastiten. Falls diese Erscheinung nicht sekundär — mit einer Verschluckung der südlicheren Sedimentationsräume der Pieniny-Geosynklinale in dem nordöstlichen Segment der Pieniden verbunden ist — so beweisen diese altersmässig unterschiedlichen Konglomerat-Flysch-Fazies, dass das Zerbrecen und Abbröckeln der Kruste in den abgesonderten Komplex von Trögen und Inseln nicht in einer Phase in der Gesamtlänge des Gebirgszuges verlief und auch die Liquidation der Tröge nicht allmählich von Süden nach Norden, d. h. vertikal zu der Richtung der orogenetischen Welle fortsetzte. Dies beweist das Zerbrecen der Kontinentalkruste hinter der Zone der sogenannten Laramiden und die Entstehung des Komplexes von Trögen, zuerst des sog. Stirntroges, welcher die süd-neopienidische Kordillere mit einer Entwicklung von Riffen, von dem zentralkarpatischen Block trennte (im Paläozän — mittleren Eozän) und schliesslich die ausgedehnte Absenkung der Elemente der mittelkretazischen Strukturen des westkarpatischen Blocks im mittleren Eozän in den Untergrund des zentralkarpatischen Flysches (R. Marschalko 1968), der durch die Šambron-Kordillere von dem Stirntrog getrennt war. Diese Analyse erwies die überraschende Tatsache, dass der westkarpatische Block zur Zeit des Paläozäns — unteren — oberen Eozäns nicht das Abtragungsgebiet für die nördlichen Flysch-Tröge (Magura-Trog, Inovce—Kyjov—Trog) bilden konnte. Eine Ausnahme bildet der, entlang der Kante des Blocks in einer Länge von mindestens 400 km verlaufende

Stirntrog. Dieser wurde von einer grossen Masse dolomitischen Detritus aus der Stirn der innerkarpatischen, mittelkretazischen Becken verschüttet, und verschluckte während einer kurzen Zeitspanne Blöcke und Olistolithe aus der instabilen nördlichen Inselkette, die im Paläozän durch die Entwicklung einer Riff-Sedimentation gekennzeichnet war. Eine genauere Erläuterung der Hypersubsidenz der Flysch-Tröge hinter der Zone der Iaramischen Verfaltung wird erst nach einer Analyse des kretazischen Flysches der Klippenzone und der benachbarten Einheiten in dem westlichen Segment der Karpaten möglich sein.

Zur Frage der Applikation der Globaltektonik auf das gegebene Gebiet

Falls wir im Sinne der Globaltektonik annehmen würden, dass die kretazisch-paläogene Geosynklinale der äusseren Westkarpaten einen ozeanischen Boden besass, auf welchem Flysch-Komplexe sedimentierten, wobei den Kordilleren die Rolle von Mikrokontinenten zufiele, so stossen wir auf folgende Schwierigkeiten:

1. Obwohl die exotischen Gerölle im Paläogen der Klippenzone anzeigten, dass hier in Begleitung der kretazischen Granitoide Effusivgesteine solcher Typen auftraten, die in den anliegenden Partien der zentralen Westkarpaten unbekannt sind, entspricht ihre chemische Zusammensetzung weder dem Vulkanismus der Inselbögen, noch der mittelozeanischen Wälle (Tholeiite, Andesite, Shoshonite).

2. Das Ausmass der vulkanischen Tätigkeit war hier nicht gross, da in den sedimentären Komplexen der angrenzenden Becken keine Einlagen von Tuffiten, noch anderer pyroklastischer Gemengteile festgestellt worden sind.

3. Das Material der Flysch-Komplexe weist durch nichts darauf hin, dass sich in dem nahen Untergrund eine Basaltschicht und ein oberer Mantel befundet hätte. Es bestehen auch keine Anzeichen dafür, dass es bei der tektonischen Schliessung dieses Ozeans irgendwo zu einer Überschiebung des Ozeanbodens über den Rand des Kontinentes gekommen wäre. Gerölle basischer Intrusivgesteine fehlen, Ultrabasika sind nur völlig vereinzelt in zwei Fällen festgestellt worden. Es kann zugelassen werden, dass die Ultrabasika leicht einer mechanischen und chemischen Zersetzung unterlagen, dass sich ihre Anwesenheit womöglich auf kleinere Korn-Kategorien beschränkt. Jedoch wird aus den Flysch-Sedimenten der Ostslowakei unter den akzessorischen Mineralen Chromit, welches Zeuge zersetzter ultrabasischer Gesteine wäre, nicht angeführt.

4. Den charakteristischen linsenartigen Bau der Klippenzone können wir nicht als Melange in der Subduktionszone auffassen, in der sich die ozeanische Platte unter die kontinentale geschoben hat. Zum Unterschied von Melangen, die Subduktionen zugeschrieben werden, ist die Zusammen-

setzung der Linsen der Klippenzone nur auf unkompetente sedimentäre Gesteine des Juras und der Kreide beschränkt; zahlreiche Gesteine der liegenden Komplexe, die wir sonst aus exotischen Geröllen in Konglomeraten kennen, sind nicht vertreten. Völlig fehlen Eruptivgesteine, namentlich Ultrabasika.

Zum Druck empfohlen von J. Slávik, O. Samuel und K. Borza
Übersetzt von L. Osvald

Schrifttum

- ANDRUSOV, D. 1936: Geologické výzkumy v Podkarpatské Rusi v letech 1932—1934. *Carpathica, L/B*, 51—110.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát. *Slov. Akad. Vied*, 2, Bratislava, 1—375.
- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát. *Slov. Akad. Vied*, 3, Bratislava, 1—392.
- ANDRUSOV, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Verlag der Slowakischen Akademie der Wissenschaften. Bratislava, 188.
- ANDRUSOV, D. 1969: Die paleozäne Biohermzone und das Verhältnis des Paleogens zur Oberkreide in der pienninischen Klippenzone der Westkarpaten. *Sitzungsber. d. Öster. Akad. d. Wiss. Math. naturw. Kl. Abt. I*, 177, Wien, 247—253.
- ANDRUSOV, D. 1970: Urganische Nerineen-Fazies in der Klippenzone der Westkarpaten. *Geol. Zborn. Geol. Carpathica*, 21, 2, Bratislava, 335—338.
- BEGAN, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. *Záp. Karpaty*, 11. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 55—103.
- BEGAN, A. — BORZA, K. — KOHLER, E. — SAMUEL, O. 1970: Stratigraficko-litologická charakteristika profilu vrtu MS-1 (JZ od Považskej Bystrice). *Geol. Práce, Správy* 53, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 131—142.
- BICKIE, M. J. — NISBET, E. 1972: The oceanic affinities of some alpine rocks based on their Ti-Zr-Y constants. *Journal of the Geol. Soc.*, (Belfast), 128, 267—271.
- BIRKENMAJER, K. 1959: Znaczenie skałki haligowieckiej dla geologii pieninskiego pasa skalkowego. *Roczn. Pol. tow. geol. Kraków*, 29, 1.
- BIRKENMAJER, K. 1960: Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Jahrb. Geol. Bundesanstalt*, 103, 1, Wien, 1—36.
- BIRKENMAJER, K. — LEFELD, J. 1969: Exotic urgonian limestones from the Pieniny Klippen Belt of Poland. *Bull. Acad. Polon. Sci., ser. sci. géol. et géogr.*, 17, 1, 13—15.
- BIRKENMAJER, K. 1970: Przedeocenske struktury faldowe w Pieninskim pasie skalkowym Polski. *Studia Geol. Polon.*, 31, 81.
- BOIKO, A. — KAMENICKÝ, L. — SEMENENKO, N. P. — CAMEL, B. — ŠČERBAK, N. 1974: Časť rezultatov opredelenija absoljutnogo vozrasta gornych porod kristalličeskogo massiva Zapadnych Karpat i sovremennoje sostojanije znaniy. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 25, 1, Bratislava, 25—40.
- BOMBITA, G. 1971: Studii geologice in Muntii Lapusului. *Annuaire de l'Institut géologique*. 39, Bucuresti, 7—111.
- BORZA, K. 1966: Litologicko-petrografický výskum zlepcov bradlového pásma. *Petrografia valúnov sedimentárnych hornín. Náuka o Zemi II, Geologica* 2, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—68.

- BORZA, K. 1969: Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone des Westkarpaten. Vydav. Slov. Akad. Vied, 1—301.
- BORZA, K. 1970a: Stratigrafické rozpätie vápencov obalovej série masívu Javorinskej Širokej. Geol. Práce, Správy 53. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 115—130.
- BORZA, K. 1970b: Nové poznatky o stratigrafii súľovského bradla. Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 135—147.
- BYSTRICKÁ, H. — LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1970: Stratigrafia paleogénnych sérií severne od Malej Domaše. Geol. Práce, Správy 51. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 149—164.
- BYSTRICKÝ, J. 1967: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 18, 2. Bratislava, 257—266.
- BYSTRICKÝ, J. 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., 21. Innsbruck, 289—310.
- CAILLEUX, A. 1947: L'indice d'émoussé: définition et première application, C. R. S. Soc. Géol. France. 250—252.
- CAMBEL, B. — KAMENICKÝ, L. 1967: Die Geochemie basischer Vulkanite des Gemeridengebietes der Westkarpaten. Carp.-balkan. Geologic. Assoc. VIII. Congr. Belgrad, 181—189.
- CAMBEL, B. — KAMENICKÝ, L. 1968: Some data to the geochemistry of basic volcanism in the West Carpathian Crystalline, Young Paleozoic and Mesozoic. Geol. Zborn. Geol. Carpathica, 19, 1. Bratislava, 21—44.
- ČEPEK, P. 1970: To the facies characterization of the neritic and bathyal sedimentation of the Alpine-Carpathian geosyncline. Rozpravy ČSAV, řada mat.-prír., 80, 5, Praha, 3—78.
- ČERNOV, V. G. 1973: Konglomeraty paleogena Pieninskoj zony Sovietskich Karpat i ich paleogeografické znenie. Sovietskaja geologija, 5, 144—152.
- DMITRIJEVA, E. V. et al. 1969: Atlas tekstur i struktur osadočnych gornych porod. 2. Karbonatnyje porod, Moskva, 1—192.
- DRAGASTAN, O. 1969: Algues calcaires du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur de Roumanie. Revue de Micropaleont., 12, 1, 53—62.
- ĎURKOVIČ, T. 1960: Príspevok k petrografii krosnenského a magurského flyšu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Správy 17. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—79.
- ĎURKOVIČ, T. 1972: Sedimentárno-petrografický výskum pročských vrstiev beňatínskeho flyšu na východnom Slovensku. Geol. Práce, Správy 58. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 119—124.
- ELIÁŠ, M. 1961: Přehledná sedimentárně-petrografická charakteristika hlavních typů psamitických hornin magurského flyše na listech generální mapy ČSSR. Zprávy o výzkumech v r. 1960. Praha, 137—140.
- EVAMY, B. D. — SHEARMAN, D. J. 1965: The development of overgrowth from echinoderm fragments. Sedimentology, 5, 3, 211—233.
- FARINACCI, A. — RADOIČIĆ, R. 1964: Correlazione fra serie giurese e cretacee dell'Appennino centrale a delle Dinaridi esterne. Ricerca scientifica, anno, 34, 7, 2, ser. 2, Roma, 3—18.
- FISCHER, A. G. 1964: The Lofer cyclthems of the Alpine Triassic. Symposium on cyclic sedimentation. Bull. 169, 1. Kansas, 107—149.
- GADŽDICKI, A. 1970: Triasina Microfacies in the Sub-Tatric Rhaetic of the Tatra Mts. Bull. Acad. Polon. Sci. ser. géol.-géogr. 18, 2, 103—112.
- HÄNTZSCHEL, W. 1962: Trace fossils and problematica (p. W 177—W 249) in R. C. Moore (edit.): Treatise on invertebrate paleontology. Part W, Miscellaneous.
- CHAROLLAIS, J. — BRÖNNIMANN, P. — NEUMANN, M. 1965: Deuxième note sur les Formanifères du Crétacé inférieur de la région genevoise. Signification stratigraphique et extension géographique de Sabaudia minuta (Hofker). Archives Soc. Phys. Hist. nat. 18, 3. Geneve, 624—642.
- CHILINGAR, G. V. — BISSEL, H. J. — WOLF, K. H. 1967: Diagenesis of carbo-

- nate rocks. (In G. Larsen — G. V. Chilingar: Diagenesis in sediments, Developments in Sedimentology, 8. Amsterdam, 1—551.
- CHMELÍK, E. 1957: Zpráva o geologických výzkumech centrálně karpatského paleogénu v Šariši mezi Šambronem a Sabinovem. Zprávy o geolog. výzkumech v r. 1957. Praha, 81—83.
- CHMELÍK, E. 1963: Centrálnokarpatský flyš in: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 list Vysoké Tatry. Geofond, Bratislava, 132—140.
- CHMELÍK, E. 1963: Centrálnokarpatský paleogén in: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000 listov Zborov—Košice. Geofond, Bratislava, 77—90.
- JABLONSKÝ, E. 1973: Triassische Spinctozoen aus den Westkarpaten. Geol. Zborn. Geol. Carpathica, 24, 1. Bratislava, 107—111.
- JAKEŠ, P. — WHITE, A. J. R. 1971: Composition of Island arcs and continental growth. Earth and Planetary Science Letters, 12, 2. Amsterdam, 224—230.
- JENDREJÁKOVÁ, O. 1970: Foraminiferen der oberen Trias des Slowakischen Karstes und des Muráň-Plateaus. Geol. Zborn. Geol. Carpathica, 21, 2. Bratislava, 343—350.
- KAHAN, Š. 1965: Über das Vorkommen interessanter exotischer Blöcke in den Zakopané Schichten im Paläogen bei Krivá in der Orava. Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied, 26, 1. Bratislava, 143—147.
- KAMENICKÝ, L. 1973: Beziehungen des Kristallinikum der Zentralen Westkarpaten zu den Nachbargebieten. First Meeting of the European Geophysical Society, Zürich, referát.
- KAMENICKÝ, L. — KÁTLOVSKÝ, V. — MARSCHALCO, R. — MEDVEĎ, J. 1974: Príspevok k charakteristike kyslých magmatitov exotických hornín bradlového pásma a iných tektonických jednotiek Západných Karpát. Mineralia Slovaca, 6, 2, Spišská Nová Ves.
- KAMENICKÝ, L. 1975: Príspevok k poznaniu rozmiestenia a genézie mezo- a kenozoického magmatizmu v Západných Karpatoch. Mineralia Slovaca, 7, 4, Spišská Nová Ves.
- KORÁB, T. — NEMČOK, J. — ĎURKOVIC, T. — MARSCHALCO, R. 1962: Prehľadný výskum orientovaných textúr vo flyši východného Slovenska. Geol. Zborn., 13, 2. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 257—274.
- KOTAŇSKI, Z. 1963: O triase Skałki Haligowieckiej i pozycji paleogeograficznej serii haligowieckiej. On the Triassic of the Haligowce Klippen and the paleogeographic position of the Haligowce Series. Acta Geol. Polonica, 8, 2, 295—311.
- KOTAŇSKI, Z. — RADWAŇSKI, A. 1969: Fauna z Pygope diohya i limburgity w tytonie wierchowym Osobitnej. High-tatric tithoniana in the Osobitá region, its fauna with Pygope dipha and products of the volcanoes (Western Tatra Mts.). Acta geol. polonica, 9, 4, 519—534.
- KÖHLER, E. 1961: Veľké foraminifery v rífových vápencoch Brezovského pohoria. Geol. Zborn., 12, 1, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 17—28.
- KRIVÝ, M. 1969: Exotické valúny magmatických hornín západnej časti bradlového pásma. Acta geol. et geogr. Univ. Comeniana, 18, Bratislava, 165—197.
- KRUGLOV, S. S. — GLUŠKO, V. V. 1971: Geologičeskoje strojenije i goručije iskopajemyje Ukrajniskich Karpat. UKRNIGRI, 25, Moskva, 388.
- KRUGLOV, S. S. — SMIRNOV, S. E. 1967: Novyje dannyje o geologičeskom strojenii oblasti razvitija Zakarpatskich utesov. Bjul. N. T. I. Viem, Nr. 54—55.
- KUENEN, Ph. H. 1942: Pitted pebbles. Leidsche Geol. Mededeel, Leiden, 13.
- LAND, L. S. 1970: Phreatic versus vadose meteoric diagenesis of limestones: Evidence from a fossil water table. Sedimentology, 13, 3—4, 175—185.
- LEFELD, J. 1962: Preliminary stratigraphy of the High-tatric Lower Cretaceous and some paleogeographic problems of the Urganian in the Tatra Mountains. Bull. Acad. Polon. Sci, ser. géol. géogr. 10, 3, 155—159.
- LEFELD, J. 1968: Stratygrafia i paleogeografia dolnej kredy wierchowej Tatr. Stratigraphy and paleogeography of the High-Tatric Lower Cretaceous in the Tatra Mountains. Studia geologica polonica, 24, 1—115.

- LEFELD, J. — RADWAŃSKI, A. 1960: Planktoniczne liliowce Saccocoma Agassiz w malmie i neiokomie wierchowym Tatr. Polskich. Les crinoïdes planstoniques Saccocoma Agassiz dans le Malm et Néocomien Haut-Tatrique des Tatras Polonaises. *Acta geol. polonica*, 10, 4, 593—614.
- LEŠKO, B. 1953: Geológia tektonických jednotiek na východnom Slovensku pri Humennom. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied*, 4, Bratislava, 373—411.
- LEŠKO, B. 1960: Paleogén bradlového pásma na východnom Slovensku. *Geol. Zborn.* 11, 1, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 95—103.
- LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1960: Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. *Geol. Práce, Správy* 20. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 139—150.
- LEŠKO, B. — SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. *Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava*, 245.
- MAHEL, M. 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoïka centrálnych Karpát. *Geol. Práce, Zošit* 55. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 61—81.
- MAHEL, M. et al. 1967: *Regionální geologie ČSSR, Díl II, Západní Karpaty*. 1. Edit. ČSAV, Praha, 1—496.
- MAHEL, M. 1971: Attitude to some Aspect of the folding process in the Alpides and its Course in the Eastern Alps, Carpathians and Dinarides, *Geol. Zborn.*, 22, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 189—208.
- MAHEL, M. 1971: Humenské pohorie vo svetle niekoľkých nových stratigrafických poznatkov. *Mineralia Slovaca*, 3, 11, Spišská Nová Ves, 243—245.
- MARSCHALKO, R. 1961: Sedimentologic investigation of marginal lithofacies in flysch of central Carpathians. *Geol. Práce, Správy* 60. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 197—231.
- MARSCHALKO, R. 1964: Sedimentary structures and paleocurrents in the marginal lithofacies of the Central Carpathian flysch, in A. H. Bouma and A. Brouwer (Editors). *Turbidites*. 106—126.
- MARSCHALKO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií (Šarišská hornatina). *Záp. Karpaty*, 5. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1—102.
- MARSCHALKO, R. 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the paleogene flysch of central West Carpathians. *Geol. Zborn.*, *Geologica Carpathica*, 19, Bratislava, 69—94.
- MARSCHALKO, R. 1973: The Carpathian Klippen Belt in M. Eliáš (Editor). *Guide to excursion I-Sedimentological excursion on X. Congress of Carpathian-Balkan Geological Association*, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 21—27.
- MARSCHALKO, R. 1975: Sedimentologický výskum paleogénnych zlepcov bradlového pásma a príslušných tektonických jednotiek a prostredie ich vzniku (Východné Slovensko). *Náuka o Zemi, Geologica* 10. *Veda, Bratislava*. (Im Druck).
- MARSCHALKO, R. — RADOMSKI, A. 1960: Preliminary results of investigations of current directions in the flysch basin of the Central Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Pologne*, 30, 8, 259—272.
- MARSCHALKO, R. — SAMUEL, O. 1975: Sedimentológia a stratigrafia hruboklastického flyšu od Nosíc (Priehrada mládeže). *Geol. Práce, Správy* 63. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 105—114.
- MATĚJKA, A. 1959: Šarišský úsek vnútorného bradlového pásma medzi riekou Popradem a Sekčovským potokom. *Zprávy o geol. výzkumech v r. 1957. Ústř. Úst. Geol. Praha*.
- MATĚJKA, A. 1961: Příspěvek k poznání bradlového pásma na listu gen. mapy Košice. *Zprávy o geol. výzkumech v r. 1960. Ústř. Úst. Geol. Praha*, 148—151.
- MATĚJKA, A. 1963: Bradlové pásmo a príútesové pásmo in vysvetlivky k přehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Vysoké Tatry, *Geofond, Bratislava*, 108—112.
- MATOLÍN, M. 1970: Radioaktivita hornin Českého masívu. *Knihovna Ústř. Úst. Geol.*, 41, Praha, 1—99.
- MIŠÍK, M. 1959a: „Lombardiová“ mikrofácia — vedúci horizont v malme Západných Karpát. *Geol. Zborn.* 10, 1. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 171—182.

- MIŠÍK, M. 1959b: Litologický profil súvrstvím vyššieho liasu („Fleckenmergel“) Beľanských Tatier. Geol. Zborn. 10, 1, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 183—190.
- MIŠÍK, M. 1963: Authigenic quartz and authigenic feldspars in Mesozoic limestones of the West Carpathians. Geol. Zborn. 14, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 295—300.
- MIŠÍK, M. 1964: Lithofazielle Studien im Lias der Grossen Fatra und im westlichen Teil der Niederen Tatra. Záp. Karpaty 1. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—88.
- MIŠÍK, M. 1966a: Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the West Carpathians. Edit. Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—269.
- MIŠÍK, M. 1966b: Tentative microscopical classification of veinlets in limestones. Geol. Zborn. 18, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 337—344.
- MIŠÍK, M. 1968a: Traces of submarine slumping and evidences of hypersaline environment in the Middle Triassic of the West Carpathians core mountains. Geol. Zbor. 19, 1, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 205—224.
- MIŠÍK, M. 1968b: Some aspects of diagenetic recrystallization in limestones. Int. Geol. Congress, Prague, Report of the XXIII session, Proc. of Section 8, Ústr. Úst. Geol., Praha, 129—136.
- MIŠÍK, M. 1970a: Facial interpretation of the middle Triassic of the West Carpathians Core Mountains. Acta geol. Acad. Sci, Hung. 14, Budapest, 437—444.
- MIŠÍK, M. 1970b: Verwischung der ursprünglichen Merkmale in kalkigen Sedimenten und Kalken bei der Dolomitisierung. Verh. Geol. Bundesanstalt., 4, Wien, 673—688.
- MIŠÍK, M. 1971: *Aeolisaccus tintinniformis* n. sp. from the Triassis of the West Carpathian Mts. Geol. Zborn. Geologica Carpathica, 22, 1, Bratislava, 169—172.
- MIŠÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle Analyse der mittleren Trias- der Kerngebirge der Westkarpaten. Acta geol. et geogr. Univ. Comeniana, Geologica, 22, Bratislava, 5—154.
- MIŠÍK, M. 1973: *Campanulina carpatica* n. gen. n. sp. — ein Mikroproblemikum aus der Oberjura und Unterkreide der Karpaten. Acta geol. et geogr. Univ. Comeniana, Geologica, 26, Bratislava, 203—209.
- MIŠÍK, M. — FEJDIOVÁ, O. — KOHLER, E. 1968: Parakonglomeráty s exotickým materiálom z vyšších súvrství podhalského paleogénu Oravy. Geol. Práce, Správy 46. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—171.
- MIŠÍK, M. — POSPÍŠIL, A. 1964: On the occurrence of phosphoritic rock from the Liassic of Malá Fatra. Geol. Zborn., 15, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 311—317.
- MIŠÍK, M. — RAKÚS, M. 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paläogeographie des Mesozoikum in der Grossen Fatra. Záp. Karpaty, 1. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MIŠÍK, M. — ZELMAN, J. 1959: O príslušnosti riasovo-koralových rífov Myjavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) k paleogénu. Geol. Zborn., 10, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 301—308.
- NEMČOK, J. — KORÁB, T. — ĎURKOVIČ, T. 1968: Lithological investigation of conglomerates of Magura Flysch in East Slovakia. Geol. Práce, Správy, 44—45. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 105—118.
- O'HARA, M. J. 1972: Upper mantle melting from the bottom — the source of magmatism and the driving force of global tectonics. Journ. of Earth Scien. (Leeds Geol. Assoc.), 8, 2, 219—224.
- ONDRA, P. 1973: Distribution der radioaktiven Elemente in den magmatischen Gesteinen der Štiavnica Insel (Westkarpaten). Geol. Zborn., 24, 2, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 315—324.
- PATRULIUS, D. 1965: *Coptocampylodon fontis* n. sp., microfossil problematic al calcarelor urgoniene din Muntii Persani. Dari de Seama ale Sedintelor, 52, 1. (1964—65), Bucuresti, 391—394.
- PEARCE, J. A. — CANN, J. E. 1973: Tectonic setting of basic volcanic rocks deter-

- mined using trace elements analyses. *Earts and Planet. Scien. Letters*, 19, 2, Amsterdam, 290—300.
- PLÖCHINGER, B. 1967: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Hhe-Wand-Gebietes (Niederösterreich). *Geol. Bundesanstalt. Wien*, 1—142.
- POKORNÝ, V. 1949: Řasa Chalmasia Morelleti n. sp. in the Czechoslovak Sarmatian. *Rozpr. II. třídy Čs. Akad. Věd*, 58, 3, Praha.
- POLÁK, S. 1957: Mangánové rudy Malých Karpát. *Geol. Práce, Zošit 47. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 39—84.
- PŘIBYL, A. — BOUČEK, B. 1956: Exotické valouny a bloky v křídě a paleogénu moravskoslezských Beskyd a jejich paleogeografický význam. *Práce ústavu pro průzkum uhelných ložisk. Řada F. Brno*.
- RADWAŃSKI, A. 1965: Procesy wciskowe w osadach klastycznych i oolitowych. *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 25, Kraków, 179—210.
- RAT, P. 1963a: L'accroissement de taille et les modifications architecturales corrélatives chez les Orbitolines. in: „Evolutionary trends in foraminifera“ (edit. G. H. R. von Koenigswald — J. D. Emeis — W. L. Buning — C. W. Wagner), Elsevier, Amsterdam, 93—110.
- RAT, P. 1963b: Essai sur la répartition stratigraphique des divers types architecturaux du genre Orbitolina s. l. Colloque sur le Crétacé Inferieur, *Mém. du B. R. G. M.*, 34, Lyon, 531—532.
- REINHARDT, B. 1966: Geologie und Petrographie der Monte-Rosa-Zone, der Sesia-Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana. *Separatdruck aus Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt.*, 46, 2, Zürich, 553—678.
- RENCO DAL CIN, 1967: Le ghiaie del Piave morfometria, granulometria disposizione e natura dei ciottoli, *Memorie del Museo Tridentino di Scienze Naturali*, 16, Trento, 177.
- ROTH, Z. 1969: Notes on the basic division of the Inner Carpathians (Czechoslovakia) and on the tectonic termination of large nappe systems. *Věstník ÚÚG*, 44, 3, Praha, 195—200.
- ROTH, Z. — LEŠKO, B. 1974: The outer Carpathian flysch belt in Czechoslovakia (in M. Mahel editor *Tectonics of the Carpathian Balkan Region*). *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 158—163.
- SALAJ, J. 1969: Essai de zonations dans le Trias des Carpathes occidentales d'après les foraminifères. *Geol. Práce, Správy 48. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 123—134.
- SALAJ, J. — BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. 1967: Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. *Geol. Práce, Správy 42. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 119—136.
- SAMUEL, O. — SALAJ, J. 1968: Microbiostratigraphy and foraminifera of the Slovak Carpathian Paleogene. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1—232.
- SAMUEL, O. 1972: Niekoľko poznámok k litologicko-faciálnemu a stratigrafickému členeniu paleogénu bradlového pásma. *Geol. Práce, Správy*, 59. *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 285—299.
- SAMUEL, O. — BORZA, K. — KÖHLER, E. 1972: Microfauna and lithostratigraphy of the Paleogene and adjacent Cretaceous of the Middle Váh Valley (West Carpathians). *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 1—246.
- SAVU, H. 1967: Die mesozoischen Ophiolite der rumänischen Karpaten. *Acta geol. Acad. Sci. Hung.* 11, 3, Budapest, 59—70.
- SAVU, H. — VASILIU, C. — UDRESCU, C. 1970: Geochemia si petrologia offiolitelor din prima etapa de evolutis a magmatismului initial alpin din masivul (Muntii Apuseni). *Miner. Petrol. Geochim. Dari de seama ale sedintelor*, 56, Bucuresti, 219—252.
- SCHEIBNER, E. 1965: Review of Jurassic stratigraphy of West Carpathian Klippen Belt in Slovakia. *Carpatho-Balkan Geological Ass., VII. Congress, Reports, Pt. II*, 2, Sofia, 35—37.

- SCHEIBNER, E. 1967: Karpatské bradlové pásmo. In: Maheľ, M. Regionální geologie ČSSR, Díl II, Západní Karpaty, 2. Edit ČSAV, Praha, 7—105.
- SCHEIBNER, E. 1968: Contribution to the knowledge of the Paleogene reef-complexes of the Myjava—Hričov—Haligovka zone (West Carpathians). Mitt. Bayer. Staatsanl. Paläont. hist. Geol., 8, München, 67—97.
- SIKORA, W. 1971: Očerk tektogeneza peninskoj utesovoj zony v Poľšce v svete nových geologičeských danyh. Ann. Soc. Géol. Pol. 41, 1, 221—239.
- SKOCZYLAŠ—CISZEWSKA, K. 1956: O wystepowaniu tzw. andezytów w strefie żegocinskiej Karpat fliszowych. Zeszyty naukowe Akad. Górń. Hutn, 1, 9. Kraków, 143—154.
- SNEDD, E. D. — FOLK, R. L. 1958: Pebbles in the Lower Colorado River, Texas a study in particle morphogenesis. Journ. Geol. 66, Chicago, 114—150.
- STRÁŇÍK, Z. 1958: Závěrečná zpráva o geologických výzkumech Čerhovského pohoří a západní bardejovské části Ondavské vrchoviny. Geofond, Bratislava.
- STRÁŇÍK, Z. — ROTH, Z. 1959: Předběžná zpráva o geol. výzkumech v Čerhovském pohoří a v záp. bardejovské části Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1957, Ústř. Geol. Úst., Praha, 228—231.
- STRÁŇÍK, Z. — ROTH, Z. 1960: Předběžná zpráva o geol. výzkumech v Čerhovském pohoří a západní bardejovské části Ondavské vrchoviny. Zprávy o geol. výzk. v r. 1958. Ústř. Geol. Úst., Praha, 152—155.
- STRÁŇÍK, Z. 1965: Geologie magurského flyše Čerhovského pohoří a západní části Ondavské vrchoviny. Záp. Karpaty. 3. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 125—178.
- TAUSON, L. V. — CAMEL, B. — KOZLOV, V. D. — KAMENICKÝ, L. 1974: Predvariteľnoje sravnenije olovnosných granitov Zabajkalja, Križskych gor (Češskij massiv) i Spišsko-gemerskogo Rudogorja (Zapadnyje Karpaty). Geol. Zborn. 25, 1. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- TEBUTT, G. E. — CONLEY, C. D. — BOYD, D. W. 1965: Lithogenesis of a distinctive carbonate rock fabric. Wyoming Geol. Surv. Contr. to Geol., 4, 1, 1—13.
- TOLLMANN, A. 1972: Der karpatische Einfluss am Ostrand der Alpen. Mitt. Geol. Gesellschaft. 64, (1971), Wien, 173—207.
- TRÉGER, M. 1972: Rádiogeochemická charakteristika niektorých gemeridných granitov. Mineralia slovac, 4, 16, Spišská Nová Ves.
- TRICART, J. 1955: Etudes de géomorphologie dynamique sur Var inférieure, Geol. Rundschau, 43, 377—383.
- TRÚMPY, R. 1960: Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Bull. of the Geol. Society of America, 71, 6.
- TRURNIT, P. 1968: Pressure solution phenomena in detrital rocks. Sedimentary Geology, 2, 89—114.
- VALET, G. — SEYGONZAC, G. 1969: Les genres Chalmasia et Halicoryne (Algues Acétabulariacées). Bull. Soc. Géol. de France, 7, 124—127.
- VANOVÁ, M. 1964: Veľké foraminifery z hromoško-šambronskeho antiklinálneho pásma. Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—124.
- VEDEJOVÁ, M. 1971: Vápence a dolomity stredného triasu až spodného liasu v okolí Banskej Bystrice. Manuskript-archív Katedry geológie a paleont. PFUK, Bratislava, 1—115.
- WIESER, T. 1949: Egzotické krystalické w kredie slaskiej okolic Wadowic. Rocznik polskiego towarzystwa geologicznego, 18, Kraków, 36—105.
- WIESER, T. 1970: Skaly egzotyczne z osadów plaszczowiny magurskiej. Z badan geologicznych w Karpatach, 13, Warszawa, 124—156.
- ZORKOVSKÝ, V. 1949: Bázické erupčívá v mezozoíka západného a stredného Slovenska. 26, Práce, Št. geol. Úst. Praha, (Bratislava), 3—44.
- ZOUBEK, V. 1931: Caractéristique de quelques roches cristallophylliennes. Knihovna Stát. geol. Úst. Praha. 13A.

Taf. I

Fig. 1 Konglomerate und grobkörnige Sandsteine des oberen Megarhythmus im Einschnitt der Eisenbahnstrecke Kamenica—Lipany. In dem mächtigeren Körper über der Einlage von dünnrhythmischem Flysch ist die Entwicklung einer inversen Gradation zu beobachten. Kleine Blöcke und Interklaste sind in der oberen. Lage gemeinsam mit einer höheren Konzentration von groben Körnern akkumuliert (Mitte der Schicht). Die Schicht ist durch eine grobe, unausgebildete Lamination abgeschlossen.

Fig. 2 Konglomerat-Schicht mit nicht geregeltem inneren Bau, ohne Schichtung, ohne Gradierung von Bruchstücken, Blöcken und ohne Imbrikation der Klastite. Blöcke und Klastite sind von feinkörnigem Konglomerat bis grobkörnigem Sandstein umgeben. Der Kontakt zu dem sandigen Tonstein im Liegenden ist scharf, markant und gerade. Konglomerat-Strukturzone Lipany—Kamenica.

Taf. II

Fig. 1 Beispiel von Spuren der Schleppung von Blöcken. Die von dem Strom geschleppten Gerölle blieben am Grund stecken und hinterliessen Spuren. Die Spuren sind parallel orientiert. Kurze Rillen enden an Geröllen und Bruchstücken, durch die sie verursacht wurden. Gut sichtbar ist die Scharfkantigkeit der Gerölle und das Gemisch von Sand und feinkörnigen Bruchstücken, durch welches die Schleppungsspuren ausgefüllt werden.

Fig. 2 Einige Generationen von Schleppungsspuren, Einschlag- und Berührungsspuren. Die breite parallele Rillung stammt von einem Block, der von einem Strom mit ausserordentlicher Tragkraft geschleppt wurde. Eisenbahn-Einschnitt Lipany—Čirč.

Taf. III

Fig. 1 Serie von kleinen Spuren und eine grosse Einschlagspur eines Blocks. Breite der Spur 30 cm. Die feine Rillung der Wand der grossen Spur weist auf die Scharfkantigkeit der Oberfläche des Blocks hin. Die Spur ist von Sand gefüllt.

Fig. 2 Erosive Strömungsspuren an der Basis der ununterbrochenen Gradationsschichtung indizieren einen Trübstrom. Diese Spuren-Typen befanden sich vorwiegend in gradierten Turbiditen, die Mächtigkeiten bis zu 250 cm erreichen. An der Basis von blockigen, nicht-gradierten Schichten sind diese Spuren nicht gefunden worden.

Taf. IV

Fig. 1 Simmiktit. In einer tonig-sandigen Grundmasse sind Dolomitblöcke hoher Kugeligkeit eingedrückt, deformierte Fragmente und isolierte Blöcke von Bruchstücken kohäsiver, von

dem Meeresgrund abradierter Sedimente. Diese festen Blöcke und plastischen Fragmente des kohäsiven Sediments, während des Transportes mit dem Ton aus dem Liegenden in ein unhomogenes Gemisch vermennt, kamen plötzlich zu Halt „sie froren fest“ und gingen nicht in ein turbulentes Stadium über. So entstanden Sedimente mit einem typischen Aussehen, von den Geologen „submarine Rutschungen, Tillolide, pebble mudstones“ u. s. w. genannt. In der Šambron—Kamenica-Zone kamen sie nur in Folgen von Turbiditen vor und wurden in den Konglomerat-Megarhythmen nicht gefunden.

Fig. 2 Ausgedehnte Flysch-Fragmente in Simmiktit und aus verfestigten tonig-sandigen Folgen abradiert, erinnern an tektonische Brekzien. Eisenbahneinschnitt Lipany—Čirč.

Taf. V

Fig. 1 Mässig ausgeprägte Dachziegelstellung von flachen Geröllen in feinkörnigem Konglomerat. Die Zusammensetzung der Konglomerate ist monomikt, Sortierung verhältnismässig schlecht, mit Übergewicht der grobkörnigen sandigen Grundmasse. Radvaňovce, Steinbruch. Oberer Konglomerat-Megarhythmus.

Fig. 2 Schleppungsstrukturen, Schrägschichtung der Feinschichten und konvolute Textur, in der oberen Lage einer mächtigen, gradiert geschichteten Schicht. Radvaňovce, Sandgrube.

Taf. VI

Fig. 1 Bioglyph vom Typ *Zoophycus* sp. gefunden an der Basis einer Sandsteinschicht in dem Konglomerat-Megarhythmus bei Chmelov.

Fig. 2 Paleodyction, endogenes Hyporelief, von Sand gefüllt, an der unteren Schichtfläche. Form, die in normalem pelagischen Ton der Flysch-Fazies lebte. Oberer Konglomerat-Megarhythmus. Lokalität Medzianky in dem Bach vom JRD (LPG). Grösse der Polygone 0,5 cm.

Taf. VII

Fig. 1 Synkinematischer Migmatit. Orientierte, lepidogranoblastische Struktur mit relativ jüngeren, überwiegend Quarz-Streifen (primäres Gestein wahrscheinlich präkambrisch). Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Červená Voda. Dünnschl. Nr. 2/6. Vergr. 32, 3x, Nic. X.

Fig. 2 Kieselig-muskovitische Glimmerschiefer. Überwiegend lepidoblastische Struktur, bestehend aus Muskovit, Bauerit und Quarz. Geröll aus paläogenen Geröllen der Šambron-Zone. Lok. Kamenica. Dünnschl. Nr. 2. Vergr. 33x, Nic. X.

Taf. VIII

Fig. 1 Serizitische Arkose. Blastoklastische Struktur mit klastischem Quarz, Plagioklas, selten Muskovit und einer serizitisch-chloritisch-kieseligen Grundmasse. Altpaläozoikum auf Grund der Analogie. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Malý Lipník. Dünnschl. Nr. 1. Vergr. 63x, Nic. X.

Fig. 2 Serizitisch-kieseliger Phyllit. Struktur granolepidoblastisch, Textur gebändert und fein

verfaltet. Altpaläozoikum. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Hanigovce. Dünnschl. Nr. 14. Vergr. 31, 6x, Nic. //.

Taf. IX

Fig. 1 Serizitisch-kieseliger Phyllit. Granolepidoblastische Struktur, Textur gebändert mit Querschieferung. In der Zusammensetzung Gemengteil von Erz- und Graphit-Pigment. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Šarišské Sokolovce. Dünnschl. Nr. 16. Vergr. 34, 9x, Nic. //.

Fig. 2 Lydit. Struktur undeutlich lepidogranoblastisch, Textur gebändert. Reicher Gemengteil von Graphit-Pigment und Durchwirkung mit Adern. Wahrscheinlich Paläozoikum. Geröll aus paläogenen Konglomerat der Šambron-Zone. Lok. Pavlovce. Dünnschl. Nr. 1. Vergr. 27, 5x, Nic. //.

Taf. X

Fig. 1 Kristallischer metamorphisierter Kalk. Struktur granoblastisch, Textur eingeregelt, mit einer undeutlichen Querschieferung. Wahrscheinlich silurischer kristallischer Kalk. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Pavlovce. Dünnschl. Nr. 9/13. Vergr. 31, 6x, Nic. X.

Fig. 2 Grauwacke. In der Zusammensetzung des Gesteins ausser Quarz, Feldspäten, Gesteinsbruchstücken auch Bruchstücke von Vulkaniten (im Bild). Wahrscheinlich Lias. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Hanigovce. Dünnschl. Nr. 15 A. Vergr. 70, 2x, Nic. X.

Taf. XI

Fig. 1 Amphibolit. Struktur granonematoblastisch, Textur eingeregelt. In der Zusammensetzung teilweise umgebildete Plagioklase und Amphibole. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Telek, Dünnschl. Nr. 19/1/4. Vergr. 61, 7x, Nic. //.

Fig. 2 Diabasporphyr. Struktur porphyrisch mit stark umgebildeten primären Komponenten. Dunkle Minerale völlig chloritisiert. Wahrscheinlich Devon. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Telek, Dünnschl. Nr. 1. Vergr. 60x, Nic. //.

Taf. XII

Fig. 1 Gabbrodiorit bis Gabbrodiabas. Struktur gabbroophytisch mit einer Zusammensetzung von Plagioklas, Amphibol, leukox. Ilmenit, Apatit, Chlorit. Wahrscheinlich Devon bis unteres Karbon. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Kozelec. Dünnschl. Nr. 4. Vergr. 70, 2x, Nic. //.

Fig. 2 Quarzdiorit-Porphyr. Struktur porphyrtartig mit einer Mineralzusammensetzung von Plagioklas, Orthoklas, Aggregaten von Biotit und Quarz. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč. Dünnschl. Nr. 12/15. Vergr. 69x, Nic. X.

Taf. XIII

Fig. 1 Mandelsteiniger Melaphyr. Struktur hyaloophytisch rekristallisiert, Textur vesikulär mit gefüllten Holträumen. Geröll aus paläogenen Konglomeraten des zentralkarpatischen Fly-

Fig. 2 Mandelsteiniger Porphyrit. Textur des Gesteins mandelsteinig mit Merkmalen einer raschen Kristallisierung. In der Zusammensetzung Plagioklas, untergeordnet Chlorit, skelettartige opake Minerale und zahlreiche Mandeln mit Calcit-Ausfüllung. Manchmal sind Sphärolithen zu sehen. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Malý Lipník. Dünnschl. Nr. 3. Vergr. 69x, Nic. //.

Taf. XIV

Fig. 1 Mandelsteiniger porphyrischer Limburgit. Es sind stark umgebildete Einsprenglinge von Olivin und wahrscheinlich Augit zugegen. Grundmasse ebenfalls stark umgebildet, mit hohem Calcit-Gehalt in den Mandeln sowie ausserhalb dieser. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov. Dünnschl. Nr. 1/6. Vergr. 70x, Nic. X.

Fig. 2 Mandelsteiniger Augitophyr. Struktur porphyrisch mit teilweise umgebildeten porphyrischen Augiten und einer undeutlich rekristallisierten Grundmasse. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov. Dünnschl. Nr. 30. Vergr. 32x, Nic. //.

Taf. XV

Fig. 1 Augitophyr. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Telek. Dünnschl. Nr. 10. Vergr. 32x, Nic. //.

Fig. 2 Kersantit. Struktur porphyrisch mit Einsprenglingen von Plagioklas, Biotit und umgebildetem, wahrscheinlich Augit oder Amphibol. Grundmasse mit Merkmalen einer raschen Kristallisierung und Metasomatose. Besteht aus Feldspäten, Chlorit, wenig Quarz und Zirkon. Geröll aus paläogenen Konglomeraten des Magura Flysches. Lok. Geraltov. Dünnschl. Nr. 16. Vergr. 32x, Nic. //.

Taf. XVI

Fig. 1 Troktoolith. Das Gestein besteht aus teilweise serpentinisierten Olivinen und umgebildeten, untergeordneten wahrscheinlich Augiten, weiter aus Plagioklasen und Magnetit. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Kozelec. Dünnschl. Nr. 2/12. Vergr. 70x, Nic. X.

Fig. 2 Serpentin. Struktur schlingenartig mit in Serpentin, Calcit und Magnetit umgebildetem primärem Olivin. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Kozelec. Vergr. 70x, Nic. X.

Taf. XVII

Fig. 1 Aplitischer Orthogneis. Struktur granoblastisch mit verzahntem Quarz, Orthoklas, untergeordnetem Plagioklas, chloritischem Biotit und Magnetit. Stellenweise sind Myrmekite zu sehen. Geröll aus paläogenen Konglomeraten des Magura-Flysches. Lok. Geraltov. Dünnschl. Nr. 3. Vergr. 22x, Nic. X.

Fig. 2 Granit. Metasomatisch entstandener fächerförmiger Muskovit. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Kozelec. Dünnschl. Nr. 2/3. Vergr. 70x, Nic. X.

Taf. XVIII

Fig. 1 Glasiger Porphyrit. Struktur hyalin oder rekristallisiert. Fliesstextur. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Chmeľov. Dünnschl. Nr. 24. Vergr. 67x, Nic. //.

Fig. 2 Diorit. Struktur hypodiomorph körnig, bestehend hauptsächlich aus Plagioklas, Biotit, untergeordnetem Amphibol und akzessorischem Quarz und opaken Mineralen. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč. Dünnschl. Nr. 10/12. Vergr. 67x, Nic. X.

Taf. XIX

Fig. 1 Granitporphyr. Struktur porphyrtartig mit grossen Orthoklasen, weniger Plagioklasen, Muskovit und Quarz. Grundmasse feinkörnig. Wenige dunkle Minerale. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov. Dünnschl. Nr. 1/2. Vergr. 35x, Nic. X.

Fig. 2 Dazitischer Ignimbrit. Geröll aus paläogenen Konglomeraten des zentralkarpatischen Flysches. Lok. Geb. Levočské pohorie — Poloma. Vergr. 32x, Nic. //.

Taf. XX

Fig. 1 Metamorphisierter, schwach-crinoidenführender Kalk. Umfliessen eines Crinoidengliedes und Rekristallisierung in seinem tektonischen Schatten. Lias der Veporiden. Lok. 250 m nw. von K. 653,0; Tal des Baches Belanský potok bei Hrabkov, Branisko. Analoge Gesteine befinden sich in Geröllern der Konglomerate von Šambron. Dünnschl. Nr. 3697. Vergr. 19x.

Fig. 2 Metamorphisierter grünlicher Kalk mit einem charakteristischen Aussehen der Schieferungsfläche. Dogger — unt. Malm; Fragment aus einem Geröll paläogener Konglomerate der Šambron-Zone. Lok. Červená Voda-f. Nat. Gr.

Fig. 3 Metamorphisierter, detailliert zickzack-verfalteter Mergelkalk (Lias?, Neokom?). Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Červená Voda-e. Dünnschl. Nr. 1234. Vergr. 5x.

Taf. XXI

Fig. 1 Mittelkörniger Dolomit mit häufigen authigenen Feldspäten und mit *Ammodiscus* sp., Anis. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Šambron B-e. Dünnschl. Nr. 1321. Vergr. 55x.

Fig. 2 Dolomit-Rhomboederchen in authigenem, teilweise idiomorphem Quarz (Dolomitisierung älter als Silifizierung). Gutensteiner Kalk — Anis. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Šarišské Sokolovce-a. Dünnschl. Nr. 1236. Vergr. 210x.

Fig. 3 Dolomit mit *Diplopora annulata* (Schafth.) Schafth. var. *dolomitica* (Pia) Pia — Bestimmung J. Bystrický. Die Struktur des Dolomits ist von der ursprünglichen unabhängig; das Kornmosaik bildete sich unabhängig von den Umrissen der Allochemie aus, so

dass die Algen dank des bituminösen Pigments in ihrem Saum, nur als Phantome sichtbar sind. Ladin. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šamborn-Zone. Lok. Hanigovce-b. Dünnschl. Nr. 1339. Vergr. 19x.

Taf. XXII

Fig. 1 Grauer, schwach dolomitierter Knollenkalk mit einer „Fasern“ Mikrofazies. Wahrscheinlich Reiflinger Kalk — Ladin. Geröll aus paläogenen Konglomeraten. Lok. Chmelov-VII. Dünnschl. Nr. 4200. Vergr. 19x.

Fig. 2 Grauer, kleinknolliger Kalk mit dolomitisierter Interstitialmasse, wahrscheinlich Reifling-Ladin. Das Zerbersten der Knollen und Eindringen von mergeliger Masse in den Riss scheint jünger zu sein als die Calcit-Ader. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šamborn-Zone. Lok. Červená Voda-g. Dünnschl. Nr. 3542. Vergr. 19x.

Fig. 3 Weisser, organodetritischer Kalk mit Krustifikationszement. Wetterstein-Fazies, wahrscheinlich Ladin. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šamborn-Zone. Lok. Hromoš-4. Dünnschl. 3871. Vergr. 6x.

Taf. XXIII

Fig. 1 Schlamm-Dolomit mit Flecken von Dolosparit. Es handelt sich um gewesene Hohlräume, wahrscheinlich nach Eintrocknung des Stromatolith-Sediments mit einer inneren Sedimentierung (Geopetalgefüge). Mittlere bis obere Trias. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Chmelov-y. Dünnschl. Nr. 3578. Vergr. 15x.

Fig. 2 Dolomit mit Pellet- (wahrscheinlich Koprolith-) Struktur. Struktur unabhängig von der ursprünglichen; die Pellets sind nur dank des bituminösen Pigments sichtbar. Mittlere bis obere Trias. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šamborn-Zone. Lok. Červená Voda-e. Dünnschl. Nr. 1231. Vergr. 43x.

Fig. 3 Stromatolithischer Kalk — Loforit, obere Trias (Karn). Durch Schrumpfungsporen verursachte Zeichnung. Geröll aus transgressiven paläogenen Konglomeraten der zentralkarpatischen Entwicklung. Lok. Jasenov-d. Dünnschl. Nr. 4325. Vergr. 5x.

Taf. XXIV

Fig. 1 *Triasina hantkeni* Majzon in rätischem Kalk. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-f. Dünnschl. Nr. 1355. Vergr. 19x.

Fig. 2 Mikrofazies mit *Triasina hantkeni* Majzon. Wie bei Fig. 1.

Fig. 3 *Thaumatoporella parvovesiculifera* (Raineri) in rätischem Kalk. Wie bei Fig. 1. Dünnschl. Nr. 1220. Vergr. 43x.

Fig. 4 *Glomospirella cf. friedli* Kristan — Tollmann in rätischem Kalk. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šamborn-Zone. Lok. Hromoš-m. Dünnschl. Nr. 4331. Vergr. 55x.

Fig. 5 *Halicoryne* sp. (Synonymum *Chalmasia*) in rätischem Kalk. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šamborn-Zone. Lok. Hromoš-m. Dünnschl. Nr. 4332. Vergr. 43x.

Fig. 6 Wie bei Fig. 5. Dünnschl. Nr. 4436. Vergr. 55x.

Taf. XXV

Fig. 1 Oolithischer Kalk, Rät-Hettang. Ooid in der Bildmitte mit Skelettelement von Ophiuroidee als Kern. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč-II. Dünnschl. Nr. 4311. Vergr. 19x.

Fig. 2 Lumachellenkalk, Rät-Hettang. Geröll-Bruchstück aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Hromoš-j. Angewitterte Oberfläche, nat. Gr.

Fig. 3 Fleckiger mergeliger Kalk (Fleckenmergel) mit Belemnit, oberer Lias — unterer Dogger. Geröll aus paläogenen Konglomeraten. Lok. Chmeľov-l. Anschliff, nat. Gr.

Taf. XXVI

Fig. 1 Sandiger Crinoidenkalk (Biosparit); in der Mitte ein pentagonales Columnalium mit syntaxialem Saum. Lias — Dogger einer Flachsee-Entwicklung. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Malý Lipník-a. Dünnschl. Nr. 3563. Vergr. 19x.

Fig. 2 Crinoidenkalk mit initialem Zement (syntaxiale Säume, mit Rhomboederchen endend). Das Anwachsen des Zements wurde durch Anschwemmen von Schlamm in die Reste der Poren unterbrochen. Übrige Angaben wie bei Fig. 1.

Fig. 3 Mikrofazies mit *Saccocoma*, assoziiert mit *Globochaete alpina*, *Cadosina lapidosa* und mit calcifizierten Radiolarien. Kalk des mittleren Malm (Kimmeridge). Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Hromoš-l. Dünnschl. Nr. 4219. Vergr. 55x.

Taf. XXVII

Fig. 1 *Campanulina carpatica* Mišík in Calpionellenkalk, Berrias — Valendis. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-e. Dünnschl. Nr. 1358. Vergr. 136x.

Fig. 2 Onkolithen- (Cyanophyceen-) Kalk mit *Saccocoma* in dem Kern eines Onkoids. Kimmeridge-Tithon einer Flachseefazies. Geröll aus dem Paläogen der Klippenzone. Lok. Proč-o. Dünnschl. Nr. 3557. Vergr. 43x.

Fig. 3 Onkolithen- (Cyanophyceen-) Kalk mit initialer Verkittung (helle Säume mit rhomboedrischen Enden). Die Bildung des Zements wurde durch Einschwemmen von Schlamm in die übriggebliebenen Hohlräume unterbrochen. Angaben wie bei Fig. 2.

Taf. XXVIII

Fig. 1 Phosphat-Ooid in dunkelgrauem Tongestein. Wahrscheinliches Alter: höherer Lias-Dogger. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Lúčky-h. Dünnschl. Nr. 1178. Vergr. 55x.

Fig. 2 Foraminiferen *Eggerella* (?) sp. in schwach-mergeligem Neokom-Kalk. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Hromoš-e. Dünnschl. Nr. 3544. Vergr. 26x.

Fig. 3 Hohlräume mit innerer Sedimentierung, die ein Geopetalgefüge zeigen. Angaben wie bei Fig. 2. Vergr. 15x.

Fig. 4 Pyroklastischer Gemengteil (Bruchstücke basischer Effusivgesteine) in Calpionellenkalk, Tithon. Geröll aus paläogenen Konglomeraten des Gebirges Levočské pohorie. Lok. Poloma-a. Dünnschl. Nr. 4329. Vergr. 136x.

Fig. 5 Bruchstücke von basischen Vulkaniten in Kalk mit *Calpionella alpina* Lorenz, *Calpionella elliptica* Cadisch, *Involutina* sp. — Wie in (Abb. 4). Vergr. 43x.

Taf. XXIX

Fig. 1 Embryonalstadium der Art *Sabaudia minuta* (Hofker) — Bestimmung J. Charollais. Mergelkalk des Barrême. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč-k. Dünnschl. Nr. 1460. Vergr. 136x.

Fig. 2 *Sabaudia minuta* (Hofker) — Bestimmung Dr. J. Charollais; Orbitolinenkalk des Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč-I. Dünnschl. Nr. 4210. Vergr. 55x.

Fig. 3 *Pseudotextulariella* cf. *salevensis* Charollais — Brönnimann et Zaninetti — Bestimmung J. Charollais; Orbitolinenkalk des Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč-I. Dünnschl. Nr. 4209. Vergr. 47x.

Fig. 4 *Sabaudia* sp. oder *Pseudotextulariella* sp. in Kalk des Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-d. Dünnschl. Nr. 1345. Vergr. 43x.

Fig. 5 *Pseudotextulariella scarcellai* Brönnimann et Conrad — Bestimmung J. Charollais. Urgonischer Kalk, Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-c. Dünnschl. Nr. 1344. Vergr. 55x.

Fig. 6 *Pseudotextulariella courtionensis* Brönnimann — Bestimmung J. Charollais. Wie Fig. 5.

Taf. XXX

Fig. 1 *Orbitolinopsis* sp. — Bestimmung J. Charollais; Kalk des Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-d. Dünnschl. Nr. 1217. Vergr. 26x.

Fig. 2 *Orbitolinopsis* (?). Wie Fig. 1. Dünnschl. Nr. 1345. Vergr. 43x.

Fig. 3 *Urgonina* oder *Orbitolinopsis*. Wie Fig. 2.

Fig. 4 Korallen-Orbitolinen-Kalk der Urgon-Fazies; Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-h. Dünnschl. Nr. 1222. Vergr. 11x.

Fig. 5 *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) — Bestimmung J. Charollais. Urgon-Kalk; Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-k. Dünnschl. Nr. 1455. Vergr. 11x.

Taf. XXXI

Fig. 1 *Trocholina* sp. Kalk der Urgon-Fazies, Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-g. Dünnschl. Nr. 1535. Vergr. 19x.

Fig. 2 *Trocholina* sp. Wie Fig. 1. Dünnschl. Nr. 1354.

Fig. 3 *Aulotortus* sp. = *Involutina* sp. Wie Fig. 2. Dünnschl. Nr. 1221. Vergr. 43x.

Fig. 4 Lituolide Foraminifere. Wie Fig. 3. Dünnschl. Nr. 1354. Vergr. 26x.

Fig. 5 Lituolide Foraminifere mit Gehäuse aus Milioliden geklebt. Kalk der Urgon-Fazies, Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten des Paläogens der Klippenzone. Lok. Mošurov-b. Dünnschl. Nr. 1215. Vergr. 43x.

Fig. 6 Lituolide Foraminifere aus urgonischem Kalk, Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Pavlovce-e. Dünnschl. Nr. 3894. Vergr. 43x.

Taf. XXXII

Fig. 1 *Salpingoporella dinarica* Radoičić oder *S. mühlbergi* (Lorenz) — Bestimmung O. Dragastan. Urgonischer Kalk, Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Pavlovce-e. Dünnschl. Nr. 3894. Vergr. 43x.

Fig. 2 Wie Fig. 1. Dünnschl. Nr. 3897.

Fig. 3 *Pianella genevensis* Conrad in urgonischem Kalk, Barrême — Apt. Wie Fig. 2.

Fig. 4 Wie Fig. 3. Dünnschl. Nr. 4440.

Fig. 5 *Carpathoporella fontis* (Patruius) — Bestimmung O. Dragastan. Urgonischer Kalk, Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-m. Dünnschl. Nr. 1453. Vergr. 43x.

Fig. 6 *Boueina hochstetteri* Toulou — Bestimmung O. Dragastan, urgonischer Kalk, Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Pavlovce-e. Dünnschl. Nr. 4440. Vergr. 43x.

Taf. XXXIII

Fig. 1 *Girvanella minuta* Whetted in urgonischem Kalk, Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-c. Dünnschl. Nr. 1344. Vergr. 136x.

Fig. 2 *Diversocallis undulatus* Dragastan = *Ethelia alba* (Pfeender)? in urgonischem Orbitolinenkalk, Barrême — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč-z. Dünnschl. Nr. 3568. Vergr. 43x.

Fig. 3 *Pseudoactinoporella fragilis* Conrad — Bestimmung O. Dragastan. Tangentialer Schnitt in der Vertizilienzone. Urgonischer Kalk — Apt. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Pavlovce-e. Dünnschl. Nr. 3551. Vergr. 43x.

Fig. 4 *Pseudoactinoporella fragilis* Conrad. Wie Fig. 3. Dünnschl. Nr. 4440. Vergr. 19x.

Fig. 5 *Clypeina* aff. *pejovicæ* Radoičić — Bestimmung O. Dragastan. Wie Fig. 4. Dünnschl. Nr. 3551. Vergr. 14x.

Fig. 6 Aggregate brauner Kolloide mit faserigen Calcit-Säumen. Das Calcit-Aggregat entstand in einem, durch Dehydratation gebildeten Hohlraum, bei der Schrumpfung des kolloidalen Aggregates. Wie Fig. 5. Dünnschl. Nr. 3894. Vergr. 43x.

Taf. XXXIV

Fig. 1 Knäuel von Serpulen- (Wurm-) Röhrchen in stark sandigem Kalk; Cenoman. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč-t. Dünnschl. Nr. 4422. Vergr. 14x.

Fig. 2 *Orbitolina* sp. Wie Fig. 1. Dünnschl. Nr. 4609. Vergr. 18x.

Fig. 3 *Orbitolina* cf. *concava* L a m a r c k mit eingesenktem Embryonalapparat. Wie Fig. 2. Dünnschl. Nr. 4609.

Fig. 4 *Orbitolina* cf. *concava* L a m a r c k in sandigem Kalk; Cenoman. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč-t. Nat. Gr., Bruchstück.

Fig. 5 *Orbitolina* sp. und *Patella* (?). Wie Fig. 4. Dünnschl. Nr. 4423. Vergr. 15x.

Taf. XXXV

Fig. 1 Spuren von bohrenden Organismen der Gattung *Dictyoporus* Mägdefrau in einem Gehäusebruchstück. Sandiger Kalk mit Orbitolinen; Cenoman. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Proč-t. Dünnschl. Nr. 4421. Vergr. 43x.

Fig. 2 Wie Fig. 1. Dünnschl. Nr. 3561. Vergr. 55x.

Fig. 3 *Orbitoides media* (d' A r c h.) — Tangentialschnitt (Bestimmung E. Köhler) und *Rotalia* sp. in sandigem Kalk; Senon — Maastricht. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-p. Dünnschl. Nr. 1502. Vergr. 19x.

Fig. 4 Globotruncanen-Mergelstein, zahlreiche doppelkielige Globotruncanen, Globigerinen und Prismen von *Inoceramus*-Gehäusen enthaltend; Senon. Geröll aus paläogenen Konglomeraten des Geb. Levočské pohorie. Lok. Poloma. Dünnschl. Nr. 4664. Vergr. 18x.

Fig. 5 Mikrofazies mit *Siderolites calcitrapoides* L a m a r c k — Bestimmung E. Köhler; senonischer Kalk (Maastricht). Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Mošurov-p. Dünnschl. Nr. 4355. Vergr. 19x.

Taf. XXXVI

Fig. 1 ? *Quinqueloculina* „n. sp.“ — vergl. A. Began — K. Borza — E. Köhler — O. Samuel (1970). Biohermenkalk; Paläozän. Geröll aus paläogenen Konglomeraten wohl der Klippenzone. Lok. Chmeľov-o. Dünnschl. Nr. 3575. Vergr. 43x.

Fig. 2 *Planorbulina cretae* (M a r s s o n) synonyme Bezeichnung *Planorbulina uva* S c h e i b n e r). Wie Fig. 1.

Fig. 3 *Reophax* sp. in paläozänem Biohermenkalk. Geröll aus paläogenen Konglomeraten. Lok. Chmeľov-a. Dünnschl. Nr. 1350. Vergr. 43x.

Fig. 4 *Reophax* cf. *guttifera scalaria* G r z y b o w s k i und *Karrieriella* (*Karrerulina*) *coniformis* G r z y b o w s k i — Bestimmung O. Samuel. Wie Fig. 3.

Taf. XXXVII

Fig. 1 Korallenkalk (Korallenstock teilweise mit Schlamm, teilweise mit Calcit-Zement-Sparit, gefüllt). Riffkalk; Paläozän. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Klippenzone. Lok. Chmefov-III. Dünnschl. Nr. 3892. Vergr. 19x.

Fig. 2 Poikilitischer Zement (Verwachsungszement) in polymiktem Sandstein mit Calcit-Zement; wahrscheinlich basales Paläogen. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Nová Lubovňa-d. Dünnschl. Nr. 1363. Vergr. 11x. Nic. X.

Fig. 3 Dedolomitisierung von Dolomit-Bruchstücken in polymiktem Sandstein mit poikilitischem Calcit-Zement. Der Zement wuchs auch auf Kosten von Bruchstücken triassischer Dolomite, deren letzte Spuren Pigmentflecken, vereinzelt noch mit Resten der ursprünglichen Körnigkeit des in Calcit umgebildeten Dolomit-Aggregates sind (z. B. in der linken unteren Ecke). Wie Fig. 2. Dünnschl. Nr. 4579 (gefärbt mit Alizarin). Vergr. 43x.

Taf. XXXVIII

Fig. 1 *Gypsina linearis* (Hanzawa), Tangentialschnitt. Untereozäner Kalk. Geröll aus paläogenen Konglomeraten der Šambron-Zone. Lok. Jakubany-b. Dünnschl. Nr. 4333. Vergr. 43x.

Fig. 2 *Lithoporella melobesioides* (Foslie) Foslie Bestimmung A. Schaleková. Wie Fig. 1.

Fig. 3 *Nummulites perforatus* (Montfort) — Bestimmung E. Köhler. Kalk aus dem basalen Paläogen (oberen Lutet). Geröll aus paläogenen Konglomeraten. Lok. Lubovnianske kúpele. Dünnschl. Nr. 1089. Vergr. 5x.

Taf. XXXIX

Fig. 1 Authigener, zum Teil idiomorpher Quarz in koralliner Alge. Kalk des unteren Eozäns. Geröll aus paläogenen Konglomeraten. Lok. Jakubany-a. Dünnschl. Nr. 4214. Vergr. 136x.

Fig. 2 Authigener idiomorpher Quarz in Nummulitengehäuse. Mitteleozäner Kalk. Geröll aus paläogenen Konglomeraten. Lok. Lubovnianske kúpele. Dünnschl. Nr. 1089. Vergr. 19x.

Fig. 3 Anwachsen von authigenem Quarz auf ein klastisches Sand-Quarz-Korn. Das Anwachsen findet auf Kosten einer korallinen Alge statt, deren Zellen-Struktur in dem angewachsenen Quarz noch in der Form von Pigment erhalten ist. Kleinkörniges paläogenes Konglomerat. Lok. Hromoš. Dünnschl. Nr. 4343. Vergr. 55x.

Fig. 4 Anwachsen von authigenem idiomorphem Quarz auf ein klastisches Sandkorn auf Kosten einer Calcit-Serpulenhöhle (oben Mitte). Das Serpulen-Röhrchen ist bei der Kompaktion des Sediments beschädigt worden (Kollaps — die Abbildung ist um 90° gedreht). Weiter folgte das Einpressen von Dolomit-Geröllen in die Serpulenröhre, verbunden mit Drucklösung (eines der Dolomit-Gerölle wurde vorher noch am Rand von Bohralgen durchdrungen) (rechts Mitte). Das Einpressen der Quarzkörner war mit der erwähnten teilweisen Silifikation verbunden; authigener Quarz ist auch in der inneren dunklen Wand eines Serpulen-Röhrchens entwickelt. Paläogene Konglomerate der Šambron-Zone. Lok. Hromoš. Dünnschl. Nr. 4575. Vergr. 55x.

Taf. XL

Fig. 1 Initialer Zement (klare Säume um Gerölle mit rhomboedrischen und skalenoedrischen Spitzen). Die Bildung dieses frühen Calcit-Zements ist durch die Anschwämmung von Schlamm in die übriggebliebenen Poren unterbrochen worden, wobei einige Körner aus dem Saum gerissen wurden. Kleinkörniges, polymiktes Konglomerat des Paläogens der Šambron-Zone. Lok. Kozelec-a. Dünnschl. Nr. 4354. Vergr. 14x.

Fig. 2 Initialzement im Saum von Pelletkalk, Schlammkalk und basischem Effusivgestein. Wie Fig. 1.

Taf. XLI

Fig. 1 Der Zement-Saum von Calcit entstand wohl bei der Abscherung eines Gerölls in dem halb-verfestigten Konglomerat. Es ist auch das Zerbersten eines Dolomit-Gerölls mit der Bildung von Calcit- und Granulationsadern zu sehen. Konglomerate des Paläogens der Klippenzone. Lok. Chmeľov. Dünnschl. Nr. 3893. Gefärbt mit Alizarin. Vergr. 19x.

Fig. 2 *Alveolina cf. boscii* d'Orbigny — Bestimmung von E. Köhler. Transgressives Konglomerat des unteren Eozäns. Lok. Jasenov-c. Dünnschl. Nr. 4229. Vergr. 19x.

Fig. 3 Gänge von Bohralgen an dem Umfang eines Gerölls von grobkörnigem Dolomit, imprägniert durch Fe-Hydroxide. In dieses wird ein Geröll von feinkörnigem Dolomit gepresst; unten eine makrosphärische Form von Nummulites sp. Paläogene Konglomerate der Šambron-Zone. Lok. Hromoš. Dünnschl. Nr. 4342. Vergr. 19x.

Fig. 4 Einpressung von Quarz-Körnern und kleinen Dolomitgeröllchen in einen Nummuliten und gegenseitig ineinander, je nach der Löslichkeit („pressure solution“). Wie Fig. 3.

Photo: R. Marschalko Taf. I—VI

L. Kamenický Taf. VII—XIX

L. Oswald Taf. XX—LXI (aus Material von M. Mišík)

Petrografia flyšových zlepcov a rekonštrukcia ich zdrojových zón (paleogén bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek Východného Slovenska)

Resumé nemeckého textu

Marginálne zlepcové fácie paleogénneho flyšu bradlového pásma, strihovských vrstiev magurskej tektonickej jednotky a štruktúrnej zóny šambronsko-kamenickej v centrálno-karpatskom flyši predstavujú uloženiny, ktorých genéza je úzko spätá s rozrušovaním vnútrogeosynklinálnych zdrojov. Ide prevažne o resedimentované suty, štrky a piesky s blokmi a balvanmi exotík, deponované na podmorské náplavové kužele, ktoré neboli zasahované morským príbojom alebo vlnením. Nepredstavujú teda zlepenec transgresívneho typu a nikde nie sú spojené s bázou formácie. Nemožno očakávať pod nimi stratigrafický hiát a prerušenie sedimentácie, viazané na orogén.

Ich pôvodné zdroje s úzkym neritickým pásmom rozbrázdzeným podmorskými kaňonmi, ako aj časti náplavových kuželov blízke k zdrojom, boli pohltené. Proces vytvárania marginálnych facií flyšu úzko súvisel so zdvihom vnútrogeosynklinálnych zdrojov — kordilier. Zánik týchto zdrojov bol podmienený tektonickým pohltením ostrovných pásem, čiže zúžením geosynklinály. Zánik kordilier mal za následok vymiznutie zlepcov z vrstevného sledu.

Z rozloženia zachovaných facií z paleoprúdových systémov (obr. 3—8) a zo štúdia látkového zloženia zlepcov (obr. 9—11) boli vyčlenené tieto pásma flyšových žlabov pooddelované lineárnymi zdrojovými zónami (viď obr. 4, 13):

Najsevernejšie bol flyšový žlab magurský, do ktorého dodávala juhomagurská kordiliera hruboklastický materiál strihovských vrstiev, (spodný — stredný eocén). Táto kordiliera bola samostatná a nezávislá od priebehu pieninskej geosynklinály. V pieninskej geosynklinále boli dva žlaby vysoko aktívne počas paleocénu a spodného eocénu. Medzi nimi sa nachádzala neopieninská kordiliera (názov, „neopieninská“ používame na odlíšenie od pieninskej kordiliery, ktorá vyčnievala v bradlovom pásme počas kriedy). Pročsko-mošurovský (resp. kyjovsko-inovský) žlab lemoval neopieninskú kordilieru zo severu. Bol zaplňovaný zo spomenutej neopieninskej kordiliery, ktorá sa vyznačovala prítomnosťou granitov kriedového veku. Z juhu ju lemoval chmeľovsko-radvanovský žlab, ktorý sa utváral v čele západokarpatského bloku od paleocénu do stredného eocénu. Bol zasypávaný prevažne dolomitovým detritom, pochádzajúcim z čiel vnútrokarpatských príkrovov (zo šambronského priestoru) a krátku dobu aj z ostrovej reťaze neopieninskej kordiliery, na južnom svahu ktorej sa odohrávala rífová sedimentácia. Južne od priestoru bradlového pásma sa nachádzala šambronská kordiliera, tvorená centrálno-karpatským

kryštalínikom a mezozoikom. Juhozápadne od nej subsidovala centrálnokarpatská flyšová panva (vrchný eocén - oligocén). Bezprostredne pri južnom okraji šambronskej kordiliery sa z nej počas vyššieho eocénu vyčlenil šambronsko-kamenický žľab.

Zo sedimentologického hľadiska boli rozlíšené tieto základné typy zlepcov. 1. Balvanovité, negradačné vrstvy veľkých mocností (megarytmy asi 60 m) so stopami vlečenia a úderu valúnov — predstavujú jadrá rozsiahlych turbiditných prúdov. 2. Gradačne zvrstvené zlepence menších mocností (do 2,5 m) s postupnou zámenou Boumových intervalov. 3. Synmiktity (pebble-mudstones) s prevahou piesčito-ílovitej matrix, s útržkami flyšových sedimentov, s karbonatickými valúnmi vysokej sféricity — vznikli z rozsiahlych podmorských sklzov. V zlepencoch sa ojedinele našli stopy *Paleodictyon* a *Zoophycus* svedčiace tiež o prostredí hlbšieho mora. Štúdium zaoblenia a plochosti svedčí pre opracovanie v riečnom prostredí. Horské rieky dopravnali hrubé klastiká cez podmorské kaňony do hlbokých žľabov bez toho, že by tieto prešli cez dlhšie plážové štádium.

Petrografický rozbor valúnov umožnil charakterizovať zloženie kordilier. Juhomagurská kordiliera bola rekonštruovaná zo zlepcov strihovských vrstiev. Charakteristické pre ňu sú červenkasté ortoruly z kryštalínického podkladu severoeurópskej platformy, ďalej žilný kremeň a epikvarcity. Málo je bázických vulkanitov a karbonatických hornín (tieto neboli študované vo výbrusoch pre malú veľkosť). Neopieninská kordiliera bola rekonštruovaná hlavne zo zlepcov severnej časti bradlového pásma (Proč-Mošurov-Kyjov-Inovce). Vyznačuje sa silným zastúpením karbonatických hornín mezozoika, kremennými porfýrmi, melafýrmi a granitoidmi, z ktorých aspoň časť je kriedového veku (98—140 miliónov rokov), tieto zrejme pochádzajú z „exotickej reťaze“ karpatského kryštalínika. Pri južnom okraji kordiliery prebiehal rífový vývoj, čo dokazujú bloky koralovoriasových vápencov paleocénu v zlepencoch južnej časti bradlového pásma (Chmeľov-Radvaňovce-Bystré). Šambrónska kordiliera bola rekonštruovaná zo zlepcov šambronsko-kamenického pásma centrálnokarpatského paleogénu. Vyznačuje sa kryštalínikom výlučne tatridného typu (vysoko a nízkoorogénne migmatity, amfibolity) a typickým mezozoikom viacerých sérií centrálnych Západných Karpát, pričom je zastúpené aj metamorfované mezozoikum.

Celkove bola zistená široká paleta magmatických a metamorfovaných hornín (tab. I—IV): augitofýry, augitivity, limburgity, melafýry, diabázporfyrity, ojedinele gabrodiorit-diabáz-porfýrit, ignimbritické dacity, ojedinele kersantit, kremené porfýry a keratofýry, granitporfýry, granity, diafority, amfibolity, pararuly, ortoruly, synkinematické migmatity, epikvarcity, fylity, lydity, ojedinele kryštalické vápence. Zastúpenie podľa počtu, ako i v skupinách je premenlivé a typické pre jednotlivé pásma resp. segmenty. Vysokoorogénne a neskoroorogénne migmatity sú typické len pre šambronsko-kamenické pásmo, kde ich podiely sú enormne vysoké oproti bradlovému paleogénu a magurskému flyšu. Nachádzame v ňom tiež fylity, lydity a bridlice

karbónu. Najtypickejšie pre toto pásmo sú variské granity (tatridného typu), amfibolity, diabázy, menej melafýry a javí sa nedostatok permských kremitých porfýrov (nemetamorfovaných). Zvýšený je podiel hrubozrnných drob, zlepcov a arkóz, poukazujúcich na komplikovaný vývoj zdrojovej oblasti v paleozoiku.

Paleogénne zlepenca bradlového pásma možno charakterizovať najmä kyslými a bázickými vulkanitmi, ako aj prítomnosťou porfyrických hrubozrnných granitoidov, z ktorých dve vzorky analyzované K/Ar metódou na absolútny vek v Institute Geochimii Sibirskovo otd. ANZSSR (Irkutsk) preukázali prekvapujúco mladý vek 98,3—140 mil. rokov, čo zodpovedá vrchnej jure a spodnej kriede. Treba zdôrazniť, že pre paleogénne zlepenca bradlového pásma je veľmi charakteristický nedostatok paleozoických fylitov, diabázov, metamorfovaných bridlíc, variských granitov. Bradlové zlepenca vcelku obsahujú rádovo nižšie podiely kremeňa, kryštalinika, svorov. Ojedinelé nálezy porfyrítov naznačujú existenciu mladšieho, pravdepodobne jurského resp. spodnokriedového vulkanizmu bázického charakteru. Zlepenca spolu s exotickými granitmi obsahujú prvky iného zdroja, ako má zakarpatský blok.

Pre magurské pásmo sú typické hrubozrnné granity červenej a ružovej farby, červené ortoruly, variské granitoidy, a najmä prevaha kremeňa a kremencov. Ojedinelé nálezy melafýrov, výskyty limburgitov (porfyrických augitov s olivínom), nedostatok bridlíc lyditov, kremitých porfýrov a fylitov sú osobitným znakom pásma. Ruly sú prítomné v strednej časti pásma, svory vo východnej časti. Neskoroorogénne migmatity a granitoidy tatridného typu nie sú známe. Vcelku sa pásmo líši od predošlých pásem nízkym podielom karbonátového materiálu a veľmi vysokým percentom kryštalinika exotického typu.

Početné údaje prinieslo mikroskopické štúdium valúnov karbonatických hornín. V šambronských zlepencoch vyskytli sa valuny metamorfovaného mezozoika analogické výskytom v Čiernej hore a Branisku. Vek alpínskej metamorfózy v Západných Karpatoch je bezpečne predstrednoeocénny) (v Alpách býva niekedy až neogénny).

Z triasu pochádzajú rôzne typy dolomitov (s *Meandrospira dinarica* — anis, s *Diplopora annulata* — ladin, loferity). Gutensteinské vápence sú takisto ako dolomity prítomné vo všetkých pásmach (magurské pásmo nebolo študované). Prekvapuje zistenie reiflinskej fácie (ladin, preverené extrakciou konodontov) a wettersteinskej fácie (*Tubiphytes*, *Aeolisaccus*) v šambronskom pásme a v Chmeľove. Obe sa našli aj v Humenskom pohorí, kde sú už prítomné vo valúnoch „vysokotatranského“ albu pri Jasenovom, teda z obdobia pred presunom príkrovov. Dokazujú, že pre Východné Slovensko neplatí model rozmiestnenia strednotriasových facií, odvodený z ostatnej časti Slovenska. Vo valúnoch paleogénu bradlového pásma bol nájdený rét s *Triasina hantkeni*. V šambronských a pročských zlepencoch boli zistené aj plytkovodný lias — dogger (krinoidové vápence), aj hlbokovodný (fleckenmergel, čierne bridlice s ojedinelými fosfátmi — hlavne v západnej časti šambronského pásma). Dogger — malm sú zastúpené kremitými radioláriovými vápencami a sakkokomovými vápencami. Onkolitová mikrofácia so *Saccocoma*

a *Globochaete*, doteraz známa iba z vysokotatranského vývoja, vyskytuje sa aj v bradlovom pásme.

Vo vrchnoeocénnych zlepenkoch centrálneokarpatského paleogénu od Polomy sú valúny kalpionelových výpencov s pyroklastickou prímiesou limburgitov, dokazujúce východné pokračovanie titónskeho limburgitového vulkanizmu Západných Tatier.

Veľkou pestrosťou sa vyznačujú vápence urgónskej fácie (vrchný barém — spodný apt: priútesové orbitolínovo-korálové, resp. trocholínovo-korálové vápence s dasykladáciami a veľkými lituolidmi, zariťová fácia s miliolidmi. Valúny albu s *Pithonella ovalis* a cenomanu (orbitolínový pieskovec) ako aj senónu (*Siderolites calcitrapoides*, *Orbitoides media*) sa vyskytli len vnútri bradlového pásma, v šambronských zlepenkoch chýbajú. Až vo vyššom eocéne (Poloma) došlo k prínosu vrchnokriedových klastík aj od bradlového pásma smerom k juhu. Bloky koralovo-riasových bioheriem paleocénu pri Chmelove a Radvanovciach tvoria posledný výskyt štyristokilometrového popretrhávaného pásu, ktorý začína pri Priglitz v Rakúsku. V šambronských zlepenkoch sa ojedinele vyskytli retransportované diskocyklínové a numulitové vápence eocénu; tento vek má asi aj valún drobnozrnitého zlepenca postihnutého dedolomitizáciou.

V paleogénnych zlepenkoch boli zaregistrované tieto javy: vtláčanie valúnov, odlupovanie valúnov spojené s tvorbou obrúb, vplavovanie kalu do pórov lemovaných iniciálnym tmelom, stopy vrtavých lastúrníkov a rias na obvode valúnov, silicifikácia — tvorba autigénneho kremeňa na úkor numulitov, koralinných rias a kalcitového tmelu.

Zo sedimentologických analýz vyplýva, že v bradlovom pásme a jeho susedstve došlo k veľkej redukcii priestoru. Pohltené boli nielen kordiliery, ktorých šírky museli byť značné vzhľadom na zreteľný riečny transport, ale aj priľahlé neritické pásma (podľa povahy facií je možné odhadnúť šírku pohlteneho neritického pásma pri šambronských zlepenkoch na 15 km, pri zlepenkoch strihovských vrstiev na 20—25 km).

Subsidencia žlabov a lámanie kôry, spojené s výzdvihom a pohlcovaním kordilier postupovali počas paleogénu od vonkajška smerom do vnútra Karpát, z magurského do pieninského a do šambronského priestoru.

Aplikovanie globálnej tektoniky na dané územie (obdobie mezozoika a paleogénu) naráža na značné ťažkosti. Nemožno preukázať ostrovné oblúky (odlišné typy vulkanitov, malý rozsah vulkanickej činnosti, prípadne jej úplné chýbanie, keďže v okolných sedimentoch nie sú známe ani vložky tufitov). Z rozborov vyplýva, že materiál flyšu má výhradne sialický pôvod. Niet náznakov prešmykovania oceanického dna cez okraj kontinentu, keďže valúny bázických intruzív úplne chýbajú a ultrabázika boli zistené celkom ojedinele v dvoch prípadoch. Šošovkovitú stavbu bradlového pásma nemôžeme považovať za mélanž v subdukčnej zóne, keďže útržky tvoria len horniny jury a kriedy. Podložné súbory, ktoré inak dobre poznáme z exotických valúnov a zlepenkoch, sa na vytváraní mélanže nezúčastnili. Na rozdiel od klasických subdukčných zón úplne chýbajú bloky eruptív, menovite ultrabázik.

557. 261 (437 64)

Jozef Hanáček

Nové poznatky o triase strážovského a chočského príkrovu v Strážovskej hornatine

9 tabuliek na kriede (I—IX). 1 príloha v texte. anglické resumé

Abstract. On the grounds of the results of field investigations, of the first finds of stratigraphically important foraminifers, sphinctozoans and new dasycladaceans in Triassic carbonate rocks, particularly in the northeastern part of the Strážovská hornatina mountains, the author — in contrast to former opinions — points out to more frequent and analogous lithologic and stratigraphic components of the Strážov and Choč nappes, and to the new tectonic interpretation of these Triassic complexes.

Ú v o d

Hoci otázky stratigrafickej náplne, litológie, ako aj kritériá pre odlišovanie jednotlivých sérií a tektonických jednotiek v centrálnych Západných Karpatoch sú predmetom záujmu a intenzívneho štúdia niekoľkých generácií geológov už od minulého storočia a v niektorých obdobiach sa zdali byť v podstate vyriešené, uvedená problematika niektorých území zostáva i dodnes nejasná a nedoriešená.

Chceli by sme sa k nej vrátiť na základe nových poznatkov, ktoré sme získali pri štúdiu triasových karbonátových, najmä však vápencových komplexov v Strážovskej hornatine začleňovaných k strážovskému i k chočskému príkrovu, predovšetkým v sv. časti pohoria medzi osadou Pod Malenicou a Fačkovom, čiastočne aj v jeho jz. časti medzi Trenčianskymi Miticami a k. Baske.

Strážovský príkrov ako najvyššiu tektonickú jednotku vymedzil v Strážovskej hornatine D. A n d r u s o v (1936). Za hlavný člen tejto jednotky považuje svetlošedé až biele vápence a porovnáva ich s veternickými vápencami Bieleho pohoria Malých Karpát, ktoré sa na základe Dasycladaceí (H. Beck — H. Wetters (1904), J. v. Pia (1912, 1917, 1920) zaraďujú do ladinu a porovnávajú s wettersteinskými vápencami Álp. Takto označuje a vekovo zaraďuje D. A n d r u s o v vápence Strážovskej hornatiny na k. Strážov, na Sádeckom vrchu, Hrubej a Ostrej Kačke, na k. Mažiar a Sokolie, Vápči, na k. Baske a inde, zdôrazňujúc, že všade spočívajú na prevažne mladších členoch chočského (= poludnickeho) príkrovu ako samostatná jednotka s inou stratigrafiou ako chočský príkrov.

Názory D. Andrusova (1936) prijíma aj M. Mahel (1946, 1948). Neskôr však vo viacerých prácach (1959) zdôrazňuje, že strážovský príkrov je len jednou zo sérií chočského príkrovu s menšími faciálnymi odchýlkami od jej typického vývinu. D. Andrusov (1959, str. 45) na základe konštatovania, že svetlý vápenec je jediný útvar, ktorý vytvára kryhy samostatného strážovského príkrovu, pripúšťa, že jeho stratigrafické rozpätie siaha od vrchného anisu až do vrchného triasu. M. Mahel (1961, 1962, 1967) poukazuje na pestrejšiu litológiu týchto súvrství a na základe nálezu aniských brachiopódov v oblasti Bieleho potoka pri Priedhorí upozorňuje na ich väčšie stratigrafické rozpätie ako ladin, no bližšie ich nevymedzuje.

Karbonátové komplexy chočskej jednotky študovaného územia M. Mahel (1962) na základe vývinu stredného triasu začleňoval k čiernovážskej a bielovážskej sérii, ku ktorej, ako sme už spomenuli, pričleňuje v niektorých obdobiach i strážovskú sériu. V neskorších rokoch uvedený autor označuje tieto série ako čiastkové jednotky chočskej jednotky a v r. 1973 vyčleňuje tu ešte novú prechodnú čiastkovú jednotku — bebravskú.

No viaceré kritériá, na základe ktorých bolo urobené uvedené členenie, vždy nezodpovedajú nami zisteným skutočnostiam, či už pokiaľ ide o vzťah bielovážskej a strážovskej jednotky (na čo už upozornil M. Mahel 1971), alebo o vzťah čiernovážskej jednotky k jednotke bielovážskej a strážovskej.

Uvedená problematika je však veľmi zložitá a nerieši ju jednoznačne ani tento príspevok, pretože sa zaoberá pomerne malou časťou územia. Podávame preto opis študovaných karbonátových súvrství podľa ich stratigrafickej príslušnosti, pridriavajúc sa ich doterajšieho začleňovania k tektonickým jednotkám a sériám, no poukážeme i na inú tektonickú interpretáciu, ktorá vyplýva z nových stratigrafických poznatkov týchto komplexov.

Na tomto mieste srdečne ďakujem dr. J. Bystrickému DrSc. za určenie dasycladaceí, dr. J. Salajovi CSc. za určenie foraminifér a dr. E. Jablonskému za určenie sfinktozoí.

Stratigrafia

V rozsiahlych masách karbonátových hornín v sv. časti Strážovskej hornatiny medzi Mojtínom a Fačkovom, ktoré patria do strážovského príkrovu, bolo možné konštatovať, že škála hlavných litologických typov karbonátových hornín tejto jednotky je pestrejšia a ich stratigrafické rozpätie (ktoré siaha od vrchného anisu až do spodnej časti karnu) väčšie, ako sa to doteraz predpokladalo.

Vrchný anis (pelsón — ilýr)

Za najspodnejší člen strážovského príkrovu v sv. časti Strážovskej hornatiny považujeme komplex litologicky dosť pestrých vápencov, obsahujúci často polohy šedých dolomitov, ktoré miestami vystupujú i na jeho báze. Treba zdôrazniť, že tieto vápence v študovanom území vystupujú vo veľkom rozsahu a tvoria podstatnú časť vápencového komplexu strážovského príkrovu.

Vápence vrchného anisu medzi Mojtínom a Bielym potokom pri Priedhorí sú rozdelené pruhom svetlých wettersteinských vápencov na dva samostatné komplexy, ktoré sa východne od Čierneho vrchu a k. Sekaná smerom k obci Trstená spájajú do jedného úzkeho pruhu, ktorý buduje najvyššiu časť hlavného hrebeňa tohto pohoria.

Južný pruh medzi Mojtínom a Fačkovom je zložený predovšetkým zo šedých, tmavošedých, hnedošedých, niekedy hľuznatých vápencov preniknutých obyčajne nepravidelnou sieťou bielych alebo ružovkastých kalcitových žiliek, ktoré miestami vertikálne alebo laterálne prechádzajú do svetlošedých, prípadne ružových, miestami i hľuznatých vápencov schreyeralmského typu. Sú obyčajne masívne, no často aj náznakovo, prípadne zreteľne vrstevnaté. Mocnosť vrstiev je rozdielna, pohybuje sa v rozmedzí od 5—10 cm, niekedy i viac. Z týchto vápencov sú vybudované na tomto území všetky významné hrebene a kóty, ako je napr. k. Sokolie, Hrubá a Ostrá Kačka, Sadecký vrch, ba i k. Strážov.

Pre tieto vápence je charakteristická prítomnosť rohovcov, ktoré sa vyskytujú v podobe väčších alebo menších hľúz, výnimočne i ako tenké polohy vo vrstvách alebo medzi jednotlivými vrstvami a vápence nadobúdajú charakter reiflinských vápencov. Vyvinuté sú napr. sz. od Hrubej Kačky a na hlavnom hrebene medzi Sadeckým vrchom a k. Jazovčie, i vo vrchnejších častiach, napr. na severných svahoch Hrubej a Ostrej Kačky, na svahoch Čierneho vrchu, na kóte Kruh a na mnohých ďalších miestach. Kartograficky však rohovcové vápence nebolo možné vymedziť, pretože ich výskyt je veľmi nepravidelný.

Mikroskopicky sú to hlavne mikritické, dismikritické, prípadne i mikrosparitické vápence s ojedinelými, zväčša zle, no miestami i dobre zachovanými foraminiferami.

Dost často sa v týchto vápencoch vyskytujú nepravidelné vložky a polohy šedých dolomitov s ostrohranným lomom, ktoré miestami nadobúdajú značný rozsah a vápence tvoria len menšie kryhy, morfológicky vyčnievajúce nad dolomitmi. Hranica medzi vápencami a dolomitmi je obyčajne výrazná, no miestami sú viditeľné (najmä v zárezoch nových lesných ciest) i pozvoľné prechody vápencov do dolomitických vápencov až dolomitov.

V týchto vápencoch sme po prvý raz konštatovali prítomnosť polôh šedých slabokrinooidových až krinooidových vápencov (J. H a n á č e k 1969). Nachádzajú sa na viacerých miestach, hlavne v suťovom materiáli na jz. svahoch k. Ostrá Kačka, na severných svahoch Bieleho potoka, na západných svahoch Hrubej Kačky, na Sadeckom vrchu, na severných svahoch Čierneho vrchu, na severných svahoch k. Beziny a na mnohých ďalších miestach.

V mikroskope majú tieto vápence zväčša organodetrítickú štruktúru s dobre zachovanými článkami krinooidov. Často sa vo veľkom množstve vyskytujú foraminifery. Ide o krinooidovo-foraminiferový, slabo premytý biosparit, miestami o biomikrit s článkami krinooidov a prierezmi schránok lamelibranchiátov (tab. I, obr. 1).

Tabuľka výskytu foraminifer v aniských vápencoch strážovského príkrovu
v sv. časti Strážovskej hornatiny

Lokalita	<i>Glomospira densa</i> (Pantić)	<i>Citaella dinarica</i> (Kochan- sky — Devide et Pantić)	tabuľka 1
			<i>Meandrospira pragsoides</i> (Oberhauser)
1	+		
2	+		
3	+		
4	+		
5	+		
6	+		
7	+		
8	+		
9	+		
10	+		
11			+
12	+		
13		+	
14	+		
15	+	+	
16	+		
17	+		
18	+	+	
19	+		
20	+	+	
21	+		
22	+		

Opis lokalít v tabuľke 1:

1. Asi 750 m jz. od k. Ostrá Kačka, v záreze novej lesnej cesty. (Výbr; S-487c; tab. I, obr. 2.)
2. Západný svah k. Hrádok, asi 700 m južne od kóty, J od Priedhoria. (Výbr. S-555.)
3. Severozápadný svah k. Bezina, asi 600 m od hlavného hrebeňa, v záreze novej lesnej cesty Z od Fačkova. (Výbr. S-744, tab. I, obr. 3.)
4. 300 m východne od k. Úboč (821,9), z. od Fačkova. (Výbr. S-1183.)
5. Na v. svahu k. Pod pálenie — asi 1 km s. od okraja obce Fačkov. (Výbr. S-1039.)
6. Asi 700 m od s. okraja obce Fačkov, na pravej strane cesty Fačkov—Rajec. (Výbr. S-1018.)
7. Juhozápadná časť kóty Grúň, z. od Fačkova. (Výbr. S-992.)
8. Pruh šedých vápencov na jv. svahoch k. 608,4 Fačkov—Rybná dolina. (Výbr. S-1014.)
9. Severný svah k. Kozel pri Čičmanoch. (Výbr. S-447.)
10. Severné svahy Čičmarínskej doliny, asi 100 m severne od k. 597,5 pri vyústení doliny Komatná. (Výbr. S-458, tab. I, obr. 3.)
11. Pruh vápencov na južných svahoch Sádeckého vrchu sz. od k. 590,4, pri vyústení Strelcovej doliny. (Výbr. S-460.)
12. Šedé vápence pri k. 1020 — hrebeň medzi k. Strážov a Čierny vrch. (Výbr. S-605b, tab. II, obr. 1.)
13. Západná rászoča k. Strážov, asi 200 m od vrcholu smerom k Zliechovu. (Výbr. S-262, tab. II, obr. 2.)
14. Údolie Radotina, asi 500 m jv. od osady Mlynište pri Pružine, na ľavej strane potoka. (Výbr. S-610, tab. I, obr. 4.)
15. Údolie Radotina, južný svah k. Radová, na pravej strane potoka pri osade Mlynište. (Výbr. S-772; výbr. S-772b, tab. II, obr. 4.)
16. Údolie Radotina, kryha vápencov na ľavej strane dolinky, 900 m južne od k. 367,0. (Výbr. S-171, tab. II, obr. 3.)
17. Južný svah k. 855,0 1 km z. od Mojtína. (Výbr. S-70.)

NY
NY
NY

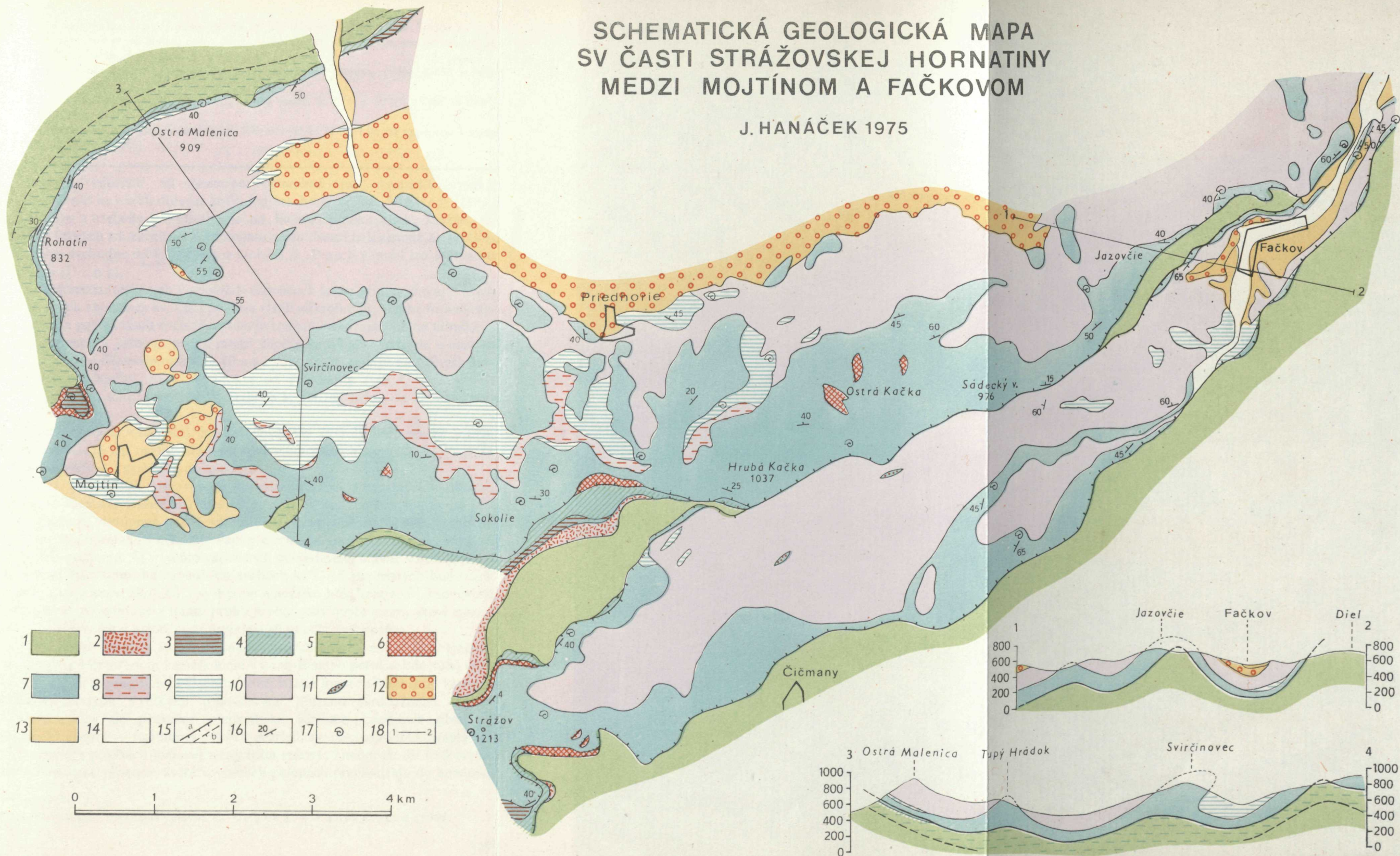
1. The first part of the document
describes the general situation
of the country and the
state of the economy.
It also mentions the
main problems that
the government is facing.
2. The second part of the document
describes the measures
that the government
is taking to solve
these problems.
3. The third part of the document
describes the results
of these measures
and the progress
that has been made.
4. The fourth part of the document
describes the
conclusions that
can be drawn from
the above.
5. The fifth part of the document
describes the
recommendations
that are being
made.

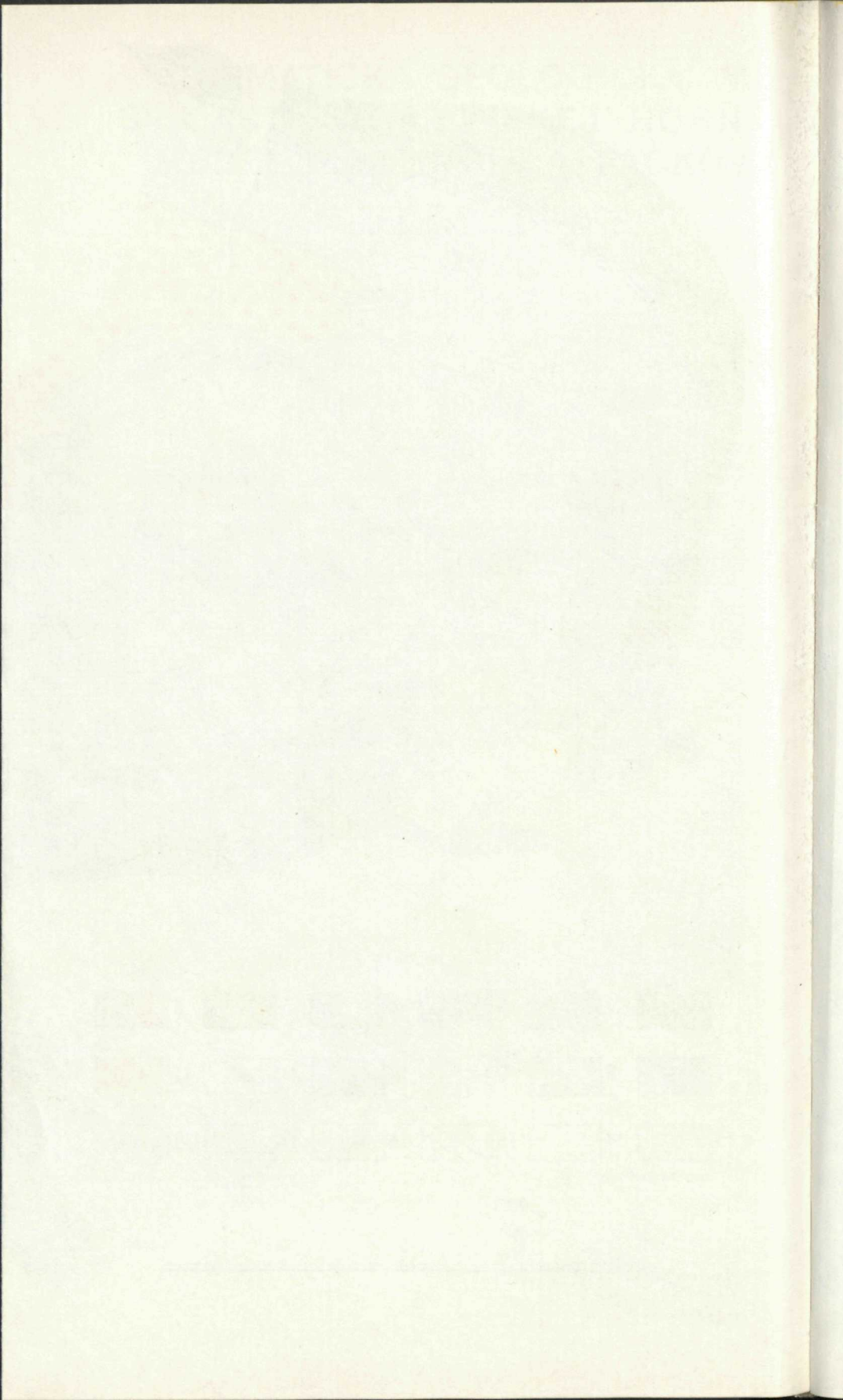
Vysvetlivky:

1. Krížňanský príkrov:
1. slienité vápence, organogénne vápence — neokom — cenoman;
2—5. Chočský príkrov:
2. šedé dolomity — stredný trias;
3. šedé organogénne vápence — rét; 4. ružové krinoidové vápence, červené sliene, ojedinelé tenké polohy slienitých vápencov — stredný lias — spodná krieda; 5. slienité vápence a sliene — neokom;
6—11. Strážovský príkrov: 6. tmavošedé dolomity, obyčajne na báze strážovského príkrovu — pelson — ilýr; 7. tmavošedé, šedé a pestré, často rohovcové vápence (nerozlíšené) pelsón — ilýr; 8. svetlé dolomity na báze alebo uprostred wettersteinských vápencov — ladin — spodný karn; 9. svetlé wettersteinské vápence rífové i lagúnové (nerozlíšené) — ladin — spodný karn; 10. svetlé, svetlošedé dolomity s tenkými polohami wettersteinských vápencov — ? vrchný ladin — karn; 11. polohy lunzských vrstiev v prv uvedených dolomitoch — karn;
12. zlepenca a pieskovce — paleogén; 13. hlina, suť; 14. alúvium; 15. presunové línie a) zistené, b) predpokladané; 16. smer a sklon vrstiev; 17. výskyt fosílií; 18. línie geologických reзов.

SCHEMATICKÁ GEOLOGICKÁ MAPA SV ČASTI STRÁŽOVSKÉJ HORNATINY MEDZI MOJTÍNOM A FAČKOVOM

J. HANÁČEK 1975





18. Zárez novej štátnej cesty Mojtiín—Beluša, asi 200 m z. od Mojtiína. (Výbr. S-950c.)
19. Pruh vápencov sv. od štátnej cest y Mojtiín—Beluša, asi 300 m východne od starých garáží ČSAD. (Výbr. S-663.)
20. Menšia poloha šedých vápencov, asi 1 km severne od Mojtiína. (Výbr. S-653 a výbr. S-652.)
21. Kryha vápencov na k. Tupý hrádok, údolie medzi k. 674 a 577,5. (Výbr. S-759/1 a S-751/1.)
22. Na pravej strane dolinky Jaseňová, asi 500 m v od k. 577,5 v kryhe vápencov Tupého hrádku (Výbr. S-589.)

Uvedené vápence sú pomerne chudobné na organické zvyšky. Z makrofosílií sa v nich doteraz zistili len brachiopódy. M. M a h e l (1962) ich uvádza z hrebeňa tiahnuceho sa od Bieleho potoka ku k. Mažiar, na základe ktorých ich zaraďuje k vrchnému anisu. Nami boli zistené na hrebeni asi 300 m východne od k. Sokolie, z ktorých J. P e v n ý určil len *Mentzelia mentzeli* (D u n k).

Okrem makrofosílií sme v aniských vápencoch tohto pruhu, ako aj v iných študovaných oblastiach sv. časti pohoria zistili mikrofaunu, hlavne foraminifery. Pretože počet lokalít s ich výskytom je značný, uvádzame ich na tabuľke 1.

Vo vápencoch južného pruhu medzi Mojtiínom a Fačkovom ide o masovo sa vyskytujúcu *Glomospira densa* (P a n t i ć).^{*} Zistili sme ju na južných svahoch Hrubej Kačky, na k. Hrádok j. od Priedhoria (tab. I, obr. 2) a vo východnej časti tohto pruhu na s. svahoch k. Beziny južne od Domanízskej Lehoty.

Aniské vápence v severnej časti študovaného územia ležia nielen v súvislom pruhu, ale ich možno sledovať aj v samostatných kryhách v komplexe (?) ladinských — karnských dolomitov.

Ide tu tiež o šedé i tmavošedé vápence, hlavne v bazálnych častiach súvrstvia miestami obsahujú rohovce, no v oveľa väčšom rozsahu ako v južnom pruhu sú zastúpené pestré vápence. Sú to hnedošedé, hnedé, ružovkasté i červené, miestami i hľuznaté vápence schreyeralmského vývinu, ktoré sa navzájom prelínajú. Aj v týchto vápencoch sa ojedinele, hlavne v doline južne od údolia Radotinej, na západných svahoch k. 723,5 pri lesných budovách, označených v mape ako „ch“, vyskytuje množstvo hľúz rohovcov. Všeobecne však možno povedať, že v tomto pruhu je rohovcov oveľa menej ako v spomínaných vápencoch v južnej časti územia a sú tu skôr vzácnosťou.

Tieto pestré vápence sú okrem iných miest dosť rozšírené v údolí Radotinej a najmä v opustenom kameňolome v údolí Bieleho potoka, kde sú aj dobre odkryté. V spodnejších častiach na ľavej strane lomu tu ležia šedé vápence reiflinského typu s veľkými rohovcovými hľuzami (srdcovitého tvaru). Mikroskopicky ide prevažne o mikritické vápence (ojedinele obsahujú organické zvyšky — fosiliferný mikrit), nezriedka o mikrosparitické vápence.

Vo vyšších polohách lomovej steny ležia ružové, hnedoružové, fialkovasté schreyeralmské vápence, ktoré vo vyšších polohách prechádzajú do hnedoš-

^{*} V práci je použitá taxonómia v zmysle L. K o e h n a — Z a n i n e t t i h o (1969).

dých až svetlošedých vápencov. Mikroskopicky ide v týchto vápencoch o mikritické a dismikritické štruktúry.

Miestami sú tieto pestré vápence hľuznaté a vyskytujú sa v nich aj polohy hnedošedých krinoidových vápencov, najmä v údolí Radotinej a na Tupom Hrádku. Podľa mikroskopického pozorovania sú to krinoidovo-foraminiférové biosparity.

Vek šedých a pestrých vápencov tohto pruhu možno určiť predovšetkým na základe mikrofosílií, nakoľko makrofauna sa vyskytuje zriedkavo.

Z makrofosílií sme zistili opäť len brachiopódy, v jednej lokalite v ružovohnedastých hľuznatých vápencoch z. od mlyna Strážov, v údolí Radotiná, ktoré sú však zväčša zle zachované a J. P e v n ý z nich určil len *Coenothyris vulgaris* (S c h l o t h.), ktorá je charakteristická pre anis.

Z mikrofosílií sme našli foraminifery, a to vo výbrusovom materiáli z viacerých lokalít: *Citaella dinarica* (K o c h a ň s k y — D e v i d e e t P a n t i ć)* bola zistená in situ v hnedoružovošedých vápencoch na v. svahoch k. Svirčinovec, (tab. II, obr. 3) a v šedých krinoidových vápencoch (v suti) v údolí Radotiná, na južných svahoch k. Radová.

Glomospira densa (P a n t i ć*) sa masovo vyskytuje (in situ) v hnedých krinoidových vrstevnatých vápencoch nachádzajúcich sa uprostred hnedošedých až ružovohnedých, miestami hľuznatých masívnych alebo vrstevnatých celistvých vápencoch v údolí Radotiná, z. od Priedhoria (tab. I, obr. 4), a v šedých krinoidových vápencoch (v suti) na južných svahoch k. Radová, pri osade Mlynište (tab. II, obr. 4).

Uvedené druhy foraminifer sú v literatúre uvedené či už v Dinaridách, v Alpách alebo i v Západných Karpatoch, vždy ako formy charakteristické pre anis. V posledných rokoch viacerí autori upresňujú ich stratigrafické rozšírenie, no ich závery nie sú vždy rovnaké. Napr. J. S a l a j (1969) považuje formu *Citaella dinarica* zo Západných Karpát za strednoaniskú (pelson), kým formu *Glomospira densa* za vrchnoaniskú (ilýr).

Podobne i A. B a u d, L. Z a n i n e t t i, P. B r ö n i m a n n (1971) uvádzajú uvedené druhy z vyššej časti anisu z rozdielnych horizontov lavicovitých stredotriasových vápencov Západných Álp. Formu *Citaella dinarica* kladú na hranicu medzi stredným a vrchným anis, *Glomospira densa* do vrchného anisu. Autori však poukazujú na skutočnosť, že by bolo odvážne robiť bližšie konkrétne závery, pretože napr. v Dinaridách (S. P a n t i ć 1967, M. D i m i t r i j e v i č — S. P a n t i ć — R. R a d o i č i č — D. S t e f a n s k a 1968, V. K o c h a ň s k y — D e v i d e e t S. P a n t i ć 1966) uvádzajú uvedené druhy v asociácii. Tieto poznatky sa potvrdili aj z nášho územia. K. B o r z a (1970) rozširuje stratigrafický rozsah druhu *Glomospira densa* (P a n t i ć) z gutensteinských vápencov Slovenského krasu, ktoré sa považujú za spodný anis (J. B y s t r i c k ý 1964).

K tomuto konštatovaniu K. B o r z a chceli by sme poznamenať, že je to jediná lokalita známá v geologickej literatúre, z ktorej sa uvádza nález tohto druhu zo spodného anisu. Vynára sa preto otázka, či tu ide skutočne o nález z vápencov spodného anisu alebo z litologicky podobných vápencov pelsonu-ilýru, ktoré v tejto lokalite vystupujú v ich nadloží.

Predpokladáme, že ani v Západných Karpatoch, podobne ako v iných náleziskách v Alpách a Dinaridách stratigrafické rozpätie druhu *Glomospira densa* (P a n t i ć) nesiahá nižšia ako do pelsonu a nami opisované vápence patria k vrchnému anisu.

* V práci je použitá taxonómia podľa práce Premoli Silva I. 1964.

Do vrchného anisu strážovského príkrovu začleňujeme aj podstatnú časť vápencov, ktoré vystupujú v pruhu tiahnucom sa sv. od Mojtiny, od štátnej cesty Mojtiny—Beluša po západných svahoch Rohatina a severných svahoch Ostrej a Tupej Malenice až do údolia Radotina pri obci Trstie, považované doteraz v celom rozsahu za rét a začleňované do chočského príkrovu (M. M a h e l 1946, 1967, 1973; D. A n d r u s o v 1951, 1973).

Sú to šedé, miestami hlavne na báze i hnedasté a ružovkasté, hľuznaté, tu i tam slabo krinoidové, obyčajne rohovcové vápence, prestúpené nepravidelnými bielymi kalcitovými žilkami. Sú zväčša jasne alebo náznakovito vrstevnaté, prípadne i masívne. V mikroskope ide prevažne o mikritické štruktúry, u krinoidových vápencov o foraminiferovo-krinoidové biosparity. Viaceré skutočnosti nasvedčujú, že ide o aniské vápence.

Vápence tohto druhu podľa našich poznatkov neprerušene súvisia s vápencami vystupujúcimi na k. 855,0 jz. od Mojtiny, ktoré boli už v minulosti na základe nálezu brachiopódov (K. K u l c s a r 1915) začlenené do anisu. Okrem týchto už známych fosílií sme v nich zistili jz. od k. 855,0 *Glomospira densa* (P a n t i ć), čo tiež potvrdzuje ich aniský pelsónsko-ilýrsky vek. Aniské foraminifery sa vyskytujú v týchto vápencoch aj na svahoch Rohatina a Malenice vo viacerých lokalitách. Pri západnom okraji obce Mojtiny, pri ceste Mojtiny—Beluša sme v jednom výbruse zistili *Glomospira densa* (P a n t i ć) spolu s *Citaella dinarica* (K o c h a ň s k y — D e v i d e et P a n t i ć). Na svahoch upadajúcich do údolia Podhradie s. od Mojtiny, ako i zo severných svahov Tupej Malenice sme vo viacerých lokalitách zistili *Glomospira densa* (P a n t i ć). Na základe uvedených druhov môžeme tieto vápence zaradiť tiež do pelsónu — ilýru.

K anisu možno zaradiť aj šedé, hnedasté, ružovkasté, miestami krinoidové vápence sz. od Mojtiny, doteraz začleňované do ladinu. Nachádza sa v nich tiež *Glomospira densa* (P a n t i ć) aj *Citaella dinarica* (K o c h a ň s k y — D e v i d e et P a n t i ć).

Glomospira densa (P a n t i ć) sa vyskytuje aj v kryhe svetlošedých, svetlých, ružových a hnedých vápencov na Tupom Hrádku, ktoré tiež patria do vrchnej časti anisu a nie do ladinu, ako sa predpokladalo doteraz.

Do anisu na rozdiel od všetkých doterajších názorov zaraďujeme v sv. časti Strážovskej hornatiny aj triasové vápence na k. Strážov (1213,2), ktoré sú vlastne locus typicus strážovského príkrovu a boli opísané ako svetlé až svetlošedé wettersteinské vápence (D. A n d r u s o v 1936; M. M a h e l 1946), prípadne vápence wettersteinského typu (M. M a h e l 1962, 1967).

Pri našich výskumoch sme však v kryhe Strážova wettersteinské vápence, ktoré mali byť typické pre strážovský príkrov a boli aj na základe svojej pozície vyčlenené ako vyšší príkrov, ako je príkrov chočský, nenašli.

Na k. Strážov sú vyvinuté šedé i tmavošedé, prípadne i svetlošedé, miestami slabo krinoidové vápence prestúpené nepravidelnými bielymi kalcitovými žilkami. Sú to masívne, ale aj vrstevnaté, v severnej časti i doskovité vápence. Miestami sa v nich vyskytujú šedé rohovcové hľuzy. Ani v nich nie sú

zriedkavosťou polohy a nepravidelné vložky šedých až tmavých dolomitov, ktoré vytvárajú až niekoľko desiatok metrov mocné polohy a miestami, hlavne na v. svahoch kóty dolomity prevládajú a vápence tvoria uprostred nich len menšie kryhy, prípadne na báze tohto karbonátového komplexu sú zastúpené v určitých úsekoch len šedé dolomity, kým vápence sú v ich nadloží (napr. na južných svahoch rázsochy v. od k. Strážov).

Mikroskopicky ide u vápencov prevažne o drobnozrnné štruktúry — mikrity. Vápence, ktoré sú slabo krinoidové a obsahujú i foraminifery, majú charakter biosparitov.

Triasové vápence strážovskej kryhy, ktoré sa začleňujú do strážovského príkrovu, sa doteraz zaraďovali bez paleontologických dôkazov (pretože sa vždy označovali ako wettersteinské vápence), do ladinu. Dnes o ich veku usudzujeme podľa mikrofosílií, ktoré sa vyskytli vo výbrusovom materiáli z viacerých miest. Na hrebene v. od k. Strážov smerom ku k. 1020 sme našli *Glomospira densa* (P a n t i ć), (tab. II, obr. 1) a na západnej rázsoche smerom k Zliechovu sa vo viacerých exemplároch vyskytuje *Citaella dinarica* (K o c h a n ť s k y — D e v i d e t P a n t i ć), (tab. II, obr. 2).

Uvedené mikrofosílie, ako sme už prv naznačili, sú charakteristické len pre anis, pre jeho vyššiu časť, pelsón — ilýr.

Na tomto mieste treba spomenúť aj vápence, ktoré sú podľa našich poznatkov priamym a neprerušným pokračovaním už opísaných aniských vápencov. z k. Strážov a možno ich sledovať smerom na východ v pruhu nepravidelnej mocnosti do údolia Rajčianskej až k obci Fačkov. Vápence ležia na kriedových súvrstviach krížňanského príkrovu a zaraďujú sa do chočského príkrovu (D. A n d r u s o v 1936; M. M a h e l 1946, 1962, 1973).

Z litologického hľadiska ide tiež o šedé až tmavošedé, ojedinele ružovkasté, miestami i svetlošedé vápence. Sú zväčša masívne, len miestami sa stretávame s lavicovitými vápencami (povrch niektorých lavíc je nerovný a sú drobnohluznaté), prípadne s doskovitými vápencami. Dosť často sa v nich vyskytujú menšie nepravidelné vložky, prípadne väčšie polohy šedých a tmavošedých dolomitov a dolomitických vápencov, miestami s ružovým tmelom. Zriedkavo, hlavne v šedých doskovitých vápencoch vidíme menšie hluzy, príp. i tenké, niekoľko cm mocné polohy hnedošedých rohovcov. Okrem toho na viacerých miestach sme v nich zistili, najmä vo vrchnejších častiach, niekoľko desiatok metrov mocné polohy šedých, príp. i svetlošedých, zväčša masívnych, ale aj vrstevných krinoidových vápencov nepravidelného priebehu.

Pod mikroskopom majú tmavošedé celistvé vápence v prevažnej miere zrnité (pseudosparity) až kryptokryštalickú štruktúru — mikrosparity, prípadne i štruktúru mikroorganogénno-detritickú (fosiliferný mikrit).

Krinoidové vápence vytvárajúce v uvedených vápencoch nepravidelné polohy, majú organodetritickú štruktúru s dobre zachovanými článkami krinoidov a foraminifer, v zmysle R. L. F o l k a krinoidovo-foraminiferový biosparit.

Vekom týchto vápencov sa zaoberal už D. A n d r u s o v (1936). Upozornil na ich podobnosť s aniskými gutensteinskými vápencami. Aj M. M a h e l

(1946) ich v neskorších prácach zaraďuje do anisu bez paleontologických dôkazov.

Aniský vek týchto vápencov potvrdzujú masovo sa vyskytujúce foraminifery, ktoré sme našli vo výbrusovom materiáli z krinoidových vápencov. Ide znova o druh *Glomospira densa* (P a n t i ć). Vyskytuje sa na viacerých miestach: na severných svahoch k. Kozel, na južných svahoch Sádeckého vrchu (tab. I, obr. 3) a v lokalite Tiesňavy. Na tejto lokalite zistili sme v nich aj *Arenovidalina pragsoides* (O b e r h a u s e r).

Na základe týchto skutočností usudzujeme, že vápence kryhy Strážova začleňované do strážovského príkrovu a ich priame pokračovanie v úzkom pruhu medzi k. Strážov a Fačkovom, ktoré boli pričleňované k čiernovažskej sérii chočského príkrovu, tvoria jeden súvislý a neprerušovaný litologický i stratigrafický jednotný komplex, ktorý aj keď z prevažnej časti leží na križňanského príkrovu a len v západnej časti v oblasti Strážova na šošovkách jury a rétu chočského príkrovu, patrí celý len k jednej tektonickej jednotke — strážovskej.

Do vrchného anisu tejto jednotky zaraďujeme aj šedé, ojedinele ružovkasté, miestami krinoidové a rohovcové vápence začleňované doteraz do čiernovažskej série chočskej jednotky (M. M a h e l 1962, 1973), ktoré vystupujú v oblasti Bieleho potoka južne od Priedhoria v prerušovanom pruhu premenlivej mocnosti na severných svahoch k. Strážova, k. Čierneho vrchu, k. Diamami, ako aj na juhozápadných svahoch k. Hrubej Kačky a potom po niekoľko km prerušení na južných svahoch k. Beziny a Grúň z. a s. od obce Fačkov. Tieto vápence ležia v tektonickom nadloží neokomu križňanského príkrovu, vystupujúceho západne od Fačkova a v „oknách“ v údolí Bieleho potoka, ako aj menšej šošovky jury chočského príkrovu na s. svahoch Strážova. Do anisu začleňujeme tieto vápence na základe *Glomospira densa* (P a n t i ć), ktorú sme zistili na z. svahoch Čierneho vrchu v oblasti Krahulca, na k. Grúň z. od Fačkova a pri ceste Fačkov—Rajec, v. od obce Fačkov.

L a d i n — s p o d n ý k a r n (k o r d e v o l)

Do ladinu až spodnej časti vrchného triasu začleňujeme na študovanom území Strážovskej hornatiny svetlé wettersteinské vápence s nepravidelnými polohami a vložkami svetlých dolomitov. Stretávame sa s nimi nielen v komplexoch, ktoré sa považujú za súčasť strážovského príkrovu, ale vymedzili sme ich (aj keď v malom rozsahu) aj v karbonátových komplexoch, ktoré sa zaraďujú k jednotke chočskej.

V strážovskom príkrove wettersteinské vápence, ako je všeobecne známe, sú značne rozšírené. Medzi vápencami tejto jednotky však prevažujú len v jz. Strážovskej hornatiny v oblasti k. Baske (Žihlavník), kde zaberajú veľkú plochu o značnej mocnosti. Naopak, v s. časti územia medzi Mojtiňom a Fačkovom vo vápencovom komplexe majú prevahu už spomínané šedé a pestré vápence anisu.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
Sfinktozoa																			
<i>Dictyocelia manon</i> (Münst)	+	+		+	+	+	+	+		+			+						
<i>Collosporgia catenulata</i> (Ott)	+				+	+													
<i>Vesicocaulis cf. alpinus</i>			+					+	+										
<i>Follicatena cautica</i> Ott																			
<i>Uvanella irregularis</i> Ott														+					
<i>Vesicocaulis carinthiacus</i> Ott																			
Dasycladaceae																			
<i>Diplopora annulata</i> (Schafh.) Schafh.																+	+		
<i>Teutoporella herculea</i> (Stopp.) Pia												+							
Foraminifera																			
<i>Endothyranella</i> sp.																			
<i>Endothyranella bicamerata</i> Salaj																			+
<i>Arenovidalina</i> sp.																			+
<i>Trochammina</i> sp.																			+
<i>Nodosinella</i> sp.													+						
<i>Variostoma</i> sp.													+						
<i>Duostomina</i> sp.													+						

Opis lokalít k tabuľke 2:

Lokality 1—12 zo sv. časti Strážovskej hornatiny, z oblasti Mojtiňa a Priedhoria

- Pravá strana údolia Bieleho potoka, asi 700 m južne od obce Priedhoria. (Výbr. S-551, S-551c/1.)
- Západný svah k. Hrádok, asi 300 m jz. od k. 788,0, južne od Priedhoria. (Výbr. S-552.)
- Svetlé vápence v suti na pravej strane doliny vyúsťujúcej do údolia Bieleho potoka pri kameňolome. Asi 800 m jz. od k. 474,5. (Výbr. S-564/1, tab. V, obr. 3.)
- Svetlé vápence v suti na ľavej stranej tej istej doliny, asi 800 m jz. od k. 474,5. (Výbr. S-565, tab. IV, obr. 2.)
- Suť z wettersteinských hubových vápencov v malom údolíčku jz. od k. Čierny vrch (937,0), asi 1 km jv. od Priedhoria. (Výbr. S-641/1, tab. IV, obr. 1: výbr. S-641b, výbr. 642b, tab. IV, obr. 2: výbr. S-642: výbr. S-643b.)
- Lesný chodník asi 500 m jz. od k. Čierny vrch (937,0), 1 km jv. od Priedhoria. (Výbr. S-645a, tab. VI, obr. 3 a výbr. S-645b, tab. IV, obr. 4.)
- Ľavá strana údolia jv. od Mojtiňa pri k. 480,5, asi 500 m južne od mlyna Uhliská. (Výbr. S-591.)
- Severný svah k. Sokolie, suť v novej lesnej ceste, asi 500 m sv. od k. 870,3. (Výbr. S-603a/2, tab. V, obr. 1.)

9. Kóta 653,5 asi 250 m z. od Mojtiňa. (Výbr. S-715c, tab. V, 2.)

- Šošovka svetlých vápencov v dolomitoch pri k. 717 nad dolinou Rečica, asi 2,5 km v. od Priedhoria. (S-574c, tab. IV, 3.)
 - Severný svahy k. Čierny vrch (937,0), asi 1,5 km jv. od Priedhoria. (Výbr. S-726/3, tab. IX, obr. 4 a S-341/f, tab. IV, obr. 4.)
 - Juhozápadná rászoča Svirčinovca (800,5) pri k. 480,5, sv. od Mojtiňa. (Výbr. S-80.)
- Lokality 13—19 z jz. časti pohoria medzi Trenč. Miticami a k. Baske
- J. svah k. Baske, asi 750 m od kóty. (S-206, tab. III, 2.)
 - Hlavný hrebeň medzi k. Baske a k. Cesaná, asi 100 m jv. od k. 825,5. (Výbr. S-221a, tab. III, obr. 3.)
 - Lesná cesta na sv. svahoch k. Baske, asi 500 m s. od kóty 855,6. (Výbr. S-226a, tab. III, obr. 4.)
 - Kóta Baske (954,8), asi 50 m na jz. od kóty. (Výbr. S-208.)
 - Báza wettersteinských vápencov na z. rászoche k. Baske, asi 500 m východne od k. 452,2 m. (Výbr. S-303.)
 - Kóta Ostrice (775,9), asi 50 m jz. od kóty. (Výbr. S-293.)
 - S. svah k. Baske, asi 500 m s. od k. 877,8. (Výbr. S-284.)

Dotkneme sa preto v tejto práci wettersteinských vápencov nielen zo sv. časti pohoria, ale aj z jeho jz. časti, ktoré vystupujú medzi Mníchovou Lehoutou a k. Baske.

Wettersteinské vápence strážovského príkrovu sú v študovanom území zastúpené hlavne svetlými a svetlošedými, ojedinele žltkastými a ružovkastými typmi (tmavošedé a tmavé typy wettersteinských vápencov známe zo Slovenského krasu sa tu doteraz nenašli). Sú to zväčša masívne, prípadne hrubolavicovité vápence. Často sú v nich vložky i väčšie nepravidelné polohy dolomitov a vápnitých dolomitov, hlavne na báze komplexu.

Mikroskopicky ide o mikritické a mikrosparitické vápence. Dosť rozšírenou mikrofáciou sú však aj organodetritické vápence (biosparity), preplnené úlomkami organických zvyškov, a organogénne rífové vápence (biolity), preplnené predovšetkým článkovanými vápnitými hubami, koralmi, riasami, lamellibranchiátmi, ojedinele i foraminiferami a aj dosiaľ neurčenými problematickými organickými zvyškami. Pre tieto vápence sú typické početné evinospongiové textúry.

Z biofáciálneho hľadiska môžeme vo wettersteinských vápencoch strážovského príkrovu vyčleniť dva typy:

a) *Koralovo-hubové vápence s problematikami*, ktoré tvoria prevažnú časť územia vybudovaného z wettersteinských vápencov.

b) *Riasové vápence*.

a) *S koralovo-hubovými vápencami s problematikami* v sv. časti Strážovskej hornatiny sa stretávame predovšetkým medzi mlynom Uhliská v. od Mojtiny a Priedhorím, kde vystupujú v súvislom nepravidelne mocnom pruhu na s. svahoch k. Sokolie a potom v oblasti Mojtiny a v údolí Bieleho potoka, kde tvoria telesá rôznej veľkosti a nepravidelného tvaru. V úzkom pretiahnutom pruhu vystupujú aj na jz. svahoch k. Čierny vrch, jv. od Priedhoria, a tiež v tenkých šošovkách vo vrchnej časti vápencového pruhu na svahoch Rohatína a Malenice, ktorý sa doteraz celý považoval za rét chočského príkrovu.

Opisované vápence v týchto územiach nevytvárajú morfológicky výrazné tvary alebo komplexy, ale naopak ide skôr o oblasti morfológicky málo výrazné až mierne depresné. Najvyššie kóty a hlavné hrebene, ako sme už aj spomenuli, sú tu vybudované z aniských vápencov.

Na základe doterajších poznatkov možno konštatovať, že fosílny zvyšky v týchto vápencoch sú dosť hojné. Doteraz boli z nich známe hlavne ladinské lamellibranchiáty, ktoré určila M. K o c h a n o v á (in M. M a h e l 1962) z údolia Bieleho potoka južne od Priedhória.

Nami boli v nich zistené hlavne sfinktozoá a foraminifery vo viacerých lokalitách (uvádzame ich na tab. 2).

Význam majú predovšetkým sfinktozoá, ktoré sme našli v údolí Bieleho potoka, na jz. svahoch Čierneho svahu, z oblasti Mojtiny a zo s. svahov k. Sokolie. Ide o tieto druhy: *Dictyoceelia manon* M ü n s t (tab. IV), *Collospongia catenulata* (O t t) (tab. VI, obr. 2, 3), *Vesicocaulis cf. alpinus* (tab. V, obr. 2, 3), *Follicatena cautica* O t t (tab. VI, obr. 1), *Girtyocoelia oeniponta-*

na Ott (tab. V, obr. 4). Ide o druhy, ktoré sú charakteristické len pre ladin, okrem druhu *Uvanella irregularis* Ott, ktoré zasahuje ladin — karn.

Okrem sfinktozoí sme v týchto vápencoch zistili aj Dasycladaceae. Keďže ide o koralovo-hubovú fáciu, ich zastúpenie je tu nepatrné. Z celej opisovanej oblasti sme ich zistili len na severných svahoch k. Čierneho vrchu. Ide o druh *Teutoporella herculea* (Stopp.) Pia (tab. VI, obr. 4), ktorý sme tu našli v jednom exemplári. Doteraz sa uvádzal jeden exemplár aj z údolia Bieleho potoka (M. Mahel 1962).

V niektorých výbrusoch z južných svahov k. Svirčinovec sme zistili i foraminifery, z ktorých sme určili: *Duostomina* sp., *Meandrospira* sp. a *Variostoma* sp.

Na základe uvedených fosílií usudzujeme, že ide o vápence patriace ladinu, hlavne jeho vrchnej časti.

Okrem uvedených fosílií sú pre tieto vápence charakteristické výskyty koralov hlavne na severných svahoch k. Sokolie a Čierneho vrchu, ako aj v údolí Bieleho potoka, južne od Priedhoria. Bližšie sme ich však neštudovali. Na viacerých lokalitách sme zistili aj organické zvyšky neistej systematickej príslušnosti — problematiká, z ktorých sme doteraz určili *Tubiphytes obscurus* Maslov.

V jz. časti Strážovskej hornatiny koralovo-hubové vápence tvoria rozsiahle vápencové komplexy k. Baske, hlavne tie, ktoré ležia v nadloží šedých aniských vápencov vyvinutých v nižších polohách tejto kóty.

Z organických zvyškov v týchto vápencoch sú už dávnejšie známe predovšetkým koralu opisované G. Klossárym (1958) a brachiopódy, ktoré M. Mahel (1970) uvádza zo severných svahov tejto kóty.

Nami boli v tomto type vápencov zistené viaceré nové lokality fosílií. Ide opäť predovšetkým o sfinktozoá, z ktorých sme určili tieto druhy: *Dictyo-coelia manon* (Münst) (tab. III, obr. 2) z južných svahov k. Baske, *Vesicocaulis carinthiacus* Ott (tab. III, obr. 3) z hrebeňa a *Uvanella irregularis* Ott z východných svahov k. Baske (tab. III, obr. 4).

Podobne ako v sv. časti pohoria aj tu sme v tomto type vápencov zistili Dasycladaceae, ale ich výskyt je tu tiež ojedinelý. Ide o druh *Diplopora annulata* (Schafh.) Schafh., ktorý sme zistili po jednom exemplári na vrchole k. Baske a na jej západnej rássoche.

Z viacerých lokalít sme našli i určili foraminifery, hlavne zo severných a sz. svahov k. Baske: *Endothyranella* sp., *Nodosaria* sp., *Trochammina* sp., *Arenovidalina* sp., *Pilamina* sp., *Endothyranella bicamerata* Salaj.

Koralu, ktoré sme zistili vo viacerých nových lokalitách, sme bližšie neštudovali (tab. III, obr. 1).

Na základe uvedených paleontologických zvyškov možno väčšiu časť tohto vápencového komplexu stratigraficky zaradiť do ladinu, a to pravdepodobne do vrchného ladinu, určité časti na základe brachiopódov pochádzajúcich zo severných svahov k. Baske (M. Mahel 1970) aj do spodného karnu — kordevolu.

b) *Riasové vápence*. Tento typ vápencov v porovnaní s koralovo-hubový-

	lokalita =	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Dasycladaceae													
<i>Diplopora annulatissima</i> P i a									+	+			
<i>Diplopora annulata</i> (S c h a f h.) S c h a f h.		+			+	+							
<i>Diplopora annulata</i> (S c h a f h.) S c h a f h. forma <i>trichofora</i>		+	+						+		+	+	
<i>Diplopora annulata</i> (S c h a f h.) S c h a f h. forma <i>vesiculifera</i>					+	+	+		+				
<i>Teutloporella herculea</i> (S t o p p.) P i a				+								+	+
<i>Poikiloporella duplicata</i> (P i a) P i a				+								+	+
Foraminifera													
<i>Earlandinita Oberhauseri</i> S j.		+					+		+				
<i>Endothyranella</i> sp.		+					+						
<i>Duostomina</i> sp.		+					+		+	+			
<i>Neendothyra</i> aff. <i>kupperi</i> (Oberh.)		+					+						
<i>Valvulina</i> sp.													
<i>Earlandinita</i> sp.			+						+				
<i>Variostoma</i> sp.			+										

Opis lokalít k tabuľke 3:

Jz. časť Strážovskej hornatiny medzi Trenč. Miticami a k. Baske

1. Severne od obce Trenč. Mitice na svahu nad vápenkou, asi 100 m sv. od k. 386,5. (Výbr. S-310.)
2. Lokalita ako predošle. (Výbr. S-308, tab. VIII, obr. 1.)
3. Asi 1 km z. od osady Veľké Lúky na ľavej strane lesnej cesty, 500 m južne od k. 603,9. (Výbr. S-378c, tab. VIII, obr. 4.)
4. Južný cíp svahu pri odbočke z hlavnej cesty Trenč. Teplice-Motešice smerom na Petrovu Lehotu. (Výbr. S-413.)
5. Lokalita o 300 m severnejšie ako predošle. (Výbr. S-414b, tab. VIII, obr. 2.)
6. Dolina medzi Šípkovom a Slatinou n/Bebr., asi 1 km severne od k. 352,5. (Výbr. 214b, tab. VIII, obr. 30.)
7. Lesná cesta severne od obce Slatina n/Bebr., asi 300 m severne od k. 581,0. (Výbr. S-193.)
8. Severovýchodne od Slatiny n/Bebr., asi 250 m sv. od k. 497,1. (Výbr. S-239.)
9. Severovýchodne od Slatiny n/Bebr., asi 500 m sv. od k. 497,1. (Výbr. S-241.)
10. Severovýchodne od obce Šípkov, 300 m záp. od k. 593,3. (Výbr. S-486.)
11. Juhozápadne svah k. Baske asi 300 m sv. od k. Dubinka (762,0). (Výbr. S-400, tab. VII, obr. 1.)
12. Severovýchodne časť Strážovskej hornatiny v. od obce Priedhorie na hrebeni k. Sekaná. (Výbr. S-725/1, tab. IX, obr. 3.)

mi vápencami má v študovanom území pomerne malé zastúpenie. Bohaté sú však na fosílie, najmä riasy a foraminifery, ktoré sme v nich zistili v mnohých lokalitách (uvádzame ich na tab. 3).

V severovýchodnej časti študovaného územia vystupujú tieto vápence len v dvoch malých polohách v. od obce Priedhorie na kóte Sekaná.

Mikroskopicky ide o organodetrické vápence (biosparity) preplnené dasycladaceami. Aj v týchto vápencoch sa vyskytujú dosť bohato idiomorfne vyvinuté dolomitové klenče, ležiace voľne v základnej vápencovej hmote.

Z fosílií sme v nich dosiaľ našli len riasy, ktoré sú bohato rozšírené. Prevláda tu hlavne druh *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia (tab. IX, obr. 2). V jednom výbruse (tab. IX, obr. 3) z najvýchodnejšej časti sme zistili aj druh *Poikiloporella duplicata* (Pia) Pia spolu s úločkami *Teutloporella herculea*. Svedčí to o tom, že opisované vápence patria do spodného karnu (kordevolu).

Pomerne rozšírenejší je tento typ vápencov v jz. časti pohoria, kde vystupujú medzi Rožnovými Miticami a Šípkovom vo väčších-menších telesách uprostred svetlých dolomitov, alebo na styku medzi dolomitmi a šedými aniskými vápencami. Či tieto vápence patria k strážovskému príkrovu nemožno s určitosťou povedať. M. Mahel (1973) začleňuje pri Šípkove tieto vápence k prechodnej — bebravskej jednotke.

Ide tu prevažne o masívne miestami aj vrstevnaté vápence, s vložkami alebo polohami dolomitov. Charakteristické sú pre ne masovo sa vyskytujúce riasy a makroskopicky dobre viditeľné nielen na zvetraných plochách suťového materiálu, ale aj priamo v skalných odkryvoch in situ (k. Úkovec).

Na základe mikroskopického štúdia tu ide o riasovo-organogénne, príp. organodetrické (biosparity), miestami i organogénno-kalové (biomikrity) vápence. U vápencov bez rias ide zväčša o mikritické, príp. mikrosparitické štruktúry. Vo viacerých výbrusoch v nich vidíme idiomorfne vyvinuté klence dolomitov, viazané obyčajne na kalové partie. Z fosílií sme v nich zistili len riasy a foraminifery. Dasycladaceae sme v nich zistili na mnohých lokalitách medzi Trenčianskymi Miticami a Šípkovom.

Ide tu hlavne o rod *Diploporella*, ktorý je zastúpený hlavne nasledovnými druhmi: *Diploporella annulata* (Schafh.) Schafh., *Diploporella annulata* (Schafh.) Schafh. forma *trichofora* (tab. VII, obr. 2; tab. VIII, obr. 1, 2, 3), *Diploporella annulata* (Schafh.) Schafh. forma *visiculifera* (tab. VIII, obr. 2, 3). Zriedkavejšie sa vyskytuje *Diploporella annulatissima* Pia. Zistili sme ju len pri Slatine nad Bebravou (tab. IX, obr. 1). Vo viacerých výbrusoch vystupuje však aj spolu s *Diploporella annulata* (Schafh.) Schafh. (tab. VII, obr. 2).

Okrem druhov rodu *Diploporella* sme v týchto vápencoch zistili aj *Teutloporella herculea* (Stopp.) Pia a *Poikiloporella duplicata* (Pia) Pia v menšej polohe svetlých vápencov z. od osady Veľké Lúky (tab. VIII, obr. 4). Okrem toho oba uvedené druhy sa našli aj na báze mohutného komplexu wettersteinských vápencov na k. Baske. (tab. VII, obr. 1).

K výskytu riasy *Diploporella annulatissima* Pia by sme chceli poznamenať, že ide o druh, ktorý bol pokladaný za fosíliu najvyššieho anisu (J. Pia 1927) — zóna s *D. annulatissima* (= ekvivalent zóny s *Aplococeras avisianus*). V tomto stratigrafickom rozpätí sa uvádza aj z triasu gemerid a krížňanského príkrovu (J. Bystrický 1970). V Dinaridách J. Herak (1965) pokladá tento druh za fosíliu ladinu (kordevol). V našich výbrusoch zo svetlých wettersteinských vápencov sa *Diploporella annulatissima* vyskytuje spolu s *Diploporella annulata*. Ich spoločný výskyt umožňuje interpretovať stratigrafiu buď tak, že *D. annulata* začína už v najvyššom anise (ako to robí E. Ott 1972), alebo že druh *D. annulatissima* siaha do spodnej časti ladinu. O ktorú z týchto alternatív ide, bude možné povedať až po podrobnom výskume tohto profilu.

Okrem rias vo vápencoch medzi Miticami a Šípkovom boli zistené i foraminifery, z ktorých sme určili: *Earlandinita* sp., *Duostomina* sp., *Earlandinita oberhauseri* S a l a j, *Valvulina* sp., *Neoentothyra* aff. *kuepperi* (O b e r h.), *Endothyranella* sp.

Na základe uvedených fosílií usudzujeme, že opisované wettersteinské vápence medzi Miticami a Šípkovom patria prevažne do ladinu, v malej časti v oblasti Veľkých Lúk, ako aj riasové vápence pri k. Dubinka, do karnu (kordevolu).

Okrem strážovského príkrovu vyčleňujeme v sv. časti Strážovskej hornatiny wettersteinské vápence aj v karbonátových komplexoch, ktoré sa podľa prác M. M a h e l a (1962, 1967) začleňujú do čiernovážskej série chočského príkrovu. Ide o menšie kryhy, prípadne pretiahnuté pruhy malej mocnosti, ktoré sa tu dajú i kartograficky vymedziť na viacerých miestach. Z biofaciálneho hľadiska podľa doterajších poznatkov bolo v nich možné vymedziť len riasové vápence. Stretávame sa s nimi v južných aj v severných oblastiach karbonátového pruhu medzi k. Strážov a Fačkovom.

V južnej časti ide prevažne o nezreteľne vrstevnaté, no i masívne svetlé vápence, ktoré vystupujú z. od Fačkova po oboch brechoch Rajčianky v nadloží šedých aniských vápencov a tiež v menších kryhách uprostred svetlých, pravdepodobne ladinsko-karnických dolomitov na oboch stranách Klokočovej doliny a na k. Bartošová, ktoré M. M a h e l (1946, 1962) označuje ako oponické vápence. Z fosílnych zvyškov sa v nich zachovali dasycladaceae a foraminifery. Sú však silne rekryštalizované. Predpokladáme, že u rias ide o druh ? *Poikiloporella duplicata* (P i a) P i a, čo by svedčilo o ich spodnokarnskom (kordevolskom) veku.

V severnej časti spomínanej série sme mohli sledovať wettersteinské vápence na oboch svahoch Bieleho potoka, j. od Priedhoria, kde vystupujú vo viacerých úzkych, morfológicky dosť výrazných telesách na severných svahoch k. Diamami a na juhozápadných svahoch Hrubej Kačky, v okrajovej severnej časti už spomínaného pruhu svetlých dolomitov. Ide tu prevažne o stromatolitové vápence, doteraz však bez určiteľných fosílií. Predpokladáme, že patria do vrchného ladinu, prípadne až spodného karnu.

V r c h n ý l a d i n — k a r n

Okrem opísaných vápencov majú v študovanom území významné zastúpenie i dolomity, ktoré tu vystupujú v širokých pruhoch a majú značnú mocnosť. Tieto horniny sme však doteraz detailnejšie nesledovali, no kvôli kompletnosti opisu litostratigrafických celkov študovaných jednotiek sa o nich stručne zmienime.

Do strážovského príkrovu začleňujeme dolomity, ktoré vystupujú v mohutnom pruhu v nadloží aniských a wettersteinských ladinských vápencov medzi osadou Pod Malenicou na Z, tvoriac významné kóty Ostrej a Tupej Malenice, severné svahy Kačiek a Sádeckého vrchu až po obec Šuja na V.

Sú to svetlé, svetložedé ojedinele i ružovkasté dolomity, prevažne masívne,

miestami vrstevnaté, skalného charakteru, často pórovité. Na viacerých miestach k. Rohatina a Ostrej Malenice sme v nich zistili evinospongie, ktoré podľa niektorých autorov sú charakteristické pre centrálnu časť rífu. Nevylučujeme túto možnosť i pre opisované územie. Nasvedčovala by tomu i výrazná morfológia k. Rohatina a Malenice. Miestami v týchto dolomitoch ležia tenké polohy svetlých organogénnych, zrejme rífových, ale i stromatolitových vápencov wettersteinského typu. Keďže určiteľné fosílie z tohto dolomitového komplexu nie sú známe, ich vek určujeme na základe ich pozície a podľa polôh lunzských vrstiev, ktoré sa v nich zistili v sv. časti pruhu, pri Trstenej. Predpokladáme, že ich stratigrafické rozpätie siaha od vrchného ladinu do karnu.

So svetlými dolomitmi sa stretávame aj vo vápencovo-dolomitovom komplexe medzi k. Strážov a obcou Fačkov. Dolomity tu vystupujú v mocnom pruhu smeru Z—V a ležia v nadloží vápencov vrchného anisu, prípadne ladinských až spodnokarnských wettersteinských vápencov ako najvrchnejší člen tejto jednotky. Aj v týchto dolomitoch sa nachádzajú šošovky lunzských vrstiev, z čoho možno usudzovať, že dolomity patria tiež do vrchnej časti ladinu až karnu.

Tektonika

Aj keď študované karbonátové súvrstvia medzi Mojtiňom a Fačkovom zaberajú len časť z celej rozlohy týchto súvrství v severnej časti Strážovskej hornatiny, predsa sa na základe doteraz známych poznatkov možno zmieniť i o tektonických otázkach súvisiacich s týmto územím. Treba však hneď v úvode povedať, že naše závery nepovažujeme za jednoznačné, ale v prvom rade chceme poukázať na možnosť inej interpretácie tektoniky tohto územia oproti tej, ktorá sa prijímala doteraz, a upozorniť na otázky, ktorým treba v budúcnosti venovať pozornosť.

Ako sme už spomenuli, na stavbe študovaného územia sa zúčastňujú geologické útvary strážovského a chočského príkrovu, v menšej miere krížňanského príkrovu. Podľa našich poznatkov však doterajšie začleňovanie týchto súvrství do jednotlivých jednotiek nezodpovedá vždy nami zisteným skutočnostiam, a preto sa v niekoľkých nasledovných bodoch o nich zmienime.

Do krížňanského príkrovu začleňujeme šošovku neokomských slienitých vápencov na jz. svahoch Hrubej Kačky, zaraďovaných doteraz do chočského príkrovu (M. M a h e l 1961), pretože sú neprerušným pokračovaním neokomu „tektonických okien“ v údolí Bieleho potoka, ktorý sa začleňuje do krížňanského príkrovu a úzkym hrdlom s. od Stražova nadväzuje pri Zliechove na masu krížňanskej spodnej a strednej kriedy (M. M a h e l 1970).

Ku krížňanskému príkrovu patrí aj úzky, pretiahnutý pruh spodnokriedového súvrstvia, vystupujúci v menšej morfologickej depresii medzi triasový-

mi vápencami s. od Fačkova na južných svahoch Bzovíka, začleňovaný už D. A n d r u s o v o m (1946) do krížňanského príkrovu. Predpokladáme, že toto súvrstvie je pokračovaním už opísaného kriedového súvrstvia pod Hrubou Kačkou, ktoré je asi v dĺžke 5 km zakryté karbonátmi vyššej jednotky.

Ide tu o súvrstvie reprezentované hlavne šedými slieňitými vápencami a slieňmi neokomu, ojedinele, ako napr. s. od Fačkova na južnej strane „okna“ aj organogénnymi aptskými vápencami, ktoré tu vystupujú v niekoľkých menších skalných výchozoch.

Začleňovanie triasových karbonátových komplexov študovanej oblasti k chočskému alebo strážovskému príkrovu sa v súčasnosti javí v inom svetle.

Ide predovšetkým o kryhu triasových vápencov k. Strážov (ležia na kriede krížňanského príkrovu, prípadne na šupinách jury, ktoré sa začleňujú do chočského príkrovu) a o pruh vápencov, ktoré sú ich priamym pokračovaním smerom na V k Fačkovu a spočívajú na spodnokriedových členoch krížňanského príkrovu.

Ako sme už uviedli, ide v oboch spomínaných prípadoch o jeden litologický typ, na základe foraminifer vrchnoaniského veku, ktoré spolu tvoria jeden neprerušovaný vápencový pruh s úklonom vrstiev na sever. Doterajšie začlenenie západnej časti pruhu vápencov do strážovského príkrovu a východnej časti do chočského príkrovu je preto problematické. Zastávame stanovisko, že vápence opísaného pruhu Strážov—Fačkov patria len k jednému príkrovu.

Podobný litologický typ vápencov aniského veku vystupuje aj na severných svahoch k. Strážov, Čierneho vrchu, k. Diamami a pod Hrubou Kačkou, kde tiež ležia v nadloží hlavne krížňanského neokomu, v nepatrnom rozsahu i jury chočského príkrovu. Po niekoľko km prerušení vystupujú opäť v úzkom pruhu na svahoch Bzovíka, s. od Fačkova, v nadloží spodnokriedového súvrstvia krížňanského príkrovu.

Ide tiež o šedé vápence s *Glomospira densa* (P a n t i c) — teda vrchnoaniského veku. Sú zvyčajne vrstevnaté, ale na rozdiel od južného pruhu s úklonom na juh.

Uvedené skutočnosti nás nútia predpokladať, že celý triasový karbonátový komplex od k. Strážov až k Fačkovu, začleňovaný doteraz k čiernovážskej sérii, spolu s vápencami k. Strážov predstavuje synklinálu, ktorej južné rameno tvoria šedé aniské vápence pruhu k. Strážov—Čičmany—Fačkov, severné rameno zasa pruh aniských vápencov v úseku Čierny vrch, Diamami, Fačkov. Mladšie členy synklinály tvoria v malom rozsahu vystupujúce wettersteinské vápence vrchného ladinu — prípadne až spodného karnu, ako pri severnom ramene synklinály aniských vápencov v údolí Bieleho potoka, tak aj pri južnom ramene synklinály.

Najmladším členom tejto synklinály sú svetlošedé dolomity ladinského, prípadne vrchnotriasového veku (ojedinele s polohami lunszkých vrstiev), ktoré vystupujú v pruhu od k. Strážov až do oblasti v. od Fačkova.

Triasové karbonátové súvrstvia, ktoré ležia severne od opísaných komplexov a budujú k. Hrubá a Ostrá Kačka, Sádecký vrch a ďalšie význačné kóty,

považoval D. A n d r u s o v a M. M a h e l v prevažnej časti za tektonické nadložie triasového karbonátového pruhu Strážov—Fačkov a zaraďovali ich zväčša do strážovskej jednotky, prípadne (v menšom rozsahu) do chočskej jednotky (digitácia Malenice).

Na základe našich poznatkov, o ktorých sme sa už čiastočne zmienili, zaraďujeme komplex karbonátov, ktorý sa tiahne od k. Malenica cez Mojttín na k. Sokolie, Hrubú a Ostrú Kačku, Sádecký vrch a Jazovčie pri Fačkove len k jednej samostatnej tektonickej jednotke.

Túto interpretáciu potvrdzuje aniský vek spodnej časti vápencového pruhu tiahnuceho sa od Mojttína po z, a s. svahoch Rohatína a Malenice až do údolia Radotinej pri Trstí, ktorý bol doteraz (M. M a h e l 1947, 1961, 1973, D. A n d r u s o v 1952, 1973) považovaný za rét a tektonická stavba oblasti Rohatína a Malenice sa interpretovala ako prevrátené krídlo digitácie Malenice chočského príkrovu, ktorej jadro mali tvoriť dolomity Malenice, považované za hauptdolomit.

Podľa uvedených poznatkov teda nejde v tejto oblasti o prevrátené krídlo digitácie Malenice, ale o normálny vrstevný sled stredotriasových karbonátových súvrství, ktoré tektonicky ležia na kriedových členoch, miestami i na šošovkách jury a rétu chočskej jednotky, vystupujúcich medzi neokomom Rohatej skaly a pruhom aniských vápencov strážovskej jednotky.

Komplex stredotriasových karbonátov medzi osadou Pod Malenicou na JZ a obcami Trstená a Šuja na SV má tiež synklinálnu stavbu. Južné krídlo synklinály po celej dĺžke štruktúry tvoria vrstevnaté aniské vápence, tiahnuce sa v súvislom pruhu od Mojttína cez k. Sokolie, Sádecký vrch až do oblasti obce Trstená. Severné krídlo synklinály, ktoré tiež tvoria aniské vápence, je však v súvislom pruhu vyvinuté len v jz. časti synklinály medzi Mojttinom a Trstím, kde náhle končí.

Je však možné, že menšie šošovky šedých a pestrých vápencov v oblasti Zemianskej Závady, Veľkej Čiernej a Rajca sú pokračovaním tohto krídla. Túto oblasť však nepoznáme natoľko, aby sme tento predpoklad mohli potvrdiť.

V nadloží aniských vápencov, hlavne južného, no v menšom rozsahu i severného pruhu ležia wettersteinské vápence, ktoré sú však vyvinuté len v jz. časti synklinály medzi Priedhorím a Mojttinom.

Najmladším členom v jadre tejto synklinály sú svetlé ? ladinské — karnské dolomity.

V oblasti Svirčinovca, údolia Radotinej pri Priedhorí i v ďalších lokalitách vystupujú v týchto dolomitoch kryhy aniských, obyčajne pestrých vápencov. Nevieme zatiaľ zaujať stanovisko k ich tektonickému postaveniu. Predpokladáme, že u niektorých by mohlo ísť o trosky čiastkového strážovského príkrovu.

Ako vidíme, patria študované triasové komplexy k dvom samostatným, zrejme popaleogénnym synklinálam. Pre obe je charakteristická paleogénna výplň. Kým v južnej sa s paleogénnymi súvrstviami stretávame len pri jej sv. ukončení v okolí Fačkova, na severe je paleogénna výplň značná, najmä

v Pružinsko-domanižskej kotline, ktorá sa pričleňovala k pružinsko-brezanskej synklinále (M. M a h e l 1948). Nakoľko rozsah nami vymedzených štruktúr je odlišný od doterajšieho tektonického členenia (M. M a h e l 1946, 1948, 1967), považujeme za vhodné, aby sa nami vymedzené tektonické celky označovali novými názvami. Južnú synklinálu, rozprestierajúcu sa medzi Strážovom na juhozápade a obcou Fačkov na severovýchode, navrhujeme označiť názvom f a č k o v s k á. Severnú, rozsiahlejšiu synklinálu, ktorá sa rozprestiera na JZ medzi Mojtiňom a na SV pokračuje až k Šuji a Rajcu, kde sa ponára pod paleogén Rajeckej kotliny (= rajecká synklinála D. A n d r u s o v a 1944), ako m o j t í n s k a. Fačkovská a mojtińska synklinála sú od seba oddelené úzkou antiklinálou, ktorú reprezentuje neokom a apt krížňanského príkrovu, tiahnúcu sa v pruhu od Zliechova cez sedlo severne od k. Strážov až do Bieleho potoka a potom po prerušení až do oblasti s. od Fačkova. V stratigrafickej náplni fačkovskej a mojtińskiej synklinály nie sú podľa našich poznatkov podstatné rozdiely. Odlišnosti sú hlavne v rozsahu zastúpenia jednotlivých litologických typov hornín. Ide predovšetkým o mohutnejšie zastúpenie pestrých aniských a svetlých wettersteinských vápencov v mojtińskiej synklinále.

Považujeme ešte za potrebné zmieniť sa o otázke vzájomného vzťahu týchto dvoch synklinál. Podľa doterajších prác bola fačkovská synklinála považovaná za monoklinálu chočského príkrovu uklonenú na sever, nad ktorou ležia súvrstvia strážovského príkrovu iného litostratigrafického vývoja.

Z našich poznatkov však vyplýva, že obe vymedzené synklinály ležia vedľa seba, každá samostatne na kriedových súvrstviach krížňanského príkrovu, v určitých úsekoch i na neokome, prípadne jure chočského príkrovu. Len v priestore medzi Hrubou Kačkou a Fačkovom, kde sa trias oboch synklinál stýka, by sa mohlo uvažovať o superpozícii triasu mojtińskiej nad triasom fačkovskej synklinály. Nie je to celkom evidentné a keby to tak i bolo, mohlo by ísť aj o popaleogénny kontakt.

Na základe uvedeného možno konštatovať, že fačkovská a mojtińska synklinála majú rovnaký litostratigrafický vývoj a rovnakú tektonickú pozíciu. Keď sa pridržiavame doterajšieho začleňovania jurských a kriedových členov ležiacich v ich tektonickom podloží k chočskému príkrovu, patria potom obe synklinály k vyššej tektonickej jednotke, ako je chočská, teda k strážovskému príkrovu, ktorého stratigrafická náplň a rozsah sú však iné, ako tomu bolo doteraz.

Do tlače odporučil A. Biely.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1936: Subtatranské príkrovy Západných Karpát. *Carpatica*, I, Praha, 1—50.
- ANDRUSOV, D. 1959: Geológia československých Karpát, II. zväzok. Vydav. Slov. Akad. Vied. Bratislava.
- ANDRUSOV, D. — FUSÁN, O. 1973: Stratigrafical — Tectonical characteristics of the Geological Structure of the West Carpathians Mts. Guide to excursion P. Geological institut of Dionýz Štúr. Bratislava.
- BAUD, A. — ZANINETTI, L. — BRÖNNIMANN, P. 1971: Les Foraminifères de l'Anisien (Trias moyen) des Préalpes Médiannes Rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais, France), Bulletin des laboratoires de géologie, mineralogie, géophysique et du musée géologique. Bulletin 190. Lausanne. 73—95.
- BORZA, K. 1970: Mikrofazies mit *Glomospira densa* (Pantić) aus der mittleren Trias der Westkarpaten. *Geol. Zborn. Slov. Akad. Vied* 21, 1. Bratislava, 175—182.
- BYSTRICKÝ, J. 1964: Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Ústr. Úst. geol. (Bratislava), Praha, 159.
- FLÜGEL, E. 1962: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriasischen Tiffes der nördlichen Kalkalpen, Graz, Mitteilungen des museums für Bergbau, Geologie und Technik, Mitt. 24. 128.
- HANÁČEK, J. 1969: Litologicko-geochemická a surovinová charakteristika triasových vápencov chočskej jednotky v Strážovskej hornatine. Manuskript-Geofond. Bratislava, 71.
- HANÁČEK, J. 1972: Litologicko-stratigrafická a geochemická charakteristika triasových karbonátových súvrství chočského a strážovského príkrovy v sv. časti Strážovskej hornatiny medzi Mojtínom a Fačkovom. Geofond, Bratislava, 74.
- JABLONSKÝ, E. 1973: Triassische Sphinctozoen aus den Westkarpaten. *Geol. Zborn.* 24, 1. Slov. Akad. Vied. Bratislava. 107—111.
- JENDREJÁKOVÁ, O. 1973: Foraminiferen aus Dasycladaceen — fazies der Trias der Westkarpaten. *Geol. Zborn.* 24, 1. Slov. Akad. Vied. Bratislava, 113—122.
- MAHEL, M. 1946: Geológia strednej časti Strážovskej hornatiny. Práce Štát. geol. Úst. Praha (Bratislava). Zošit 14. 1—116.
- MAHEL, M. 1961: Nové poznatky z niektorých „kľúčových území“ v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce* 21. *Geol. Úst. D. Štúra.* Bratislava, 29—70.
- MAHEL, M. 1962: Niekoľko nových poznatkov z chočskej jednotky v Strážovskej hornatine. *Geol. Práce, Správy* 25—26. *Geol. Úst. D. Štúra.* Bratislava, 137—144.
- MAHEL, M. et al. 1962: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Žilina, Geofond, Bratislava, 1—272.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, Díl II — Západní Karpaty, 1, 1. Edit. Nakl. ČS. Akad. Věd. Praha, 496.
- MAHEL, M. et al. 1973: Tectonical Structures of the West Carpathians, Guide to excursion A, Geological institute of Dionýz Štúr, Bratislava, 80.
- MAHEL, M. et al. 1973: Tectonic map of the Carpathian-Balkan mountain system and adjacent areas. Publ. by D. Štúr's Geol. inst. in Bratislava and UNESCO.
- SALAJ, J. 1969: Essai de zonations dans le Trias des Carpathes Occidentales d'après les Foraminifères. *Geol. Práce, Správy* 48. *Geol. Úst. D. Štúra.* Bratislava, 123—128.
- SALAJ, J. — BIELY, A. — BYSTRICKÝ, J. 1967: Die Trias-Foraminiferen in den Westkarpaten. *Geol. Práce, Správy* 42. *Geol. Úst. D. Štúra.* Bratislava. 119—136.

Tabuľka I

Obr. 1 Krinoidovo-echinidová mikrofácia zo šedých aniských vápencov strážovského príkrovu z južných svahov k. Ostrá Kačka (pelsón — ilýr). Výbr. S-487h. Zväčš. 29x. Foto: L. D e á k

Obr. 2 Krinoidovo-foraminiferová mikrofácia s *Glomospira densa* (P a n t i ć) z bazálnej časti šedých vápencov anisu strážovského príkrovu, z južnej rássochy Ostrej Kačky, asi 750 m sz. od k. 937,8 m (pelsón — ilýr). Výbr. 487c. Zväčš. 29x. Foto: L. D e á k

Obr. 3 Krinoidovo-foraminiferová mikrofácia s *Glomospira densa* (P a n t i c) zč šedých a tmavošedých vápencov chočskej jednotky z južných svahov Sádeckého vrchu, asi 500 m sv. od vyústenia Komatnej doliny (k. 597,5) (pelsón — ilýr). Výbr. S-458. Zväčš. 29x. Foto: L. D e á k

Obr. 4 Krinoidovo-foraminiferová mikrofácia s *Glomospira densa* (P a n t i ć) z hnedošedých, ružových i fialkovastých, miestami hľuznatých vápencov strážovského príkrovu z najsevernejších výbežkov k. Sokolie, asi 500 m jv. od osady Mlynište, na ľavej strane potoka Radotina (pelsón — ilýr). Výbr. S-610. Zväčš. 29x. Foto: L. D e á k

Tabuľka II

Obr. 1 *Glomospira densa* (P a n t i ć) zo šedých krinoidových vápencov zo s. svahu k. Strážov (pelsón — ilýr). Výbr. S-605b. Zväčš. 36x. Foto: L. D e á k

Obr. 2 *Citaella dinarica* (K o c h a ň s k y — D e v i d e e t P a n t i ć), zo šedých vápencov Strážova, z hrebeňa asi 300 m z. od kóty 1213,2 (pelsón — ilýr). Výbr. S-262. Zväčš. 42x. Foto: L. D e á k

Obr. 3 *Citaella dinarica* (K o c h a ň s k y — D e v i d e e t P a n t i ć) z hnedošedoružových vápencov strážovského príkrovu zo sv. svahov Svirčinovca, asi 200 m severne od k. 433,6 (pelsón — ilýr). Výbr. S-171. Zväčš. 86x. Foto: L. D e á k

Obr. 4 *Citaella dinarica* (K o c h a ň s k y — D e v i d e e t P a n t i ć) zo šedých vápencov strážovského príkrovu z južných svahov k. Radová (578,0), jv. od osady Riedka, na pravom brehu potoka Radotina (pelsón — ilýr). Výbr. S-772b. Zväčš. 86x. Foto: L. D e á k

Tabuľka III

Obr. 1 Prierez koralom z wettersteinských vápencov koralovo-hubovej fácie na s. svahoch k. Baske (ladin — spodný karn). Výbr. S-284. Zväčš. 11x. Foto: L. D e á k

Obr. 2 Koralovo-hubové wettersteinské vápence z južných svahov k. Baske s *Dyctyocoelia manon* (M ü n s t.) s úlomkom riasy (ladin). Výbr. S-206. Zväčš. 11x. Foto: L. D e á k

Obr. 3 *Vesicocaulis carinthiacus* O t t zo svetlých wettersteinských vápencov koralovo-hubovej biofácie na Zrazovom vrchu v. od k. Baske (ladin). Výbr. S-221a. Zväčš. 12x. Foto: L. D e á k

Obr. 4 *Uvanella irregularis* O t t z wettersteinských vápencov koralovo-hubovej biofácie zo severných svahov k. Baske (ladin). Výbr. S-226a. Zväčš. 11x. Foto: L. D e á k

Tabuľka IV

Obr. 1 *Dictyocoelia manon* (M ü n s t.) zo svetlých hubových vápencov z jz. svahov k. Čierny vrch (937,0) (ladin). Výbr. S-641/1. Zväčš. 29x. Foto: L. D e á k

Obr. 2 *Dictyocoelia manon* (M ü n s t.) zo svetlých wettersteinských vápencov v. údolí jz. od k. 474,5, v Bielom potoku (ladin). Výbr. S-565. Zväčš. 29x. Foto: L. D e á k

Obr. 3 *Dictyocoelia manon* (M ü n s t.) zo svetlých hubových wettersteinských vápencov malej šošovky uprostred dolomitov pri k. 717,0, v. od Priedhoria (ladin). Výbr. S-574c. Zväčš. 12x. Foto: L. D e á k

Obr. 4 *Dictyocoelia manon* (M ü n s t.) zo svetlých hubových wettersteinských vápencov z jz. svahov k. Čierny vrch (937,0) (ladin). Výbr. S-645b. Zväčš. 29x. Foto: L. D e á k

Tabuľka V

Obr. 1 *Dictyocoelia manon* (M ü n s t.) zo svetlých wettersteinských vápencov na severných svahoch k. Sokolie, 400 m sv. od k. 870,3 (zárez novej lesnej cesty) (ladin). Výbr. S-603a. Zväčš. 12x. Foto: L. D e á k

Obr. 2 *Vesicocaulis* cf. *alpinus* O t t zo svetlých wettersteinských vápencov z. od Mojtína, 100 m východne od k. 653,5 (ladin). Výbr. S-715c. Zväčš. 11x. Foto: L. D e á k

Obr. 3 *Vesicocaulis* cf. *alpinus* O t t zo svetlých wettersteinských vápencov zo sv. rázsochy k. Sokolie, asi 500 m jz. od k. 474,5 (ladin). Výbr. S-564/1. Zväčš. 12x. Foto: L. D e á k

Obr. 4 *Girtyocoelia oenipontana* O t t zo svetlých wettersteinských vápencov z jz. svahov k. Čierny vrch (937,0) (ladin). Výbr. S-341b. Zväčš. 11x. Foto: L. D e á k

Tabuľka VI

Obr. 1 *Follicatena cautica* O t t zo svetlých wettersteinských vápencov zo severných svahov k. Čierny vrch (937,0) (ladin). Výbr. S-341. Zväčš. 11x. Foto: L. D e á k

Obr. 2 *Colospongia catenulata* O t t z wettersteinských vápencov strážovského príkrovu na jz. svahoch k. Čierny vrch (937,0) (ladin). Výbr. S-642b. Zväčš. 11x. Foto: L. D e á k

Obr. 3 *Colospongia catenulata* O t t zo svetlých wettersteinských vápencov strážovského príkrovu z jz. svahov k. Čierny vrch (937,0) (ladin). Výbr. S-645a. Zväčš. 12x. Foto: L. D e á k

Obr. 4 *Teutloporella herculea* (S t o p p.) P i a z wettersteinských vápencov strážovského príkrovu zo severných svahov Čierneho vrchu, jv. od obce Priedhorie (ladin). Výbr. S-341f. Zväčš. 12x. Foto: L. D e á k

Tabuľka VII

Obr. 1 Svetlé wettersteinské vápence zo severných svahov k. Baske preplnené riasami *Poikiloporella duplicata* (Pia) Pia (kordevol). Výbr. S-400. Zväčš. 4x. Foto: M. Švec

Obr. 2 Svetlé wettersteinské vápence (bebravskej?) série s *Diploporella annulata* (Schafh.) Schafh. forma *trichofora* a *Diploporella annulatissima* Pia pri Slatine nad Bebravou (ladin). Výbr. S-241. Zväčš. 4x. Foto: M. Švec

Tabuľka VIII

Obr. 1 Wettersteinské vápence riasovej biofácie s *Diploporella annulata* (Schafh.) Schafh. forma *trichofora* zo s. časti Strážovskej hornatiny, od vápenky pri Rožňovských Mitičiach (ladin). Výbr. S-308a/1. Zväčš. 11x. Foto: Ľ. Deák

Obr. 2 *Diploporella annulata* (Schafh.) Schafh. forma *vesiculifera* i *trichofora* z wettersteinských svetlých vápencov riasovej biofácie zo svahu jz. od Petrovej Lehoty (ladin). Výbr. S-414b. Zväčš. 11x. Foto: Ľ. Deák

Obr. 3 Svetlé wettersteinské vápence riasovej biofácie s *Diploporella annulata* (Schafh.) Schafh. forma *vesiculifera* i *trichofora* bebravskej (?) série, jv. od obce Petovka (ladin). Výbr. S-214b. Zväčš. 12x. Foto: Ľ. Deák

Obr. 4 Svetlé wettersteinské vápence s *Poikiloporella duplicata* (Pia) Pia zo svetlých vápencov bebravskej (?) série, z. od Veľkých Lúk (kordevol). Výbr. S-378c. Zväčš. 12x. Foto: Ľ. Deák

Tabuľka IX

Obr. 1 *Diploporella annulatissima* Pia zo svetlých wettersteinských vápencov od obce Slatina nad Bebravou (ladin). Výbr. S-239c. Zväčš. 4x. Foto: Ľ. Deák

Obr. 2 *Teutloporella herculea* (Stoop) Pia zo šošovky svetlých riasových vápencov, z hrebeňa v. od k. Sekaná pri obci Priedhorie (kordevol). Výbr. S-724/5. Zväčš. 12x. Foto: Ľ. Deák

Obr. 3 *Poikiloporella duplicata* (Pia) Pia spolu s *Teutloporella herculea* (Stoop) Pia (kordevol) v. od k. Sekaná pri obci Priedhorie. Výbr. S-725/1. Zväčš. 12x. Foto: Ľ. Deák

Obr. 4 *Teutloporella herculea* (Stoop) Pia zo svetlých wettersteinských vápencov strážovského príkrovu pri k. Čierny vrch, sv. od obce Priedhorie (ladin). Výbr. S-726/3. Zväčš. 12x. Foto: Ľ. Deák

Information on the Triassic of the Strážov and Choč nappes in the Strážovská hornatina (Mountains)

Summary of the Slovak text

Presented are the latest data on the Middle Triassic carbonate complexes of the Strážov nappe, and partially of the Choč nappe. Concerned are mostly the northeastern parts of the Strážovská hornatina between the villages Moj-tín and Fačkov, and the southern part of the mountains.

The author points out to more frequent lithologic and stratigraphic constituents in both units under study, and to new interpretation of their tectonic structure.

At the base of the two units are grey, darkgrey and variegated limestones, often with nodules of cherts and layers of crinoidal limestones forming most limestone beds. As regards age of the limestones, they are referred to the Pelsonian — Lower Illyrian according to finds of brachiopods. Besides those formerly quoted by M. M a h e l (1961), found was *Coenothiris vulgaris* (S c h l o t h.). The age determination is based upon the first finds of stratigraphically significant foraminifers like mass occurrences of *Glomospira densa* (P a n t i ć), less *Citaella dinarica* (K o c h a ň s k ý — D e v i d e et P a n t i ć) — the forms characteristic of the Middle to Upper Anisian in the Dinarides, Calcareous Alps and West Carpathians. These forms are present throughout the limestones described, from the base to the topmost levels.

The Anisian limestones are overlain by light-coloured reef Wetterstein limestones in the Strážov nappe, and partially in the Choč nappe.

From the biofacies view, two types of limestones may be distinguished: 1. coral-spongeous limestones with problematics; 2. algal limestones. The first contain mostly calcareous articulated sponges *Dictyoceelia manon* (M ü n s t e r), *Colospongia catenulata* O t t, *Vesicocaulis Carinthiacus* O t t, *Girtyocoelia oenipontana* O t t, *Follicatena cautica* O t t. *Uvanella irregularis* O t t, Less frequent are lamellibranchiates formerly described by M. M a h e l (1962), and algae.

In algal limestones which are rather infrequent, are Dasycladaceae represented by *Diplopora annulata* (S c h a f h.) S c h a f h. for. *trichofora* and *vesiculifera*. In places are *Teutloporella herculea* (S t o p p.) P i a, usually with *Poikiloporella duplicata* (P i a) P i a. At one locality recorded were *Diplopora annulatissima* P i a and *Diplopora annulata* (S c h a f h.) S c h a f h.

As regards their age, the limestones are referred to the Ladinian — lower part of the Carnian according to the above fossils. In both units youngest are

light-coloured dolomites in places with evinospongeous texture, without determinable fossils. Basing upon their position and upon *Poikiloporella duplicata* (P i a) P i a found in a limestone lens — east of the Priedhorie mountains — in light dolomites, they are referred to the ? Upper Ladinian — Carnian. In some places, considering position of the Lunz beds, they may be younger.

As regards tectonics of the area under study, the new results allow ranking the carbonate complexes NW of Mojtiín, near Rohatín and Malenice (formerly regarded as an overturned limb of the digitation Malenice of the Choč nappe) to the Strážov nappe whose Triassic beds form there the Mojtiín syncline.

A block of Middle Triassic limestones near Strážov and a belt of Anisian limestones in the valley of the Rajčianka r. are ranked to a unit of synclinal structure denoted as the Fačkov syncline.

In contrast to former opinions about monoclinal position of the beds studied and about tectonic superposition of the northern Strážov unit on the southern included in the Choč nappe, we state that there are two independent structures of the same order — yet higher than the Choč unit — and of analogous lithostratigraphic filling.

Translated by E. J a s s i n g e r o v á

552. 578 (437-69)

Josef Janáček

Příspěvek k problematice průzkumu živců v předmiocenním podkladu jihozápadní části vídeňské pánve

nemecké resumé

A b s t r a c t. The author presents a brief survey and discussion of the former research of bitumens in the pre-Miocene basement of the basin, the purpose of the research in the past and the present trend.

The object of the last research is the southwestern, Slovak part of the basin. The new conclusions presented are based on the results of collective revising geological investigations (A. Biely — J. Janáček — A. Kullmanová — E. Planderová 1973). Their results are discussed in a chapter about general aspects of prospectiveness of bitumens as indicated by the investigations in the present state. In the chapter mentioned, discussed are principal differences in prospectiveness of the regions in Slovakia and in Austria, with respects to new opinions about the genesis, migrations and accumulations of bitumens in the basin.

According to the new investigations and to the existing results of the study of the basement, the inner periklippen area is the most prospective object of the research. The latest results show that the outer, northwestern periklippen zone is also prospective, but the basis for further research is in the preparatory stage, so far.

As regards prospectiveness, the deep basement of the Brezová Cretaceous is also positive, mostly owing to the fact that the Central-Carpathian series were overlain by the Upper Cretaceous and the Paleogene, an owing to the existence of comparatively short intersedimentation hiatuses.

The southwestern basins (Vysoká, Láb, Malacky) are not absolutely without prospections, according to the new results of research. Still at present there are no objective reasons for the research of the deep basement.

Because of its uncomplete investigation, the sediments of the Brezová Cretaceous are to be paid attention the Cretaceous is, however, not to be regarded as a particular object of research.

After all, paleogeographic history and the results of investigations in the eastern part of the basin (around Lakšárska Nová Ves) show that it is not positive as regards prospectiveness of bitumens. Its structure is intricate, and practically unknown.

Ú v o d

Výzkum a těžba živců ve vídeňské pánvi dospěla v současné době do významného stadia. Lze je charakterizovat jako zakončování vyhledávacích prací v neogenní výplni pánve. Není pochyby, že všechna důležitá a významnější ložiska různých typů byla nalezena. Těžba na nich byla zahájena, rozvinuta, popř. již i zakončena. Nové objevy jsou většinou výsledkem rozšiřujícího se výzkumu nebo aplikace progresivnějších metod ve známých

† RNDr. J. Janáček, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, Bratislava.

nadějných oblastech a nejsou obvykle prvořadě důležité. I když podobné výsledky nelze ani nadále vyloučit, zůstává rozhodující skutečností, že perspektiva výzkumu v pánevní výplni poklesla velmi podstatně.

V této situaci bylo snahou úměrně zde zajišťovat nové perspektivy. Objektem, na který se obrátila pozornost, je předneogenní podloží pánve.

Výzkum podložních sedimentů výplně pánve z hlediska výzkumu živíc vystoupil do popředí zvláště v poslední době. Nejen v předstihu prováděné práce v sousedním Rakousku, ale i první ekonomicky cenné výsledky v karpatské předhlubni na Moravě prokázaly nadějnost těchto sérií. Geochemické výzkumy podloží a bilance celkové těžby a reziduálních zásob živíc s relací kubatury matečných sedimentů neogénu dávají jasnou odpověď na otázku původu živíc v pánvi. Vznik jejich podstatného podílu je třeba předpokládat v hlubokém mezozoickém, popř. paleozoickém podkladu pánve. S tím souvisí i možnost akumulace v nich a nadějnost jejich vyhledávání, jak dokazují uvedené výsledky. Zatímco na Moravě se výzkumné práce přenesly do oblasti karpatské předhlubně, zůstává na Slovensku prvním objektem výzkumu předneogenní podklad pánve, jako je tomu v Rakousku.

Ve výzkumu podloží u nás je možno rozlišit dvě etapy. V první z nich, která se začala zhruba počátkem padesátých let, obrátila se pozornost k výzkumu morfologie povrchu podkladu, a to z více příčin: Vyhledávání a prověření morfologických elevací povrchu podloží byl problém řešitelný bez vážných těžkostí, prostředky, které k tomu byly k dispozici. Vhodnost takových elevací pro akumulaci živíc byla již prověřena na rakouském území.

Rozpracování podložních morfologických elevací bylo možno spojit s předpokladem, že budou na prohloubených vrbách získána první data o struktuře, popř. i příznivé naftově geologické výsledky. Podporou toho byla známá poučka o přímém vztahu elevační struktury a povrchu podkladu, za předpokladu jeho v podstatě neměnné litologické skladby a nedokončené penetrování jeho povrchu.

V současné době, po výzkumu řady nejvýznamnějších morfologických elevací podkladu, nemůžeme tuto etapu považovat za úspěšnou. Příčiny jsou různé a jsou podrobně analyzovány v dalších statích.

Druhou etapu, aktuální v současné době, je výzkum regionální stavby a detailní struktury podkladu, se zřetelem na vyhledávání nadějných struktur pro akumulaci.

Od počátku výzkumu povrchu podkladu bylo snahou přejít na tuto etapu spojitě, nepřerušným postupem. Není však možno říci, že se to podařilo. V době dokončování prací první etapy nejsou připraveny dostačující podklady pro rozpracování problémů etapy druhé. Způsobila to předně složitost geologické stavby a vývoje podložních sérií a s tím související nepoužitelnost výsledků přípravných prací, hlavně seizmického výzkumu. Dalším faktorem bylo nedostatečné soustředění odborných pracovníků na tento problém a konečně i příčiny technického rázu.

Ze snahy o překlenutí této mezery vplynula i předkládaná práce. Materiály a podklady, ze kterých se vycházelo při naftově geologickém

hodnocení, byly vyčerpány hlavně ze dvou zdrojů: Předně to byly vlastní revizní práce prvotní hmotné a písemné dokumentace a studium posledních prací a výzkumů, zaměřených na tuto problematiku. Bylo to hlavně nejnovější komplexní geologické zpracování výsledků všech vrtů do předneogenního podkladu a seizmického výzkumu ve slovenské části pánve za léta 1971 až 1972 (A. K o c á k — F. N ě m e c — Š t. M a y e r 1973).

V předložené práci se podává přehled a stručné hodnocení předchozí průzkumné práce v obecné i speciální stati. Následují vlastní poznatky a poznámky k naftově geologické problematice. Tyto poznámky mají ráz nikoli detailních informací, ale spíše orientace o nových možnostech a řešeních, vhodných jako námět k dalšímu studiu.

Obsah práce nepřipustil možnost revize na podkladě geologického hodnocení seizmických řezů v pánvi. I když je známo, že seizmická měření v pánvi, včetně nových měření metodou společného reflexního bodu (SRB), většinou nepřinesla dosud podstatné, objektivně použitelné výsledky, přece ani takové podklady nelze při geologickém hodnocení nebrat v úvahu. Tato skutečnost je nesporně závadou nového hodnocení (A. B i e l y — J. J a n á č e k — A. K u l l m a n o v á — E. P l a n d e r o v á 1973), přestože hlavní důraz se zde klade na geologická hlediska strukturně stratigrafická.

Výsledky nejbližší předchozího výzkumu, obsažené v citované zprávě (A. K o c á k et al. 1973), lze považovat za dobré výchozí materiály pro naše následující práce, orientované na podklad pánevní výplně. Z toho důvodu tvoří vypracované strukturní schéma na bázi neogénu, které uvedení autoři předložili, podklad pro naše upravené pojetí regionální stavby (A. B i e l y et al. 1973).

Provedené úpravy a doplňky v pojetí stavby podkladu vplynuly výlučně z geologického zpracování. Na ně by měl navázat pokus o novou interpretaci seizmických řezů, která může přinést nový a upřesněný pohled na rozšíření karpatských jednotek pod sedimenty pánevní výplně.

Úprava geologické mapy povrchu podkladu se týká hlavně vlastní a nejbližší přílehlé oblasti bradlového pásma a širší j. oblasti lábské. Střední část zůstává víceméně nedotčená.

Těžiště práce bylo ve studiu vnitřní geologické stavby podloží na podkladě dosažených revizních zjištění. O tyto výsledky se pak opírají poznámky k problematice nadějnosti produktivity živíc a k návrhu výzkumných prací.

O b e c n á h l e d i s k a

Máme-li hodnotit perspektivy výzkumu živíc podložních sérií pánevní výplně, je třeba jako obvykle analyzovat všechny důležité parametry v této oblasti výzkumu a doplnit je zjištěnými indiciemi, resp. v našem případě výzkumnými výsledky u nás i v širších přílehlých oblastech pánve.

Přední pozornost zasluhují hlediska regionální geologické stavby a vývoje, studia detailní struktury a stratigrafie jednotlivých sérií, doplněná o šetření

geochemická, hydrogeochemická, fyzikálněchemická a fyzikální. Patří sem obvyklé ocenění matečnosti hornin, procesů vzniku, migrace, metamorfózy a akumulace živé substance, studium vlastností sběrných, těsnících a krycích sedimentů, klasifikace a výběr nádržných útvarů a typů očekávaných ložisek, jejich režimy, současný stav apod. Uvedená ocenění je tu třeba hodnotit ve vztahu ke geologickému vývoji oblasti, se zdůrazněním příznivých podmínek vzniku i negativních, rušivých faktorů během tohoto vývoje.

Lze se domnívat, že zmíněná hlediska, parametry i vývojové vztahy procesů související s tvorbou živic a jejich ložisek a z nich odvozené závěry týkající se produktivity oblasti jsou vyčerpávajícím způsobem diskutovány v práci autorů A. Kocáka — F. Němce — S. Mayera (1973). Odkazujeme proto v těchto bodech na citovanou práci.

Doplnění se týká pouze hydrogeologie předneogenního podkladu. Autoři v něm rozlišují hlubinné vody tří typů: Solanky chloridosodné s chloridovápenatým podtypem s obsahem jodidů, vyskytující se v chočské jednotce v lábské oblasti. Dále jsou to středně mineralizované vody chloridosodné. Jsou přítomny v chočské jednotce se zavrásněnými šupinami brezovské křídly a ve svrchní křídě brezovské série. Silně mineralizované vody sodno-bikarbonátové byly zjištěny v oblasti Borského Juru, Závodu a na Šaštíně, kde obsahují též jodidy a sírovodík.

Je třeba dodat, že v předmiocenním podkladu existují též vody síranové, odvozuující svůj původ od mocných uloženin evaporitického síranu vápenatého v oblasti Studienky. Jak je známo, přítomnost síranů v hlubinných vodách je negativním indikátorem přítomnosti živic v porézní vrstvě. Jsou-li nebo jestliže byly živice přítomny (přičemž to nemusí být vždy těžitelná množství), jsou sírany na styku s nimi redukovány na sírníky, resp. sírovodík.

Konečně v některých sériích vnitrokarpatkých jednotek v oblasti Malých Karpat mohou tvořit druhotnou náplň porézních vrstev a útvarů vody sladké. Jsou to vody hydrodynamicky vyměněné a svědčí o přímé komunikaci s povrchem a o negativnosti zvodnělého obzoru, popř. celé struktury.

Při hodnocení nadějnosti podkladu se stále setkáváme s teoretickou otázkou zásadní rozdílnosti v nadějnosti i produktivitě naší části pánve a části rakouské, z. od řeky Moravy. Tato rozdílnost je velmi nápadná, a to nejen v podloží výplně, ale i v neogenní výplni samotné. Je známá skutečnost, že ekonomicky významné naftové akumulace jsou na rakouské straně, zatímco u nás převládá ve strukturách výplně převážně plyn. Názory o nevhodném vedeném průzkumu v jeho počátcích u nás byly pro oblast pánevní výplně brzy vyvráceny, a to prakticky úplným odvrácením všech elevačních struktur různých typů.

Obdobná situace se zdá být platná i pro povrch pánevního podkladu. Poměrně značným počtem vrtů na podloží, ale dílem též do podloží nebyla do současné doby zjištěna u nás žádná akumulace živic, což velmi kontrastuje s významnými objevy ložisek na pravém břehu řeky Moravy. Podklady pro výzkum na obou stranách byly stejné, tj. morfologické elevace podkladu, které byly zkoumány hlubinnými vrtbami.

Nicméně provedeme-li u nás dosavadní bilanci vrtů, nemůžeme ani jejich podíl pro výzkum vlastního podloží zanedbat, i když je faktem, že pro statistické hodnocení nadějnosti nestačí jen posouzení dosud provedeného vrtního výzkumu. Je třeba hodnotit celý soubor obecně platných kritérií.

Převrtané intervaly podložních sérií se jeví v současné době takto:

- 1 vrtba — 4065 m (LNV 7, t. č.),
- 1 vrtba — 1775 m (Š 11),
- 1 vrtba — 1654 m (L 115),
- 2 vrtby přes 1250 m (Z 68, Let. 1),
- 1 vrtba — 930 m (LNV 4),
- 3 vrtby přes 850 m (Z 57, Mal. 20, LNV 3),
- 1 vrtba — 680 m (LNV 2),
- 1 vrtba — 455 m (L 90),
- 2 vrtby přes 380 m (Jur 8, L 40),
- 1 vrtba — 367 m (Mal. 22),
- 6 vrteb přes 250 m (Št. 37, LNV 6, Sm 17, Bi 3, L 91, L 93),
- 3 vrtby přes 150 m (Sm 14, L 106, Roh. 1).

Z dosavadní praxe u nás i mimo naše území můžeme při výzkumu aplikovat poučku o přímém vztahu morfologické elevace povrchu podloží a elevační povahy jeho vnitřní struktury, a to zvláště v případech, že jde o sedimentární komplexy pevných hornin, odolných proti destrukčním procesům na obnaženém povrchu v době sedimentačních hiátů. Toto pravidlo neplatí ovšem absolutně, avšak má při výzkumu podloží důležitou úlohu. Pripustíme-li tedy neznanost vnitřní struktury dosud zkoumaných morfologických elevací podkladu, lze předpokládat, že v některém převrtaném intervalu podložní elevace mohly být získány určité pozitivní informace o přítomnosti ložisek živic na struktuře. Tak tomu však nebylo. Již tato statistická hodnocení dosud provedeného hlubinného výzkumu povrchu podkladu staví do jistého nepříznivého světla i perspektivu výzkumu jeho vnitřní struktury. K popsaným důvodům přistupují pak další negativní zjištění z některých dosavadních vrtů na podloží, které indikují menší nebo malou nadějnost takových struktur. Jsou to hlavně zjištění hydrogeochemická, jako je tomu např. na struktuře Lakšárska Nová Ves (A. K o c á k — F. N ě m e c — S t. M a y e r 1973).

Uspokojivé objektivní vysvětlení tohoto nesouměrného rozdělení podílu živičných akumulací dosud postrádáme. Výklad diferenciační akumulace živic plyných, kapalných a živičných vod na podkladě koncepce postupného naplňování pastí od nízkých do vysokých poloh (A. K o c á k et al. 1973) nezdá se být dostatečný. Hlavní důvod je v tom, že tento proces by byl jen důsledkem jiných, prvotních příčin, dále diskutovaných.

J. K a p o u n e k et al. (1964) se domnívá, že mezozoické morfologické i strukturální elevace, pokud nejsou pokryty spodním miocénem, jako je tomu na levém břehu řeky Moravy, mají malou nadějnost pro akumulaci živic. Opačnou možnost ukazuje na případě struktury Schönkirchen, která je krytá pelity spodního miocénu.

Tento výklad by ovšem měl závažný důsledek v tom, že migrace živíc z mezozoika, kterou předpokládá, byla zakončena před uložením středního miocénu a k další již později nedošlo (M. D l a b a č — V. Š p i č k a 1968). To však dnes vylučují zjištěné akumulace nafty v karpátu na struktuře Láb (Láb 119).

K. B í l e k (1965), M. D l a b a č a V. Š p i č k a (1968) ve svém ocenění perspektiv na lábské podložní elevaci uvádějí, že při nepřítomnosti spodního miocénu na této elevaci, mělo úlohu prvních krycích vrstev spodní, 200 m mocné pelitické souvrství karpátu. Nepřítomnost ložiska na reliéfu podkladu vysvětlují jeho únikem přes systém lábských zlomů a písčité obzory karpátu.

K. B í l e k (1969) přisuzuje nepřítomnost akumulace živíc v mezozoických elevacích v oblasti j. od bradlového pásma tomu faktu, že v jejich nadloží se uložily sedimenty karpátu v nepříznivém detritickém vývoji, takže došlo k úniku živíc. Dále ani hlouběji však tuto myšlenku nesleduje ani neanalyzuje další důsledky.

Jiný spekulativní názor spojuje tento diskutovaný fakt s předpokladem závislosti příznivých podmínek akumulace živíc v Rakousku a nepříznivých u nás s hlubinnou stavbou vídeňské pánve. Ve své práci o geologii zdunecké jednotky interpretuje F. C h m e l í k (1971) dva fiktivní zlomy, vyplývající z tektonického náčrtu napojení Východních Alp a Západních Karpat. Je to předně příčný zlom, který přichází ze s. úpatí Alp, pokračuje přes Mistelbach a lze jej předpokládat až do jablonické deprese. Odděluje mistelbašskou vysokou kruhu na S od depresní zóny s příkrovy Vídeňského lesa na jihu. Druhý hlubinný zlom příčného, podélného směru by probíhal od Uherského Hradiště do v. oblasti Hodonína, k Malackám a u Lábu překračoval hranici. Tato hlubinná porucha má být podle citovaného autora rozhodujícím prvkem při styku západokarpatských a východoalpských jednotek. Na ní by měl končit alpský vývoj na z. kře a karpatský vývoj na v. kře, která je proti předchozí regionálně strukturně nižší. Podle tohoto výkladu považuje autor strukturní pozici rakouské z. kry za daleko příznivější z hlediska přítomnosti ložisek živíc. Ani tento výklad nelze považovat za výstižný.

Progresivnějším prvkem k objektivnějšímu výkladu se zdají být názory a poznatky posledních výzkumů naftového výzkumu v pánvi, učiněné hlavně na straně rakouské. Značný předstih hlubokého výzkumu podkladu v Rakousku přirozeně podpořil intenzivní bádání v tomto směru. Je to názor, resp. dnes již ověřené zjištění, že živice nepocházejí výlučně z neogénu.

Avšak i u nás dospěli v tomto směru někteří autoři k zajímavým výsledkům. Nejvýznamnější z nich je závěr, že naše ropy ve vídeňské pánvi je možno zařadit do tří odlišných genetických typů, z nichž nejstarší patří podložnímu paleogennímu flyši (M. D l a b a č — M. Š t a u d 1959; V. Š i m á n e k 1965; M. D l a b a č 1958).

Původní názor o hlubinném původu rop z mezozoika ve vídeňské pánvi vyslovil G. N. D o l e n k o (1955). Předpoklad takových možností (R. J a n o s c h e k 1958) se stal objektivní po zjištěních učiněných velmi

hlubokou vrtbou Schönkirchen T 32 (J. K a p o u n e k — S. H o r w a t h 1968) a nejnovější vrtbou Sch. T 90. S postupujícím výzkumem a těžbou bylo nutno přiklonit se k této koncepci i u nás (I. P a g á č 1971).

Prvé diskuse o problému přinesly výsledky hlubinných vrteb do podkladu pánve v oblasti paleogenního flyše, sz. od ponořeného bradlového pásma, a to ještě v etapě rozvinutého výzkumu a těžby obzorů v miocenní výplni pánve. Zde byla situace vcelku jasná a výklad objektivní a přijatelný.

Složitější poměry a zákonitosti geneze, přeměny, migrace a akumulace jsou v oblasti jv. od bradlového pásma, kde karpatský flyš není vyvinut. Geochemické výzkumy nevyklučovaly ani tady mimoneogenní původ živíc, včetně lábsko-malacké oblasti. Silně slané vody ve sladkovodním karpatu na vrtbě Láb 40, 92 aj. patří geneticky prokazatelně mezozoiku. Písčité obzory karpatu tu přímo komunikují se zvodněnými obzory mezozoika, na které karpat nasedá (M. M i c h a l í č e k et al. 1968). Autor zdůvodňuje perspektivnost nafty se solankami, a to na podkladě přítomnosti biogenních prvků v těchto vodách. Přitom však jsou důvody pro názor, že živice se solankami imigrovala do těchto obzorů druhotně.

Tyto poznámky se dotýkají již přímo obecné diskuse o původu živíc v podloží pánve, jejíž širší rozvedení není úkolem této studie. Souhrnně lze říci, že podle autorů, kteří se uvedeným problémem zabývají, je možno připustit obě možnosti původu živíc, tj. z neogénu i z předneogenního podkladu (G. N. D o l e n k o 1955, 1958; M. D l a b a č 1958, 1961; M. D l a b a č — M. Š t a u d 1959; T. B u d a y — V. Š p i č k a 1961, 1965; J. K a p o u n e k et al. 1963, 1964; H. W i e s e n e d e r 1956, 1964; V. Š i m á n e k 1965). M. D l a b a č — V. Š p i č k a (1968) vysvětlují původ živíc z mezozoika alternativně. V severním úseku jv. části pánve, s velkými mocnostmi výplně, je nafta spíše neogenního původu. Z mezozoika má největší význam pro vznik živíc platformní pelitický vývoj jury.

V krátké diskusi o původu živíc z alpského podloží uvádějí A. K r ö l l a G. W e s s e l l y (1973) přehledně současný stav názorů na tuto problematiku:

Faktorem, který měl dominantní roli při genetických procesech v pánvi, je markantní diskordance mezi karpatem a badenem, která měla rozhodující vliv a význam pro vývoj celé pánve a jejího tektogenetického stylu (D. A n d r u s o v 1938).

V neogenní, ze 60 % pelitické výplni pánve, ve které obsah bitumenu je značný a činí v prům. 50—500 · 10⁻⁶ % (H. B u c h t a et al. 1963), ukazují se 2 genetické cykly ropy, rozdělené touto diskordancí (A. K r ö l l — H. W i e s e n e d e r 1972): Mladší (I.) zahrnuje baden — sarmat, event. spodní pannon, starší (II.) je v ottangu — karpatu. Ropa II. genetického cyklu naplňuje též ložiska na povrchu podkladu, v převážně triasových sedimentech, jak dokazuje stejný chemismus živíc i obvyklá energetická souvislost ložisek. Starý cyklus (III.) patří hlubokému podloží, uvnitř mezozoických sérií.

Bitumeny ložisek jednotlivých cyklů se od sebe liší poměrem hustot k frakcím a obsahem síry či H_2S . Oba neogenní cykly mají kromě toho souvislost s regionálně vývojovými faktory tektogenetickými a materiálovou diferenciací sedimentů při subsidenci. Vznik ložisek neogenních cyklů je v souvislosti s vytěšňováním živичné substance a nezpevněných sedimentů vlivem zvyšování teploty a tlaků při poklesávání sérií, jakož i raných pochodů diagenese. U ložisek II. cyklu se však nevyklučuje též jejich vznik akumulací živичné substance, která byla mobilizována tepelnou destrukcí kerogenu, a to v případě hlubokého zaklesnutí starších miocenních sérií. Tento proces je charakteristický a má být reprezentativní pro naplňování ložisek hlubokých struktur mezozoika.

(„Kerogen“ představuje zbytkové množství organické hmoty v hornině, která je nerozpustná organickými i anorganickými činidly. Při ponoření již zpevněných hornin do velkých hloubek pod hranici 5000 m podléhá kerogén tepelné a tlakové destrukci a uvolněné uhlovodíky vertikálně migrují. Jejich akumulací vznikají většinou plynová ložiska. Proces tepelné destrukce kerogenu byl experimentálně rekonstruován v laboratoři pyrolýzou.)

Ložiska III. cyklu jsou považována tedy za ložiska vzniklá sekundární termickou mobilizací kerogenu z hornin již diageneticky zpevněných, které hluboko poklesly, prakticky až do pásma mezogenese, s tlaky nad 400 at a teplotami 250—300 °C. K tomu jsou zvláště vhodné dolomity, které mohou být jak horninami matečnými, tak nádržnými. Vyznačují se totiž značně rezistentní sekundární porózitou, na rozdíl např. od guttensteinských vápenců, které přes svůj značný obsah bitumenů neumožňují většinou proces sekundární termické mobilizace zbytkové organické hmoty. Jejich hustota je příliš velká, s výjimkou jsou-li silně tektonicky narušeny.

I když uvedené názory o původu živic z podložních, hluboko pokleslých mezozoických sérií nejsou hlavním tématem studie, tuto poznámku zasluhují. Mohou být dokladem skutečností, ze kterých vycházíme a dále je rozvíjíme. V tomto směru mohou přinést nová hlediska pro perspektivu našich předneogenních sérií, jak se dále uvádí. Problém nebyl u nás ještě studován, avšak není důvod se domnívat, že totožné poměry neexistují též u nás. Nesporně však vyžaduje náročných studií a experimentů, a to tím více, že mimo naše teritorium studium na této cestě intenzívně pokračuje.

Dnes je známou skutečností, že podložní mezozoické série chočského příkrovu obsahují sedimenty, které jsou a mohou být podle platných kritérií považovány za matečné horniny. Jsou to v první řadě pelity lunzských vrstev, ale též karbonáty od vápenců až po dolomity. Z hlediska akumulace živic nejsou známy, resp. nebyly dosud u nás zjištěny tak příznivé strukturální poměry podkladu, které by byly dobrým předpokladem vzniku a p ř í t o m n o s t i ložisek živic.

Pokud se týká hornin nádržných, jsou reprezentovány souvrstvím dolomitů, popř. zkrasovělými nebo tektonicky postiženými vápenci.

Zdá se, že přijatelnější vysvětlení našeho problému je třeba hledat hlouběji než v podložních vnitrokarpatkých jednotkách, a to v přítomnosti či nepřítomnosti

tomnosti a horninové skladbě autochtonních mezozoických sérií, popř. sérií starších, paleozoických. Připustíme-li však platnost nových názorů na druhotné uvolnění uhlovodíků, jak byly vpředu uvedeny, nelze vyloučit určitou pozitivní funkci sérií vnitřních karpatských jednotek, pokud se nalézají v dostatečných hloubkách.

Dnes jsou dobře známé a experimentálně prokázané některé předpoklady vzniku, migrace a akumulace živíc autochtonního mezozoika jv. ponořených svahů Českého masívu, ve vzdálené oblasti na SZ od našeho území. Byly získány též prvě pozitivní výsledky z paleozoika zde přítomného (vrstva Němčičky 1). Nebyla však ještě studována a poznána paleogeografie těchto sérií směrem k bradlovému pásmu, pod pánev, kam se dále ponořuje.

Je tedy možno akceptovat předpoklad vzniku živíc v autochtonních sériích mezozoika, popř. paleozoika, jehož regionální příslušnost zatím neznáme; z nich pak mohly migrovat do mezozoických sérií vnitřních karpatských jednotek (po jejich vyvrásnění), resp. později též do neogenní výplně pánve. Přirozeně, že nelze vyloučit vznik živíc v pelitických sériích vnitřně karpatských jednotek, avšak intenzivní opakované vrásnění a obnažení těchto sérií bylo příčinou jejich podstatného vymigrování. Teprve po jejich překrytí nepropustným nadloží pánve výplně mohlo dojít v této fázi k akumulaci ještě přítomných živíc.

Po finálním ponoření sérií do velkých hloubek není tu vyloučen proces sekundární termické mobilizace kerogenu a migrace vzniklých uhlovodíků do vyšších nádržných vrstevních útvarů.

Koncepce původu nafty z hlubokých mezozoických sérií je přijatelná pro podloží oblasti magurského flyše sz. od bradlového pásma (A. K o c á k et al. 1973) a patrně je platná i pro rakouskou část. Je však možné aplikovat ji i pro vnitřní, jv. příbradlovou oblast, včetně území vzdálenějších. Ve shodě s tím vykládá J. K a p o u n e k et al. (1964) vznik ložiska Schönkirchen, vázaného na pohřbenou morfologickou elevaci mezozoika. Byl umožněn migrací živíc na povrch mezozoika, přikrytého spodním a středním miocénem.

Podle nových názorů (A. K r ö l l — H. W i e s e n e d e r 1972; A. K r ö l l — G. W e s s e l l y 1973) řadí se ložiska tohoto typu spíše do II. genetického cyklu, spolu s ropou ve spodním a středním miocénu, ačkoli si lze vznik tak značných ložisek jen těžko představit laterální migrací z neogénu. Přítomnost nebo blízkost autochtonního mezozoika vnitřních Karpat je tam možno připustit (A. K o c á k et al. 1973).

Zhodnotíme-li tyto poznatky ve vztahu k problému nepříznivých naftově geologických poměrů v jz. slovenské části vídeňské pánve a z hlediska dosažených výsledků a další perspektivy, docházíme k těmto závěrům:

Širší, jz. část pánve na vnitřní straně ponořeného bradlového pásma, budovaná v podloží neogénu alpinotypně vyvrásněným mezozoikem vnitřních karpatských jednotek a též brezovskou křídou a paleogénem, byla na podkladě posledních výzkumů oceněna jako oblast méně perspektivní (A. B i e l y — J. J a n á č e k — A. K u l l m a n o v á — E. P l a n d e r o v á 1973). Za rozhodující příčinu byla pokládána nepřítomnost nebo nevhodný vývoj auto-

chtonního mezozoika v hlubokém podkladu, patřícího patrně již obalovým sériím vnitřních Karpat.

Všechna hlediska, která byla uvedena, jakož i výsledky hlubinných vrteb na podloží i do podloží pánve, které se do současné doby realizovaly, by představovaly kritéria, která ji nestaví do popředí při průzkumu mezozoických sérií vnitřně karpatských jednotek. Nicméně není zde přítomnost perspektivních lokalit vyloučena. Na nich by měly být splněny 2, resp. 3 základní předpoklady, uvažujeme-li též o možné platnosti nejnovějších názorů na genezi ložisek.

Předně je to existence autochtonních mezozoických, resp. paleozoických sérií v hloubce nebo zaklesnutí mezozoika přesunutých sérií karpatských do mezogenetických hloubek, umožňující druhotnou termickou mobilizaci zbytkových organických látek v sedimentu. Konečně je to předpoklad existence pokud možno co nejkratšího stratigrafického hiátu po jednotlivých fázích vyvrásnění vnitřně karpatských jednotek, tj. přítomnost nezbytných, optimálně krycích a těsnících souvrství v nadloží.

Takové perspektivní oblasti lze dnes vyčlenit jen rámcově. Jejich přesnější identifikace je nepochybně závislá na výsledku nových geologických a geofyzikálních zpracování, jejichž podkladem budou nová hlediska teoretická.

Z poslední doby nabízí se i zajímavý a dosud ojedinělý výsledek vrtního výzkumu, který dnes není dosud jednoznačně objasněný a který by mohl být podporou názorů o genezi ropy z podloží u nás. Je to zjištění akumulací ropy ve skadkovodním karpátu na hlubinné vrtbě Láb 119, jejíž stratigrafická i hloubková pozice by mohla odpovídat kritériím o jejím hlubinném původu. Naproti tomu jsou však zde i kritéria geochemická, např. nepřítomnost síry aj., která mluví ve prospěch výkladu o neogenním původu této akumulace. Navíc je výklad podporován i strukturní pozicí, která se nalézá asi jen 70 m hlouběji než písčité vrstva, která — naplněna ropou — je známým lábským obzorem.

Eventuálním prokázáním badenského původu ropy v tomto karpatském obzoru se však problém neřeší, nýbrž jen přenáší na řešení původu ropy v lábském obzoru.

Převládajícím názorem je, že badenská ropa je původu miocenního (M. D l a b a č — M. Š t a u d 1959; V. Š p i č k a 1960; V. Š i m á n e k 1960; A. K r ö l l — H. W i e s e n e d e r 1972; A. K r ö l l — G. W e s s e l l y 1973 aj.).

Dnešní pozice ložiska ropy v určitém stratigrafickém obzoru nemusí být přirozeně dokladem o jejím totožném stáří. Kromě běžné vertikální migrace dislokačními a litologickými průchody uplatňuje se migrace laterální. Druhotná laterální migrace z mladších sérií pokleslých ker a celých oblastí do starších sérií vysokých ker a regionálních elevací je v pánvi běžným zjevem. To může platit i pro povrchová mezozoická ložiska pohřbených elevačních struktur.

Přirozeně tento proces neproběhne obvykle tak, aby jeho konečný efekt byl zcela jednoznačný. Dochází často k míšení migrující ropy s původní rop-

nou náplní ložiska, takže výsledná náplň je smíšená, a nikoli geneticky původní (M. D l a b a č 1958). Přitom probíhají obvyklé metamorfni procesy, které jsou výsledkem změny hloubky a charakteru uložení ropy. Oba tyto procesy mohou způsobit změnu v charakteristických vlastnostech ropy a zastírají její genetickou příslušnost.

Konfrontace těchto procesů s problémem původu ropy v lábském obzoru připouští možnost jeho náplně nebo části jeho náplně z hlubších obzorů, starších než neogenních. Podporou toho je i nepoměr velikosti a množství ložisek tohoto obzoru k možným středně miocenním sedimentárním sériím, ze kterých je přirozeně třeba vyloučit karpát ve sladkovodním vývoji ostrakodových vrstev. Přitom je zajímavé a stojí za povšimnutí, že rozmístění ložisek ropy v lábském obzoru u nás se zdá korespondovat se změnou sladkovodní facie karpátu v mořskou. Ovšem jak ukazuje příklad struktury Aderklaa v Rakousku, neplatí to v pánvi bez výjimky. Akumulace ropy v badenu, v nadloží ostrakodových vrstev, neodpovídají tam vcelku svou malou rozlohou ústřední poloze struktury. Mohly vzniknout laterální migrací po vrstvách ze vzdálených oblastí pánve. Hlavní jsou tu však ložiska plynová.

Velká ložiska plynu v badenu jsou u nás hlavně v oblasti Vysoká — Láb. Nalézají se v oblasti charakterizované přítomností mocné sladkovodní série karpátu, která nemohla být dodavatelem vlastní živičné substance do nadloží. Přesto se tu vytvořila v badenu naše největší ložiska plynu.

Nabízí se tak odpověď na otázku o dotaci plynu do badenských ložisek z mocných sérií vysoko sahajícího mezozoického podkladu vnitřně karpátských jednotek přes nadložní karpát.

V předchozí diskusi bylo z hlediska migrace a akumulace živic poukázáno na jejich nepříznivý paleogeografický vývoj, zvláště jejich strukturální formování. Zdá se však, že tento závěr by mohl být kompenzován novým pojetím možnosti příkonu živičné, převážně plynové substance, sekundární termickou mobilizací kerogenu. Ve shodě s tímto aspektem jsou vzniklé akumulace prakticky plynové. Malé akumulace ropy představují zbytková množství badenských kapalných živic. Při tomto novém pohledu může se jevit uvedené území v jiném, příznivějším světle.

Další rozpracování oblasti je však neodmyslitelné bez předchozích teoretických experimentů na úseku tlakově tepelné destrukce zbytkových množství organické hmoty v hornině.

Jako doplněk lze za současného stavu uvést určité možnosti v průzkumu, které se objevují v hraniční oblasti, tj. co nejbližší k rakouským poměrům. Takovou oblastí může být širší okolí obce Suchohradu, které se nalézá poblíž rakouských významných produktivních struktur. Na našem území se zdá být indikována náznakem poloklenbové elevace ve strukturální mapě na bázi neogénu (A. K o c á k et al. 1973).

V úvodní stati je označen výběr příbradlové zóny jako nejvýznamnější objekt výzkumu předmiocenního podkladu v této etapě zpracování. Tuto orientaci podporuje řada významných faktů, zjištění a hledisek, z nichž je možno zdůraznit hlavně tato:

Během provádění výzkumných prací na živice na Slovensku a na Moravě, a to zvláště v etapě po r. 1945, se ukázalo, že širší zóna neogenních sedimentů v pokračování bradlového pásma pod výplní pánve je prvořadě důležitou oblastí. Jsou tu v neogénu soustředěny v tom čase nejvýznamnější, hospodářsky důležité naftové i plynové struktury. Od východu k západu jsou to tato naftová pole: Štefanov, Petrova Ves, Smolinské, Gbely — Staré pole, Gbely — Nové pole, Gbely — Adamov, Gbely — Cigánske pole, Gbely — Farské pole, Cunín, Brodské — pokleslá kra, Brodské — vysoká kra, Lanžhot. Byly tu nalezeny též 3 produktivní plynové struktury, a to Gbely — plynové pole, Brodské, Kúty.

Ve starší etapě průzkumu nebyly však tyto okolnosti spojovány s pokračováním bradlového pásma pod pánví. Brzy však byl poznán základní význam farské poruchy pro vznik ložisek ropy a zemního plynu a tím pro jejich vyhledávání v neogénu.

Dnes, po odvrtu značného počtu hlubinných vrteb, které pronikly do podkladu pánve v této oblasti, můžeme říci, že není pochybnosti o tom, že vznik farské poruchy je v genetické závislosti na strukturální stavbě podkladu, reprezentovaného zde dominantním strukturálním prvkem, bradlovým pásmem.

Farská porucha sleduje pozoruhodně přesně s. okraj bradlového pásma a její sklon k JV je shodný se zapadáním bradlového pásma pod subatranské příkrovy.

Predestinace vzniku farské poruchy byla tedy dána existencí, resp. pohyby bradlového pásma, které představovalo významný, kladně strukturální, ale i morfologický element předmiocenního dna pánve. Jako takový musel mít nesporně významnou úlohu z hlediska migrace a akumulace živic v průběhu svého formování, tj. od doby posenonského, laramického vrásnění až do zakončení pohybů sávské horotvorné fáze, a to hlavně pro své styčné jednotky na JV a SZ, a konečně později i v nadložní výplni pánve.

Je tu možno rozlišit několik migračních fází, přerušených, resp. potlačených v době jednotlivých fází vrásnění, s optimem mezi nimi a maximem před oživením pohybů následujícího vrásnění.

První, rané, většinou vertikální migrační procesy se udály zajisté hned po uložení spodní křídly, ještě před středně křídovým vrásněním. Jednotlivé středně křídové fáze alpského orogenu, které formovaly vnitřní karpatské jednotky, znamenaly podle povahy a pozice mateřského sedimentu zistenzívnění vertikální migrace dislokačními a litologickými cestami a počátek a opakované obnovení migrace laterální.

Pro naše území jsou významné migrační fáze počínající migrací nastartovanou ukončením pohybů posenonského, laramického vrásnění, se silnými pohybovými projevy v oblasti bradlového pásma a dozníváním tangenciálních pohybů v internidách.

Migrační fáze zasáhla mezozoikum přesunutého, resp. dosunovaného přes se non bradel. Skončila, resp. byla oslabena málo intenzívními pohyby intraeocenními. V prostoru na SZ od bradlového pásma byly již poprvé v tomto stadiu migrace zasaženy hlubší flyšové série až po eocén včetně,

ovšem aniž se v nich mohly vytvořit význačnější akumulace. V oblasti bez paleogenního pokryvu dochází pak k vymigrování podílu živíc na povrch a k jeho úniku.

Příznivější situace byla v oblasti brezovské deprese, kde svrchní křída a paleogén tvoří její výplň. Tyto sedimenty představují dobré krycí vrstvy a důležitou podmínku pro vznik akumulací v podložním mezozoiku a na jeho povrchu, zatímco samy nejsou z tohoto hlediska patrně významné.

Pokud byla svrchní křída atakována vrásněním se svým starším podložím, což se týká hlavně sv. oblasti deprese, proběhla optimální migrace v mezozoiku zřejmě v příbradlové zóně. S výjimkou vlastních bradel můžeme tu předpokládat vznik akumulací v elevačních strukturách.

Zakončením pooligocenního vrásnění sávské fáze nastupuje druhé období migrace v paleogenních sériích. Migrace byla též znovu oživena v jejich podkladu, ve zvrásněných a přesunutých sériích mezozoických. Toto druhé období migrace trvá až do prvých pohybů staroštýrské horotvorné fáze, po uložení eggenburgu (burdigalu).

Eger (chatt, aquitán) a prakticky i eggenburg a ottang představují zde časový hiát se všemi nepříznivými důsledky pro akumulaci živíc, snad s výjimkou podkladu brezovské deprese, kryté svrchní křídou a paleogénem, a přirozeně též s výjimkou paleogenní oblasti sz. od bradlového pásma.

Nejvýznamnější je třetí migrační fáze, ukončená mladoštýrskou orogenezí po uložení karpátu a jejím pobadenským vyzněním, kdy se v naší oblasti dokončila stavba externid. V jejím průběhu dochází k naplňování ložisek ve středním miocénu. Tato ložiska ovšem představují její dosud nevymigrovaná množství. V té době se zde naplnila ložiska v karpátu, ale hlavně v badenu, neboť karpát tvořil nadloží značně porézní. Pohyby v následujících vývojových stadiích jsou již jen germanotypní povahy a vcelku neznamenají žádné významné přerušování migračních procesů v miocenních sériích. Reprezentují čtvrtou migrační fází, která trvá až do pliocénu, kdy během intenzivní subsidence pestré série ve vnitřních oblastech pánve je nejintenzivnější.

Jak již bylo uvedeno, v průběhu všech vývojových etap, a to nejen v době svého strukturálního formování, ale i v obdobích erozivní destrukce povrchu za sedimentačních hiátů, bylo bradlové pásmo dominantní elevační zónou. Bylo proto též nejvýznamnějším elementem podmiňujícím migraci a akumulaci živíc, i když pro svoji nepříznivou litologicko-petrografickou skladbu samo nemělo pro jejich akumulaci podstatný význam. Hlavní proud migrace nepochybně směřoval v mezozoiku od JV do oblasti bradlového pásma, které tu mělo funkci jakési přehrady či dominantní sběrné zóny. Méně významná byla migrace z paleogénu i jeho podkladu z příbradlové zóny na SZ. Zasáhla patrně jen úzký pruh elevační zóny, která na SZ sleduje, zdá se průběžně, bradlové pásmo.

Původ živíc lze předpokládat hlavně v autochtonních mezozoických sériích a snad i v přesunutém mezozoiku. Tento podíl však patrně značně vymigroval. Ve třetí migrační fázi, po zakončení pohybů mladoštýrské fáze, kdy oblast byla již překryta miocénem, dochází k novému významnému

naplňování pastí. Přitom na vysokých morfologických elevacích podkladu, např. na vrcholu štefanovské elevace, se v důsledku silné eroze obnažuje druhotně podklad. Příмым následkem toho je vymigrování akumulovaných živíc. Teprve novou záplavou krycích sedimentů badenu se obnovují podmínky pro další akumulaci, a to v ložiskách stratigrafické povahy na porchu karpátu a též dílem i v překrytých sedimentech podkladu na vrcholu elevace.

Po ověření mimořádné důležitosti farské poruchy pro vznik akumulací nafty a plynu v neogenních sériích pánevní výplně a po přijetí názoru o významu jejich podkladu pro původ živíc mohl být formulován vztah bradlového pásma k této poruše a tím i jeho význam pro vznik ložisek živíc v neogénu. Je však logické, že nemenší důležitost pro akumulaci živíc si bradlové pásmo a příbradlová zóna podržely pro sedimenty podkladu pánve. Bylo však již uvedeno, že v případě vlastních bradel je s ohledem na jejich litologickou skladbu tento význam velmi potlačen.

Tyto stručně rekapitulované důvody nás vedou k tomu, že považujeme tuto oblast v současné době za nejvýznamnější pro hlubinný výzkum mezozoických sérií podkladu JV od bradlového pásma a podporujeme tím návrh hlubinného průzkumu, jak jej formulovali A. K o c á k — F. N ě m e c — S. M a y e r (1973). V určité době nejsou nikterak v rozporu s návrhem hlubinného výzkumu stejných sérií ve vzdálenější, východní oblasti bradlového pásma, a to vrtbou Lubina 1 (B. L e š k o et al. 1973).

Význam bradlového pásma, resp. jeho přilehlé zóny, z hlediska možné produktivity alpidně vyvrásněných sérií mezozoika je podpořen též předpokladem, že do blízkosti bradlového pásma od SZ, popř. až k němu, mohou zasahovat autochtonní série triasu, jury a křídly, které podle našich názorů i představ rakouských autorů jsou patrně pro perspektivitu nadložních alpidních sérií rozhodující a pro neogenní výplň pánve významné.

Další oblastí pro výzkum hlubokého podkladu, která je hodna pozornosti, je oblast m a g u r s k é h o f l y š e, sz. od farské poruchy. Předmiocenní povrch je ve slovenské části pánve budován výlučně sedimenty bělokarpatské jednotky. Paleogenní sedimenty magurského flyše samy nejsou však z hlediska dosavadního výzkumu zajímavé (V. Š i m á n e k 1963; E. M e n č í k — V. P e s l — M. P l i č k a 1966), i když určité možnosti nejsou vyloučeny. Autochtonní série mezozoika na svahu Českého masívu mohou zasahovat až do této oblasti, ovšem ve velmi značných hloubkách. A. K o c á k et al. (1973) se na podkladě interpretace seizmických řezů domnívají, že činí až 6000 m.

Hlubinný průzkum by se tu týkal přímo autochtonního mezozoika, podobně jako je tomu na Moravě, kde již přinesl pozitivní, ekonomicky cenné výsledky. Objekty průzkumu nejsou ještě v současné době dostatečně známe a jejich ověření předpokládá výzkumný plán seizmiky v r. 1974. Podle návrhu uvedených autorů (1973) je pro další šetření zajímavá výrazná morfologická elevace, interpretovaná na fiktivní povrch krystalinika (?), resp. paleozoika, v oblasti Gbel a Radošovců, identifikovaná tíhovým průzkumem.

Zdá se, že nový seizmický výzkum metodou SRB přinese tentokrát

v bradlové oblasti dosti dobře upotřebitelné výsledky. Reflexně seizmický profil vedený při sz. okraji bradlového pásma ukázal zřetelně sledovatelný obzor reflexů povahy rozsáhlé antiklinály, resp. antiklinální zóny, která sleduje okraj bradel. Elevační struktura indikovaná souvislými reflexy má v podélném směru délku asi 10 km a je na v. úbočí patrně narušena pokleslým zlomem, ukloněným k V. Vrchol elevace je na úrovni 1,5 km z. od obce Sobotište a její rameno sahá až k úrovni na spojnici obcí Oreské a Smrdáky. Je velmi pravděpodobné, že tento elevační hřbet lze ztotožnit s velkou uzavřenou kladnou gravimetrickou anomálií, která se prostírá až do oblasti Skalice a Hodonína.

Konečně jako dosud málo poznanou oblast je třeba uvést křídu a paleogén v pokračování brezovské deprese pod neogénem. Již z titulu malé prozkoumanosti křídý ji nelze nepovažovat za perspektivní, nebo aspoň za oblast hodnou pozornosti. Dostatečně není známo její rozšíření a mocnost ani vývoj, a to zvláště při bázi. Mocnost paleogénu a křídý, zjištěná v oblasti Závod—Studienka, činí více než 1250 m, což není samo o sobě možno přehlednout. (Vrtba Závod 68 vrtala v paleogénu od hl. 3350 m do hl. 3700 m a v křídě až do hl. 4599 m, aniž ji převrtala).

Pokud se týká paleogénu, jeho význam lze hodnotit patrně toliko jako krycí vrstvy. Jeho průzkum patrně nepřichází v úvahu, a to ze dvou důvodů: 1. mocnost paleogénu není značná a 2. paleogén má vlastní, nezávislé rozšíření na podložní křídě. Prokázala to jednoznačně vrtba Šaštín 10, ve shodě s poměry na okraji brezovské deprese.

Rovněž tektonika křídý není jednoduchá, výlučně pánevní. Šupinovitě zavrásnění křídý do vnitrokarpatkých sérií bylo zjištěno i u nás a bude se patrně stále více uplatňovat směrem k JZ. Na území Rakouska je tektonika brezovské křídý alpinotypní.

Přehled dosavadních výsledků průzkumu a poznámky k dalším pracím

Oblast bradlového pásma

Při hodnocení perspektivy předmiocenních sérií bradlového pásma (resp. jeho příbradlové zóny) jako významného objektu pro hlubinný průzkum živců opíráme se o obecná hlediska vpředu diskutovaná, která vyplynula z poznatků dlouhodobého výzkumu, zvláště pak v poslední době. V přehledu je možno pro tuto oblast zdůraznit několik důležitých hledisek:

Z průzkumu lze vypustit zjištěnou a předpokládanou zónu vlastních bradel. I když úlohy bradlového pásma při migraci a akumulaci živců byla nesporně významná, bradlové pásmo samo se v důsledku nepříznivé litologické skladby a velmi detailní tektoniky, namnoze rázu tektonického prohnětení vrstev, řadí mimo tento zájem. Je pravda, že určitá nahromadění živců nelze vyloučit ani v něm, avšak jejich ekonomický význam se nepředpokládá.

Mohou tu být zastoupena v podobě nevýznamných akumulací v drobných elevacích vrásové i zlomové povahy, nahromaděných v litologických a ve stratigrafických pastích, přítomných většinou na vrcholech a úbočích bradel. Jsou patrně druhotně namigrované ze strukturně níže položených sedimentů neogenní výplně, popř. z alpidního mezozoika.

Výsledky čerpacích pokusů na vrtbách, které navrtaly bradlové pásmo, jsou dokladem těchto informací. Slabé stopy oleje v bočních jádrech byly zjištěny ve vápnitých jílech a jílovcích albu manínské série ve vrtu Smolinské 14, v hl. 1390—1551 m.

Čerpací pokusy z podloží křídly na vrtbě Bištava 2, které podle údajů (A. K o c á k — F. N ě m e c — S. M a y e r 1973) zjistily přítok slané vody s malým množstvím oleje (celkem asi 100 l), není možno považovat pro tento obzor za reprezentativní. Prvý čerpací pokus byl proveden perforovanou kolonou pod patou produkční kolony, v intervalu 969—1040 m. Poněvadž eggenburg sahá tu od hl. 562 m do 1020 m, bylo perforovanou kolonou překryto nejen křídové podloží, ale i bazální část eggenburgu. Je pravděpodobné, že pozorované sledy nafty přicházely z báze neogénu, i když původ nafty může být z křídly bradla.

Druhý čerpací pokus z eggenburgu, provedený perforací pažnice v hl. 940—944 m, který prokázal přítok suchého plynu o tlaku 37 at a kapacitě 29 000 m³/24 hod., tomu jen nasvědčuje.

Na vrtu Bištava 3 byl vrstevní interval podložní křídly bradel v hl. 810—1074 m vyzkoušen třemi čerpacími pokusy. Prvý pokus z nezapažené části vrtu v hl. 929—1074 m byl bez přítoku. Stejně negativní výsledek přinesl i druhý čerpací pokus z obzoru v hl. 916—917 m, otevřený perforací pažnice. Při třetím pokuse z perforovaného obzoru v hl. 814—818 m byl zjištěn omezený přítok slané vody s olejem. Za 4 dny čerpání se získalo celkem 10 000 l slané vody a 2800 l oleje. Potom zůstala vrtba suchá. Tyto výsledky svědčí o malé akumulaci vrstevního typu, dokonale litologicky izolované.

Na vrtbě Kúty 7 byl z podložního aptu-albu v intervalu 2200—2282 m proveden čerpací pokus z nezapažené části vrtu v hl. 2215—2282 m. Byly zjištěny slabé projevy hořlavých plynů.

Druhý pokus, provedený perforováním pažnice v hl. 2196—2202 m, zjistil přítok 150 l slané vody s olejovými stopami. Pokus je však pro podloží nerepresentativní, neboť, jak ukazují hloubkové údaje, perforovaný interval zasáhl již bázi karpátu. Vcelku však jsou výsledky vrtby nepříznivé. Je to vrtba v nejvzdálenějším z. úseku bradlového pásma, a to při jeho sz. okraji. Její výsledek naznačuje vcelku malou perspektivnost vlastního bradlového pásma, a to zvláště v jeho sz. okrajové oblasti, což je ve shodě s koncepcí struktury bradlového pásma v systému centrálních a externích karpatských jednotek.

Produkční pokus z jury bradla pod triasem chočského příkrovu, navrtané na vrtbě Šaštín 11 v hl. 2256—2500 m, měl negativní výsledek.

Projevy živíc, a to hlavně plyných, na ostatních vrtbách, které dosáhly bradlového pásma, resp. vrtaly v něm, se po provedené revizi ukázaly být neopodstatněné. Jejich bazální vrstvy, které byly dříve řazeny do mezozoika, nelze podle dnešní koncepce považovat za mezozoikum bradlového pásma. Byly to např. zjištěné stopy plynu na vrtbě Štefanov 167, Štefanov 100.

Stopy plynu z podloží na vrtbě Šaštín 9, v hl. 2000—2200 m, prověřované perforovanou kolonou, přicházely nikoli z hornin bradlového pásma, ale z triasu chočské jednotky.

Produkční pokusy z bradlového pásma na vrtbě Letničie 1, z intervalu 802—2057 m, i na některých dalších, zde neuváděných vrtbách, skončily negativně. Podle nové interpretace by však šlo o magurský flyš.

Navržený hlubinný průzkum, který se kryje s návrhy v předchozí práci (A. K o c á k et al. 1973), předpokládá odvrtnat strukturní vrtbu do hl. 4000 až 5000 m na j. svahu štefanovské elevace (Bištava 4). Vrtba má za úkol převrtat brezovskou křidu, resp. paleogén, a prozkoumat mezozoikum vnitro-karpatských jednotek, tj. chočské, krížňanské, event. manínské v elevační

strukturní poloze vzniklé nasunutím těchto sérií na bradlové pásmo od jiho- východu.

Oblast Lakšárska Nová Ves

V oblasti mezozoické morfologické elevace Lakšárska Nová Ves bylo do současné doby odvrtáno 7 hlubinných vrtb. Z nich vrtba LNV 1 nedosáhla podkladu a skončila v karpátu. Vrtba LNV 6, na jz. svahu elevace, neprošla do konečné hloubky 1800 m brezovskou křídou a poslední vrtba LNV 7 nebyla do konce r. 1973 dokončena. Vrty jsou situovány tak, že LNV 4, 3, 5 leží na příčném sz.—jv. profilu a vrtby LNV 6, 7, 2, 4, na podélném profilu jz.—sv., souběžně s Malými Karpaty.

Vodítkem pro zahájení průzkumu byla existence strukturní a morfologické elevace v miocénu, známá již od počátku výzkumu v pánvi. Elevace byla identifikována gravimetrickým měřením a detailně ověřena mělkým struktur- ním vrtáním a později reflexní seizmikou. Výzkumy ukázaly, že podložní morfologická elevace má zhruba tvar příčného, do pánve se snižujícího hřbe- tu, který se odděluje od Malých Karpat a noří se pod neogén pánevní výplně.

Při rozpracování struktury hlubinnými vrty se vycházelo z obvyklé praxe, tj. z předpokladu přímé závislosti vnitřní struktury podkladu a jejich před- miocenního povrchu. Přitom se kladl hlavní důraz na kvantitativní vyhodno- cení gravimetrických podkladů a přirozeně i seizmiky. Předpokládala se existence podélných zlomů na elevačním hřbetu, které by mohly mít hlavní funkci pro vznik uzavřených ker a struktur na tomto monoklinálně ukloně- ném hřbetu.

Takové zlomy byly skutečně vrtbami i geofyzikálními metodami zjištěny. Nicméně se prokázalo, že alpidní vrásová tektonika nasunutých sérií vnitřně karpatských jednotek je natolik složitá, že ani seizmika, ani vrty dosud provedené ji nemohou vyjasnit. Ačkoli při průzkumu, před situací každé následující vrtby, byly komplexně hodnoceny výsledky předchozích vrtb, ukázalo se, že předcházející předpoklady se po jejich odvrtu nesplnily. Názným příkladem složitosti struktury podkladu jsou příkré až vertikální sklony lunzských vrstev, zjištěné na vrtbě LNV 7 v hl. 2290—4400 m (jádro č. 21—52). Úklon vrstev tu činí 85 , 70 , 60 ve svrchních polohách tohoto intervalu a klesá na hodnoty 30 , 25 , 18 směrem dospodu.

S ohledem na asymetrický tvar gravimetrické elevace byl její hlubinný průzkum navržen třemi nezávislými vrtbami (LNV 2, 3, 4). Další vrtba LNV 5 je značně vysunutá k JV, do míst, kde se ve stoupajících vrstvách předpokládala existence dílčích, mezozoických elevací. Jejich uzávěr měl být zlomový. Další vrtba, LNV 6, byla vysunuta k JZ, do pravděpodobného stoupá- ní lunzských vrstev k tíhovému maximu.

Po odvrtu těchto pěti vrtb se v průzkumu pokračovalo až po jeho zhodnocení po víceleté přestávce, a to poslední vrtbou LNV 7. Vrt byl situován na upřesněném vrcholu, přičemž vodítkem byly získané hodnoty mezozoického reliéfu (K. Bílek 1969). Kromě toho byl vr- chol struktury zpřesněn podle schématu rychlostního rozhraní na podkladě výsledků vrtní re- frakce na vrtbách Závod 57 a LNV 2. Ani vrtba LNV 7 nepřinesla — do současně dosažené

hloubky 5011 m (XI — 1973) — výsledek odlišný od předchozích. Nicméně možnosti se tu nevyklučují, jak se dále uvádí.

Ve stati o obecných hlediskách perspektivy živic jsme uvedli příčiny a faktory, které nás vedou k předpokládanému názoru o menším významu a perspektivitě slovenské části pánve j. od bradlového pásma. Domníváme se, že uvedené předpoklady lze aplikovat především na elevaci Lakšárska Nová Ves. Kromě uvedených, regionálně platných hledisek malé nadějnosti lze tu zvláště zdůraznit tato:

a) Čtyři hlubinné vrtny, které prošly do podloží, situované ve dvou 5 km dlouhých, na sebe kolmých profilech, nepřinesly žádná spolehlivá data pro objektivní objasnění struktury předmiocenního podkladu.

b) Žádná z vrteb nezjistila ani na povrchu mezozoika, ani v jeho převrtných intervalech, tj. 3515 m, 930 m, 850 m a 680 m, přítomnost nádržných vrstevních forem s hospodářsky významnými nebo aspoň z hlediska výzkumu zajímavými akumulacemi živic. Námitku, že pro neznalost struktury nebyly vrtny optimálně strukturně situovány, lze akceptovat s výhradou. Koncepce rozpracování struktury dvěma na sebe kolmými profily vrteb se vzájemným rozestupem 1—2,5 km (s výjimkou LNV 5) je třeba považovat za dobrý a osvědčený postup. Lze se domnívat, že v případě přítomnosti ekonomicky významného ložiska na této struktuře poskytla by alespoň jedna z těchto vrteb žádoucí informace pro sledování tohoto problému.

Jako poznámku lze připojit, že jisté možnosti existují ještě na nedokončené vrtbě LNV 7. Spodní dolomity, navrtané tu od hl. 4400 m, až do současné hloubky 5930 m v podloží lunzských vrstev (2290 m—4400 m) mohou být s ohledem na své hluboké uložení a mocné těsnící nadloží pelitů dobře izolované. V takové pozici se nevyklučuje jistá perspektivita spodních dolomitů. Jakákoli data o jejich strukturní pozici mimo vrtbu však postrádáme.

c) Naopak však vrtbami byly zjištěny důležité negativní symptomy hydrogeochemické (M. D l a b a č in K. B í l e k 1969; A. K o c á k — F. N ě m e c — S. M a y e r 1973). Hlubinné vody jsou vesměs slabě mineralizované, s rozpuštěnými hořlavými plyny sirovodíkem a CO_2 . Vody obsahují sírany, což je negativním znakem posouzení kontaktu vody s živicí. Zjištění dokazují, že hlubinné vody jsou atakovány sladkými vodami z povrchu. Kontakty zvodnělých obzorů lze teoreticky předpokládat ve vyšších polohách v Malých Karpatech. Uvedené souvislosti K. B í l e k (1969) nedoceňuje a zamítá.

d) Ani nová metoda seizmického výzkumu SRB nepřinesla pro objasnění vnitřní struktury podkladu této elevace upotřebitelné výsledky. Jako téměř v celé pánvi odpovídají reflexy, které lze objektivně interpretovat, povrchu mezozoika. Nelze proto ani z tohoto hlediska podat v současné době její příznivější hodnocení.

e) Naše nová stratigrafická hodnocení nepřinesla očekávané jasno do stavby veporidních jednotek. Revizními pracemi se získala sice některá upřesnění stratigrafické příslušnosti převrtných sérií, nicméně však nejsou podklady dostačujícími. Jednotlivé vrty nelze jednoznačně stratigraficky korelovat a se-

strojit věrohodné profily. Všechny pokusy o propojení i blízkých vrteb nejsou v dosavadních pracích objektivně podloženy. Mohli jsme jen konstatovat, že na stavbě podložní elevace se účastní chočský příkrov a víceméně i příkrovy vyšší. Pro ilustraci složitosti stavby podkladu můžeme rekapitulovat některá diskutovaná hlediska, která se jeví pro problematiku živic významná (A. B i e l y 1973);

Nevylučuje se možnost, že senonské vápence na vrtbě LNV 7 jsou uloženy normálně nad dolomitem. Nedají se srovnat se spodnocampanskými vrstvami v Myjavské pahorkatině. Jde tu patrně o jinou biofacii nebo o transgresi vyššího senonu. Nevylučuje se ani, že vnitrokarpatké jednotky jsou přesunuty přes křidu a paleogén brezovské série, jak se domnívá K. B í l e k (1969) a jak se interpretují v sousedním Rakousku. Normální styk, jak jej známe z Myjavské pahorkatiny, se tu vůbec nemusí uplatňovat.

Zjistilo se, že tu existují tektonické kontakty, jejichž styk je předgosauský. Na nich se stýkají příkrovy vnitřních Karpat, které se formovaly za středně křídového vrásnění. Charakteristiku dislokací však není možno z vrtů poznat. Mimoto byly vrtbami převrtány dislokace přesunového nebo přesmykového rázu, předmiocenní, ale mladší než předgosauské. Bližší charakteristiku v prostoru a čase neznáme však ani u těchto dislokací.

Z důvodů, které byly v přehledu uvedeny, kloníme se prozatím k názoru o malé perspektivnosti této struktury z hlediska ekonomicky významnějších ložisek živic. Tento názor bude zajisté upřesněn po dokončení výzkumu vrtby LNV 7.

O b l a s t V y s o k á — L á b — M a l a c k y

Ve výzkumné oblasti Vysoká — Láb — Malacky se odvrtilo celkem 10 hlubinných vrteb na podloží. Z toho jedna (V 4) na elevaci Vysoká, 7 na struktuře Láb (L 40, 90, 91, 93, 106, 115) a M 20, M 22 na elevacích Malacky-Západ a Malacky-Východ.

Rovněž zde, na všech uvedených strukturách se hlubinný průzkum podloží řídil stejnými zásadami, jako v ostatních oblastech pánve. Vrtby byly situovány podle tvaru povrchu podložních elevací. U prvních vrteb na struktuře se vrcholy stanovily na podkladě zhodnocení tektoniky nadložního miocénu, gravimetrie a seizmiky. Bylo to v případě vrteb V 4, L 40, M 20 a M 22. Na elevacích Vysoká, Malacky-Z a Malacky-V se po odvrtu prvních sond již dále v průzkumu nepokračovalo, a to pod vlivem neúspěchu na struktuře Láb.

Elevace Láb byla po odvrtání první vrtby L 40 rozpracovaná nezávislými vrtbami L 90, 91, 92, 93, situovanými podle upřesněného tvaru povrchu mezozoika. Přirozeně i zde byly lokalizace následujících vrteb upraveny vždy podle nových hodnocení předchozích vrteb a geofyziky.

Neogenní strukturální elevace Láb je výraznou elevací, která je obrazem dominantní morfologické elevace podložního mezozoika. Její tvar, patrně i s jistým vztahem k její vnitřní struktuře, naznačovala gravimetrická uzavřená a výrazná pozitivní anomálie.

Prvá vrtba, situovaná na jejím vrcholu i na vrcholu miocenní struktury, nespĺnila úkol a její čerpací pokus z nezapaženého intervalu mezozoika skončil negativně (slaná voda). Převrtané mezozoikum zde bylo mocné 301 m.

Čtyři další nezávislé vrtby jsou situovány na podélném jz. — sv. profilu, spolu s vrtbou V 4. Z toho vrtby L 90, L 93 se nalézají ve vrcholové příčné kře, L 91 v sv. příčné pokleslé kře a L 92 a též vrtba V 4 v jz. příčné pokleslé kře. Čerpací pokusy ze všech čtyř, resp. pěti vrteb byly negativní. Na vrtbě L 90 z mezozoického intervalu v rozsahu 455 m se provedlo 6 čerpacích pokusů, na vrtbě L 91 z intervalu 270 m 3 pokusy, na vrtbě L 90 z intervalu 93 m jeden pokus (z nezapaž. části) a na vrtbě L 93 z hl. 2355—2650 m 3 čerpací pokusy. Ve všech vrttech se zjistila vesměs přítomnost silně mineralizovaných vod, většinou kalcium-chloridového typu, v případě vrtby L 91 a L 92 s rozpuštěnými hořlavými plyny, v nichž byly přítomny i vyšší homology metanové řady.

Další vrtba L 106 se nalézá v nejvyšší strukturální poloze střední, příčné vysoké kry. Byla situovaná na podkladě vykreslení podrobné morfologie povrchu podloží z výsledků všech předchozích vrteb. Kromě toho byla provedena modelace povrchu mezozoika vrtní refrakcí na vrtbách L 90, 91, 92, 93 a M 20, M 22. Na takto interpretovaném vrcholu, který se nalézá jv. od L 90, a to o 10 m strukturálně výše než původní vrchol, byla vrtba situována. 155 m převrtaného mezozoika bylo prověřeno třemi čerpacími pokusy s negativním výsledkem. V silně slané vodě byly zjištěny rozpuštěné uhlovodíky s přítomnými vyššími homology.

Poslední vrtba L 115 byla situována v r. 1971 po čtyřleté přestávce, kdy se provedlo zhodnocení všech předchozích prací (M. D l a b a č — V. Š p i č k a 1968; K. B í l e k 1969). Při její situaci byl učiněn pokus vzít v potaz i vnitřní strukturu mezozoika. Bod byl určen ve vysoké poloze z. svahu elevace, v tektonické kře, u které se předpokládalo utěsnění proti negativní vrcholové části struktury peltickými sedimenty převrtanými na vrtbě L 93 od hl. 2355 m. Situace vrtby byla podpořena důležitostí struktury vyplývající z její produktivity v neogénu, plynovými indiciemi ve vodách na vrtbách L 91, L 92, L 106 a konečně faktem, že se nalézá v sousedství rakouské produktivní struktury Baumgarten (M. D l a b a č in K. B í l e k 1969).

Vrtba převrtala dosud největší hloubkový interval karbonátického triasu, tj. 1654 m, a to s negativním výsledkem. 10 čerpacích pokusů zjistilo přítoky silně slané kalcium-chloridové vody s rozpuštěnými plyny, které rovněž obsahují vyšší uhlovodíky, a to v jednom případě až do C_4H_{10} .

Čerpací pokus z mezozoika na vrtbě V 4, převrtaného v hl. 2840—3085 m, zjistil přítok silně mineralizované vody, slané.

Vrtba M 20 (Malacky-Z), vyzkoušela mezozoikum v hl. 3147—3500 m šesti čerpacími pokusy, které byly negativní, bez přítoku. Byla situovaná na předpokládaném vrcholu seizmické elevace, konstruované z fiktivního vůdčího obzoru a podle struktury neogénu tak, aby přešla do vysoké kry při jakubovském zlomu. Rovněž vrtba M 22 (Malacky-V), situovaná podle strukturálních podkladů vrteb M 4, 6, 8, 10, 14, 18 a na podkladě interpretace seizmiky na vrcholu této elevace, nepřinesla výsledek. Čtyřmi čerpacími pokusy z mezozoika v hl. 2633—3000 m byl zjištěn přítok silně slané vody.

Bilance dosud provedeného hlubinného průzkumu na povrch a do předmiocenního podkladu na strukturách Vysoká, Láb, Malacky není, pokud se týká ekonomických naftově geologických zjištění i zjištění strukturálních, prozatím nikterak povzbudivá. Deseti výzkumnými hlubinnými vrtbami byly získány toliko nejzákladnější informace o regionální stavbě.

Z tohoto hlediska je možno hodnotit zvláště vrtbu L 115, která přispěla k řešení regionální stavby. Svým zjištěním mocného karbonátového mezozoi-

ka, dosud ze Západních Karpat neznámým, upozornila na existenci vyšších přesunutých jednotek v podloží pánevní výplně, než je příkrov chočský.

Podrobné informace z vrtů, potřebné pro geologickou interpretaci tektoniky elevace, mají platnost jen úzce lokální, většinou jen pro samotný vrt, a nelze jich pro syntetické konstrukce využít.

Z poznatků, které vyplynuly z nového revizního zpracování, se odvozují naše závěry naftově geologické: Všechny vrtby v této výzkumné oblasti, situované na podkladě morfologie předmiocenního povrchu, interpretovaného ze seizmických řezů a upřesněného hlubinnými vrtbami, nepřinesly žádoucí výsledky pro poznání vnitřní struktury, které by mohly umožnit vyhledávání vhodných elevačních struktur pro akumulaci plynu a ropy.

Vrtby sice nezjistily přítomnost ložisek živíc, avšak prokázaly indicie jejich možné existence. Přítomné silně mineralizované kalcium-chloridové vody s obsahem plynných uhlovodíků na vrtbách L 91, L 92, L 115 charakterizují hydrodynamicky uzavřený režim naftových vod.

Seizmický průzkum orientovaný na vyjasnění vnitřní struktury podkladu nepřinesl kladné výsledky.

Rezultáty nové revize potvrdily geologickou stavbu v regionále, avšak detailní stavba vyřešena (ani řešena) nebyla.

Základním nevyřešeným problémem je tu ovšem skutečnost, že v žádné elevační struktuře, na rozdíl od sousedního Rakouska, kde se aplikovaly tožné metody výzkumu, nebyla dosud dokázána přítomnost ložisek živíc.

Ve všeobecné stati byla uvedena hlediska, která jsou patrně příčinou tohoto stavu. Na rozdíl od elevace Lakšárska Nová Ves můžeme považovat slané vody živičného typu s rozpuštěnými hořlavými plyny, v nichž jsou přítomny vyšší členy parafínové řady, za indicie, které prokazují, že živice, velmi pravděpodobně i tekuté, zde byly v geologické minulosti přítomny. K. Bílek (1969) se domnívá, že nepříznivý vývoj nadložního karpátu na Lábu i na Malackách byl příčinou jejich vymigrování.

Výstižnější odpověď na tuto otázku dává nepřímě I. Pa g á č (1971), v rámci úvah o problému původu živíc v pánvi. Z jeho práce vyplývá, že akumulace ropy v lábském obzoru, na bázi zóny aglutinujících foraminifer, mají svůj původ asi v mezozoických sériích. Tím by byla podpořena domněnka o prvotní akumulaci živíc v alpidních mezozoických sériích j. od bradlového pásma, jejichž možnost jsme v úvodní diskusi připouštěli v souvislosti s pochybností o jejich autochtonitě.

V zásadě lze akceptovat migrační pohyby živičné substance v alpidně vyvrátných sériích mezozoika. Příčinou jejího malého rezidua, které představují dnešní akumulace ropy vázané na lábský obzor v badenu a snad též ve sladkovodním karpátu, mohou být tyto skutečnosti:

Prvá spočívá v tom, že je splněn náš předpoklad o nepřítomnosti autochtonních sérií mezozoika, popř. paleozoika, které mohou představovat potenciální mateční horniny a dodavatele živíc do nadloží. I v tom případě mohou být pelity mezozoika vnitrokarpatkých jednotek původcem a zdrojem

živíc, které po vyvrásnění vymigrovaly do nadložních detritů karpátu, resp. výše do badenu. Tento výklad zdá se být nejpravděpodobnější.

Druhý výklad nevyklučuje přítomnost autochtonního mezozoika, popř. paleozoika ve výzkumné oblasti nebo její blízkosti. Nevyklučuje ji ani ve vzdálenějších oblastech, ovšem za předpokladu existence příznivých podmínek laterální migrace, tj. regionálně faciálně neměnného, litologicky příznivého vývoje sběrných vrstev. Živičná substance migrovala pak z autochtonu do nadložních karpatských sérií, přesunutých sem od JV.

Ještě před ukončením a hlavně po ukončení jejich pohybů musíme však v obou případech předpokládat vymigrování jejich značného podílu, které trvalo od oligocénu, resp. od zakončení intraeocenních pohybů až do následujících období středního miocénu, kdy byl povrch mezozoika zvláště na vnitropánevních elevacích obnažen. Ani transgrese karpátu, která překryla i elevace podkladu, neznamená zakončení úniku živíc z mezozoika u nás (K. Bílek 1969). Dosud jediná zjištěná akumulace ropy v karpátu v této oblasti (Láb 119) je dokladem toho, že i sedimenty vyslazeného karpátu, v regionálně a lokálně příznivé strukturální poloze mohly mít význam pro akumulaci živíc v třetí migrační fázi.

Teprve nadložní baden tvoří v této části pánve dobře těsnící vrstvy. V jeho sběrné porézní vrstvě, kterou představuje lábský obzor, dochází pak v elevačních strukturách k akumulaci zbytkových množství živíc.

Lze však uzavřít, že zjištěné hydrogeochemické indikace zde nevyklučují přítomnost ložisek živíc ve vhodných strukturách v podloží. Tento závěr může být příznivě podpořen procesy sekundární termické mobilizace kerogenu z hlubokých pater zakleslých sérií, jak je nové aspekty formulují.

Při současné neznalosti vnitřní struktury hlubokého podkladu a prozatímni nereprezentativnosti výzkumných výsledků seizmického výzkumu je logická otázka, jaká bude cesta, kterou se má výzkum a vyhledávání živíc nejen zde, ale i v ostatních částech pánve ubírat.

Touto cestou je nové a stále dokonalejší komplexní geologické zpracování oblastí, podpořené výsledky regionálních badatelských výzkumů, a účinná spolupráce všech zkušených odborníků na tomto poli. Složitost a obtížnost i ekonomická náročnost problematiky vyžaduje dnes nezbytně její rozšíření na formu spolupráce mezinárodní.

Přehled oblastí pro výzkum podloží

Shrneme-li naše nové poznatky, úvahy a předpoklady, je možné za současného stavu podat rámcový přehled perspektivních oblastí pro výzkum podkladu pánve. Oblasti jsou v něm seřazeny podle několika ukazatelů: Předpokladu nadějnosti, stavu přípravného výzkumu, objemu dalších nutných výzkumných prací i stavu teoretického zpracování.

1. Vnitřní, jihovýchodní přibradlová oblast

Nadějnost oblasti je zdůvodněna podanou analýzou paleogeografického vývo-

je, v němž existují příznivé faktory naftově geologické, ale i faktory nepříznivé. Nicméně stav přípravného výzkumu, včetně teoretického zpracování, je tu doveden nejdále, takže objem dalších výzkumných prací je relativně nejnižší, a to jak v regionálním, tak detailním měřítku. V současné době jsou připraveny podklady pro velmi hluboký pionýrský vrt v pánvi (Bištava 4). Opěrný stratigrafický vrt mimo pánev zahájil vrtání (Lubina 1). Po prověření nadějnosti na první lokalitě je nejbližším výzkumným programem vyhledávání dalších elevačních struktur podle vnitřního svahu bradlového pásma.

2. Širší vnější, severozápadní příbradlová oblast

Perspektivita oblasti je hodnocena kladně pro jistou analogii s poměry autochtonního podkladu na ponořeném svahu Českého masívu, pro přítomnost a vývoj krycích sérií paleogénu a konečně i pro dílčí výsledky nového seizmického výzkumu, které nasvědčují přítomnosti vnějšího, příbradlového antiklinálního systému. Současným úkolem výzkumu je pokračovat v regionálním a detailním seizmickém měření oblasti metodou společného reflexního bodu, která zde dává možnosti interpretace povrchu mezozoika. Výzkumem bude sledován a v podélném směru vymezen elevační systém při vnější příbradlové zóně a stanoveny jeho vrcholy. Teoretické znalosti o hlubinné stavbě dosud nemáme.

1. Hluboké podloží brezovské svrchní křídly

Na podkladě nových výzkumů v pánvi a jejich analogické interpretace pro tuto oblast, lze vnitřně karpatské podloží této části pánve co do perspektivy hodnotit příznivě, a to hlavně v důsledku raného překrytí těchto sérií svrchní křídou a paleogémem. Existence relativně krátkých intersedimentačních hiátů tudíž limituje období vymigrování živic z podkladu. Regionální a strukturální podklady však z oblasti postrádáme. Metodický postup jak je získat není dosud jasný.

Za základní cíle pro výzkum hlubokého podloží, ale i křídové výplně této oblasti lze považovat předně územní vymezení deprese, identifikaci charakteru a rozsahu jejího vyššího sz. křídla, pokus o lokalizaci hlavních směrných zlomů v depresi a konečně vyhledávání elevačních systémů a jejich vrcholových partií.

4. Jihozápadní oblast pánve (Vysoká, Láb, Malacky)

Podle nejnovějších naftově geologických výzkumných výsledků na Lábu a jejich zhodnocení není podloží této části pánve bez perspektivy. Jestliže tu probíhalo ještě naplňování ložisek v karpátu a badenu, není vyloučena ani je-

jich přítomnost v dokonale těsněných strukturách mezozoika. Kromě toho je tu možnost existence procesů druhotné termické mobilizace kerogenu pro akumulaci. Kromě základních teoretických poznatků o regionální stavbě nebyly však získány dosud žádné objektivní strukturální podklady pro vymezení a vyhledávání hlubinných struktur. Vhodná metodika strukturálního průzkumu není známa.

Pokračování v průzkumu hlubinných struktur podkladu bude zdůvodněné a možné až na podkladě nových, regionálních teoretických zhodnocení, které musí navazovat a rozvíjet poznatky ze sousední oblasti rakouské.

Cílem je zvládnout zde styl stavby karpatských jednotek a pokusit se o vymezení podélných elevačních zón a příčných zlomových pásem. Neméně důležité jsou experimenty na podporu nových aspektů migračních procesů bitumenů.

5. Svrchní křída a paleogén brezovské deprese

O perspektivitě svrchní křída se nelze dnes přesněji vyjádřit. Avšak již z titulu malé prozkoumanosti ji lze považovat za hodnou pozornosti.

Tektonika, mocnost, rozšíření i hlubší vývoj sérií jsou velmi málo známé. Výsledky seizmického průzkumu deprese v pánvi i mimo pánev ukazují, že brezovská deprese byla postižena substidenčními pohyby v miocénu, které ji vtiskly asymetrický tvar. Osa synklinálního prohybu probíhá blíže vnitřního okraje bradlového pásma. Dosud málo jasná je vnitřní stavba výplně brezovské deprese v pánvi ve vztahu k alpidně vyvrátněnému jurskému a triasovému podkladu. Nové výsledky hlubinné vrtby Lubina 1 ukazují, že výplň brezovské deprese v obnažené sv. části byla vrátněna spolu s podkladem.

Průzkum paleogénu deprese patrně nepřichází vůbec v úvahu. Jeho mocnost je malá a sedimenty mají vlastní nezávislé rozšíření na podložní svrchní křídě. Směr výzkumu je nastíněn ve spojení s jejím podkladem.

6. Jihovýchodní oblast pánve (Lakšárska Nová Ves)

Dosavadní zjištění hlubinných vrteb i paleogeografický vývoj této oblasti mluví v její neprospěch co do perspektivity z hlediska přítomnosti ekonomicky významnějších ložisek živic. Stavba je velmi složitá a přes vyhloubení 5 hlubinných vrteb dosud prakticky neřešitelná.

Není vyloučeno, že hlubinná vrtba LNV 7, která t. č. vrtá v hl. 5930 m, nepřinese kromě lokálních zjištění stratigrafických a naftově geologických nový pohled na perspektivitu hlubinných struktur širší oblasti, který bude třeba brát v úvahu při prognózách.

Do tlače doporučil A. Kocák.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1938: Karpathen Miozän und Wiener Becken. *Petroleum. Jhrg. 34*, 27. Wien.
- BIELY, A. — JANÁČEK, J. — KULLMANOVÁ, A. — PLANDEROVÁ, E. 1973: Geologické vyhodnotenie podložia viedenskej panvy. Manuskript-archív GÚDŠ. Bratislava.
- BÍLEK, K. 1965: Výsledek a perspektivy průzkumu mesozoického podloží vídeňské pánve. Rukop. zpráva. Nafta, n. p., Gbely.
- BÍLEK, K. 1969: Pioniersky prieskum mezozoika viedenskej panvy. Rukop. správa. Nafta, n. p., Gbely.
- BÍLEK, K. — ČAJKA, R. 1962: Zpráva o průzkumu centrálně karpatského podloží vídeňské pánve. Rukop. zpráva. Nafta, n. p., Gbely.
- BUDAY, T. — ŠPIČKA, V. 1959: Geologický vývoj slovenské části vídeňské pánve ve světle výzkumů lakšárské elevace. *Rozpravy ČSAV*, 69. Praha.
- BUDAY, T. — ŠPIČKA, V. 1961: Centrálně karpatské podloží vídeňské pánve a jeho perspektivy z hlediska živíc. Rukop. zpráva. Geofond. Praha.
- BUDAY, T. — CAMBEL, B. — MAHEL, M. 1962: Vysvětlivky k přehlednej geologickej mape ČSSR 1:200 000, list Wien—Bratislava. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- BUDAY, T. et al. 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, list Gottwaldov. ÚÚG. Praha.
- BUDAY, T. — MENČÍK, E. — ŠPIČKA, V. 1967: Tektogenese vnitrokarpatských depresí z hlediska stavby a reliéfu podloží vídeňské pánve. *Rozpravy ČSAV, mat. tem. přír. ř. 77*, 6. Praha.
- BUCHTA, H. — LEUTNER, R. — WIESENER, H. 1963: The extractable organic matter of pelite and carbonate sediments of the Vienna Basin. *Proc. 6th World Petrol. Congr. Frankfurt a/M.*
- DLABAČ, M. 1958: Akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu čsl. části vnitroalpské pánve vídeňské. *Práce VÚN, XI*, Publikace 42. Brno.
- DLABAČ, M. 1961: Příspěvek k řešení některých otázek akumulace nafty a plynu ve starším miocénu na území vnitroalpské pánve vídeňské. *Geol. Práce, Správy 22*. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- DLABAČ, M. — ŠTAUD, M. 1959: Složení a vznik nafty v čsl. části vnitroalpské pánve vídeňské. *Geol. Práce, Správy 16*. *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- DLABAČ, M. — ŠPIČKA, V. 1969: Výzkum předneogenního podloží v JV části vídeňské pánve. Rukop. zpráva. Geofond. Praha.
- DOLENKO, G. N. 1955: Uslovija obrazovanija naftjanych zalezěj venskogo basejna. *Mat. disk. po probl. poisk. i migr. nefty*. Izd. AN USSR. Kyjev.
- DOLENKO, G. N. 1958: Tektoničeskije razryvy venskogo basejna. *Geol. sbor. Lvov, Geol. obč. 5—6*. Lvov.
- CHMELÍK, F. 1971: Geologie zdonecké jednotky a její postavení v alpsko-karpatské soustavě. *Sbor. geol. věd ř. G, 19*, Praha.
- JANOSCHEK, R. 1958: The inneralpine Vienna Basin. An example of a small sedimentary area with rich oil accumulation. *Symp. on the Habitat of oil*. Tulsa.
- KAPOUNEK, J. — KOLBEL, D. — WEINBERGER, F. 1963: Results of new Exploration in the Basement of Vienna Basin. *6th V.P.C. Sect. 1., Paper 2*. Frankfurt a/M.
- KAPOUNEK, J. — KAUFMANN, A. — KRATOCHVIL, H. — KROLL, A. 1964: Die Erdöllagerstätte Schönkirchen Tief im Alpin-Karpathischen Deckenuntergrund. *Erdöl — Erdgas-Zeitschrift*, 80, Wien—Hamburg, 305—317.
- KAPOUNEK, J. — HORVÁTH, S. 1968: Die Bohrung Schönkirchen Tief 32 als Beispiel für den Aufschluss einer Lagerstätte im tiefen Anteil der Karpathen. *Erdöl-Erdgas Zeitschrift* 8, Wien—Hamburg, 369—407.

- KOCÁK, A. — MAYER, St. — NĚMEC, F. 1973: Zpráva o reflexně seismickém měření metodou SRB ve vídeňské pánvi v letech 1971—1972. Rukop. zpráva. Geofysika. Brno.
- KROLL, A. — WIESENEDER, H. 1972: The Origin of Oil and Gas Deposits in the Vienna Basin (Austria). Proc., 24th Intern. Geol. Congress. Sect. 5. Montreal.
- KROLL, A. — WESSELLY, G. 1973: Neue Ergebnisse beim Tiefenaufschluss im Wiener Becken. Erdoel-Erdgas Zeitschrift 89, Jhrg. Wien—Hamburg.
- LEŠKO, B. et al. 1973: Geologický projekt hlbinného oporného vrtu Lubina 1. Manuscript-archív GÜDŠ. Bratislava.
- MENČÍK, E. 1966: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynu v karpatském flyši. Rukop. zpráva. Geofond. Praha.
- MICHALÍČEK, M. (in DLABAČ, M. — ŠPIČKA, V. 1968) 1968: Hlubinné vody a rozpuštěné plyny v centrálně karpatském podkladu vídeňské pánve.
- ŠIMÁNEK, V. 1963: Geochemický výzkum organické hmoty a sedimentů v oblasti karpatského flyše. Rukop. zpráva. Geofond. Praha.
- ŠIMÁNEK, V. 1965: K otázce genese ropy a ropných ložisek čsl. části vídeňské pánve. Sborník geol. věd, Řada LG, 6, Praha.
- ŠPIČKA, V. 1960: Geologický vývoj střední části vídeňské pánve. Rukop. zpráva, ČND. Hodonín.
- WIESENEDER, H. 1956: Zur Kenntniss der neuen Erdoel- und Erdgasvorkommen im Wiener Becken. Erdoel und Kohle, 9. Hamburg.
- WIESENEDER, H. 1964: Die Erdoelmuttergestensfrage im Wiener Becken. Erdoel-Erdgas Zeitschrift, 80. Wien—Hamburg.

Josef Janáček

Beitrag zur Problematik der Erkundung von Bitumina in dem vormiozänen Untergrund des südwestlichen Teiles des Wiener Beckens

Resümee des tschechischen Textes

Die Neubearbeitung des Liegenden des Miozäns in dem südwestlichen Teil des Beckens ist im J. 1973 von einem Forscherkollektiv (A. Biely, J. Janáček, A. Kullmanová, E. Planderová) unternommen worden.

In ihr wird vor allem von neuem die Frage der grundsätzlichen Unterschiede der Perspektiven des Gebietes auf unserer und auf österreichischer Seite, mit Berücksichtigung der neuen Kenntnisse und Ansichten über die Genese, Migration und Akkumulation von Bitumen in dem Becken, diskutiert. Eine befriedigende, objektive Erklärung der ungleichmässigen Verteilung der Anteile der Bitumen-Akkumulation in dem Becken, und dies sowohl in seiner Ausfüllung wie auch an der Oberfläche des Untergrundes, fehlt uns bisher. Die Interpretation der differenzierten Akkumulation auf Grund der allmähli-

chen Auffüllung von speichernden Schichten und lithologischen Formen (A. K o c á k et al. 1973) scheint nicht ausreichend zu sein. Unzureichend ist auch die Darlegung, das hangende Karpat befände sich in einer ungünstigen, detritischen Entwicklung und bildete keine ausreichende Abdichtung. Die letzten Ergebnisse aus der Bohrung Láb 119 zeigen, dass hier auch in dem Karpat, welches sich hier in einer Süßwasser-Entwicklung befindet, eine Lagerstätte von Erdöl entstehen kann.

Eine andere spekulative Ansicht verknüpft diesen ungünstigen Zustand bei uns mit der Existenz von Tiefenbrüchen zwischen den Karpaten und den Ostalpen. F. C h m e l í k (1971) nimmt vor allem einen, vom Nordfuss der Alpen über Mistelbach in die Depression von Jablonica verlaufenden Querbruch mit einer Hochscholle im Norden, an. Ein weiterer, Längsbruch, verlief von Uherské Hradiště über Hodonín nach Láb. Die höhere, westliche Scholle dieses Bruches besitzt nach dem Autor eine vom Gesichtspunkt des Vorhandenseins von Bitumen günstigere Entwicklung. Diese Ansicht ist ebenfalls nicht zutreffend.

Einen Schritt voraus bedeutet die Erkenntnis, dass die Bitumina bei uns nicht ausschliesslich aus dem Neogen stammen (M. D l a b a č 1958, 1961; V. Š i m á n e k 1965; M. D l a b a č, M. Š t a u d 1968). Auch in Österreich wurde dieses Problem behandelt (R. J a n o s c h e k 1958; J. K a p o u n e k, S. H o r w a t h 1968; H. W i e s e n e d e r 1956, 1964). Eine klare Antwort gibt uns hierauf vor allem eine Konfrontation der Bilanz der Gesamtförderung, der residuellen Vorräte und der Kubatur der möglichen Muttersedimente in dem Becken. Die Förderung und die Vorräte übersteigen in bedeutendem Masse die maximal möglichen, von den Muttersedimenten des Neogens abgeleiteten Bitumen-Mengen.

Eine annehmbare Erklärung könnte die Herkunft der Bitumina aus den liegenden mesozoischen, gegebenenfalls paläozoischen Serien, und zwar besonders aus autochthonen, sein. Dabei bietet die geologische Entwicklung der innerkarpatischen Einheiten geringere Voraussetzungen für die Entstehung von Bitumen in diesen Serien. Als Beweis dieser Standpunkte dienen die heute bereits bewiesenen Akkumulationen gasförmiger und flüssiger Bitumina in dem autochthonen Mesozoikum und Paläozoikum des unter das Flysch der Karpatenvortiefe getauchten Hanges der Böhmisches Masse. Auch ein Teil der Füllung der Lagerstätten im Baden, Karpat und dem unteren Miozän kann aus dem Untergrund angenommen werden.

Die ungünstige erdölgeologische Situation bei uns kann also vor allem durch das Fehlen oder eine ungünstige Entwicklung autochthoner mesozoischer Serien erklärt werden. Unter der Voraussetzung einer Existenz dieser Serien tritt noch die keinermassen günstige Entwicklung der überschobenen mesozoischen Serien der innerkarpatischen Einheiten hinzu, bzw. auch das Fehlen oder die ungeeignete lithologische Entwicklung von Decksedimenten, und zwar vom Paläogen bis zu dem unteren Miozän, dieses inbegriffen.

Ein neuer Gesichtspunkt für die Wertung der Aussichten kann jedoch jene

Interpretation sein, nach der die Bitumen-Lagerstätten durch eine thermische und Druck-Destruktion der Kerogene in den mesozoischen Serien entstanden sind, die in grosse Tiefen absanken, wo sich die entstandenen Komponenten mobilisierten und in höhere Horizonte migrierten (H. Wieseneder 1956, 1964; A. Kröll, H. Wieseneder 1972; A. Kröll, G. Wesselly 1973). Das Problem ist bei uns bisher nicht verfolgt worden und erfordert anspruchsvolle experimentelle Forschungen.

Während der Durchführung der Forschungsarbeiten zum Aufsuchen von Bitumen in der westlichen Slowakei seit dem J. 1945 zeigte es sich, dass die bedeutendsten Erdöl- und einige Erdgas-Strukturen in dem Gebiet der Farská-Störung konzentriert sind. Nach der Bohrung einer bedeutenden Anzahl von Sonden die hier auf und in den Untergrund gedrungen sind wurde bewiesen, dass die Farská-Störung in genetischer Abhängigkeit zu dem Strukturbau des Untergrundes steht, der hier von der Klippenzone repräsentiert wird. Die Störung verfolgt mit beachtenswerter Genauigkeit ihren nördlichen Rand.

Die Klippenzone bildete ein bedeutendes strukturelles und morphologisches Element des vormiozänen Bodens des Beckens. Primär spielte sie vom Gesichtspunkt der Migration und Akkumulation der Bitumina unzweifelhaft eine bedeutende Rolle, besonders seit der postsenonischen, laramischen Faltung bis zum Abschluss der Bewegungen der savischen Orogenphase. Es können hier drei Migrationsphasen unterschieden werden die während der einzelnen Verfaltungen unterbrochen, bzw. abgeschwächt wurden, mit einem Optimum zwischen ihnen und einem Maximum vor dem Aufleben der Bewegungen der folgenden Faltungsphase.

Für unser Gebiet sind jene Migrationsphasen bedeutungsvoll, die mit dem Abschluss der Bewegungen der postsenonischen, laramischen Faltung, mit starken Bewegungsäusserungen im Bereich der Klippenzone und dem Ausklingen der tangentialen Bewegungen in den Interniden beginnen.

Die Migration erfasste das überschobene, bzw. sich über das Senon der Klippen schiebende Mesozoikum. Sie endete, bzw. wurde abgeschwächt durch gering intensive intraeozäne Bewegungen. In dem Gebiet nw von der Klippenzone waren in diesem Stadium der Migration bereits tiefere Flysch-Serien bis zu dem Eozän, dieses inbegriffen, erfasst worden, doch ohne einer Möglichkeit der Bildung bedeutenderer Akkumulationen in ihnen.

Mit dem Abschluss der postoligozänen Faltung der savischen Phase beginnt der zweite Abschnitt der Migration in den paläogenen Serien. Die Migration lebt auch in ihrem Liegenden, in den verfalteten und überschobenen mesozoischen Serien auf. Dieser zweite Abschnitt der Migration dauert bis zu den ersten Bewegungen der altsteirischen gebirgsbildenden Phase, nach Ablagerung des Eggenburgs.

Am bedeutendsten ist die dritte Migrationsphase, die mit der jungsteirischen Orogenese, nach der Ablagerung des Karpats mit ihrem postbadenschen Ausklingen, als sich in unserem Gebiet der Deckenbau der Externiden vollzogen hatte, endete. Es kommt zum ersten Mal zu einer Auffüllung und der Bildung von Lagerstätten in dem mittleren Miozän, doch auch innerhalb

und an der Oberfläche des verfalteten und denudierten mesozoischen Untergrundes, soweit dieser von Miozän überlagert wurde und soweit in seinem Liegenden autochthones Mesozoikum vorausgesetzt werden kann.

Die Bewegungen der folgenden Entwicklungsstadien sind bereits nur germanotypen Charakters, und zwar überwiegend synsedimentär. Sie bedeuten daher keine wesentliche Unterbrechung der Migrationsprozesse in den miozänen Serien. Sie repräsentieren die vierte Migrationsphase, die bis in das Pliozän dauert, wo sie während der Subsidenz der bunten Serie in den inneren Partien des Beckens am intensivsten ist.

Bei dem gegenwärtigen Stand der Erforschung des Untergrundes scheint als hoffnungsvollstes Objekt der Erkundung der innere klippennahe Bereich auf. Die äussere, nordwestliche klippennahe Zone ist nach neuen Forschungen ebenfalls aussichtsreich, zur Zeit werden die Unterlagen vorbereitet. Die bedeckenden Serien des Magura-Flysches selbst, sind hier nicht aussichtsreich.

Das Gebiet des tieferen Untergrundes der oberen Kreide und des Paläogens der Brezová-Depression reiht sich in Hinsicht auf die Perspektivität an den weiteren Platz. Dies insbesondere dank der frühen Überlagerung des Mesozoikums durch die obere Kreide und das Paläogen, und die dadurch entstandenen relativ kurzen Intersedimentations-Hiate. Die Kreide und das Paläogen selbst bilden jedoch kein selbständiges Objekt der Erkundung. Ihre Erforschung wird mit der Lösung des vorhergehenden Problems verbunden sein. Da die obere Kreide in der Brezová-Depression bisher nicht erforscht ist, kann sie als beachtenswert angesehen werden.

Die in Wässern vom Erdöl-Typ in dem Gebiet Láb—Vysoká festgestellten hydrogeochemischen Indikationen beweisen, dass sich hier im Liegenden Bitumina, wohl auch flüssige, in der geologischen Vergangenheit befunden haben. Die Existenz von Lagerstätten in den tiefen Strukturen des Untergrundes ist jedoch auch heute nicht ausgeschlossen, insbesondere wenn wir die Gültigkeit der neuen Ansichten über die Genese der Akkumulation durch eine sekundäre thermische Mobilisation des Kerogens aus tief untergetauchten mesozoischen Serien (A. Kröll, H. Wieseneder 1972; A. Kröll, G. Wesselly 1973) erwägen.

Ursprung und Quelle von Kohlenwasserstoffen konnten hier einerseits autochthone, andererseits überschobene Serien sein. Nach wiederholter Verfaltung migrierten sie, erst nachheren Ablagerung, in die hangenden Serien des Karpats und Badens. Dabei stellt das Fehlen von Paläogen und unterem Miozän den Zeitabschnitt dar, in welchem das Auswandern des wesentlichen Teiles der bituminösen Substanz an die Oberfläche, vielleicht mit Ausnahme der aus der thermischen Destruktion und Mobilisation des Kerogens stammenden Kohlenwasserstoffe, verlief.

Vorläufig sind jedoch aus der weiteren Umgebung von Láb keine objektiven Struktur-Unterlagen zur Kenntnis des Tiefenbaues des vormiozänen Untergrundes ermittelt worden.

Nach einer Bewertung der bisherigen Forschungsergebnisse an der Eleva-

tion des Untergrundes Lakšárska Nová Ves, erscheint dieses Gebiet vorläufig vom Standpunkt des Vorhandenseins ökonomisch bedeutenderer Bitumen-Lagerstätten als wenig aussichtsreich. Auch hier wurden noch keine Struktur-Unterlagen für eine gut fundierte Erkundung des Untergrundes gewonnen. Neue Erkenntnisse kann jedoch die gegenwärtig betriebene Tiefenbohrung LNV 7 bis zu einer Teufe von 6000 m bringen.

Übersetzt von L. Osvald

550. 361 (437.6 + 437.2)

Ivan Marušiak — Igor Lizoň

Geotermické pole Západných Karpát

5 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. The authors present factologic data on geothermic measurements in the West Carpathians. Classification of geothermic data according to quality is described. The data are used for the compilation of a preliminary regional scheme of geothermal field in the West Carpathians.

Úvod

V súvislosti s výskumom priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch bola naša geotermická skupina okrem iného postavená pred úlohu zozbierať a spracovať faktologický materiál o meraniach teploty v hlbokých štruktúrnych, naftových a hydrogeologických vrtoch. Išlo predovšetkým o merania, ktoré v rokoch 1954—1971 vykonalo karotážne stredisko GP Spišská Nová Ves a karotážne stredisko MND Hodonín a v rokoch 1971 až 1973 tiež geotermická skupina Geofyzikálneho ústavu ČSAV Praha. Okrem toho sme zozbierali a spracovali i údaje o ložiskových teplotách, ktoré boli merané v ťažobných naftových a plynových vrtoch.

Zber starších geotermických materiálov vhodných pre geotermické výskumy pokladáme prakticky za skončený, i keď je možné, že existujú ešte niektoré merania teploty maximálnym teplomerom v hydrogeologických vrtoch. Zozbierali sme údaje zo 127 vrtoch a približne 500 údajov o ložiskových teplotách (I. Marušiak — I. Lizoň 1973).

Informačná hodnota jednotlivých materiálov je veľmi rôznorodá. Kritický rozbor ukázal, že mnohé merania nespĺňajú požiadavky kladené na geotermické výskumy. Po vytriedení materiálov podľa ich informačnej hodnoty sme mohli pre ďalšie spracovanie použiť len údaje zo 76 vrtoch.

Kritériá informačnej hodnoty meraní

Pre geotermické výskumy sme použili teplotné merania vo vrtoch, ktoré spĺňali nasledujúce požiadavky:

Ing. I. Marušiak — Ing. I. Lizoň, Geofyzika, n.p., Brno, závod Bratislava — Podunajské Biskupice.

a) merania teploty vo vrtoch boli urobené za ustáleného teplotného režimu, t. j. vo vrtoch, v ktorých teplota výplachu bola dostatočne blízka teplote okolitých hornín;

b) kontinuítne alebo bodové merania teploty elektrickým odporovým teplomerom boli kontrolované nezávislým meraním (maximálnym teplomerom alebo opakovaným meraním s časovým odstupom);

c) meralo sa vo vrtoch s vyhovujúcim technickým stavom (nebol zistený pretok alebo pokles hladiny, prípadne zapažnicová cirkulácia),

d) technická kvalita meraní bola bez pozorovateľných nedostatkov.

Za ďalšie významné kritérium kvality sme pokladali zhodnosť teploty výplachu v zóne nepremenných ročných teplôt s priemernou ročnou teplotou vzduchu. Zóne nepremenných ročných teplôt sme priradili hĺbku 25—30 m od úrovne povrchu (N. A. O g i l v i 1966) a priemerné ročné teploty vzduchu sme prevzali z meteorologických máp.

Merania, ktoré spĺňali všetky vyššie uvedené kritériá, sme v priložených tabuľkách označili indexmi 1—5, čo znamená, že ide o údaje s absolútnou presnosťou cca ± 1 až ± 5 °C.

Stupeň presnosti sme zistili predovšetkým z porovnania dostupných nezávislých meraní. Presnosť jednotlivých meraní, t. j. meraní, ktoré sa vzťahujú na jeden vrt, nebola obyčajne menšia ako ± 2 °C.

Vo Viedenskej panve a Potiskej nížine, kde sú geotermické merania sústredené na naftových a plynových poliach, bolo možné teplotné údaje z niektorých blízkych vrtov spriemerniť a výslednú teplotu priradiť jednému vrtu, lokalizovanému približne v ich strede. Prípady, v ktorých išlo o spriemernenie teplotných údajov, sú vyznačené v tab. 1, stĺpci 15. Absolútne chyby v určení teploty sú tu v porovnaní s chybami stanovenými pre individuálne vrty prirodzene väčšie (± 2 až ± 5 °C), ale na druhej strane sú tieto spriemernené údaje dôležitejšie pri regionálnom spracovaní.

V snahe využiť maximálne množstvo informácií sme do spracovania pojali i merania s menšou informatívnou hodnotou, priradili sme im však nedefinovaný stupeň istoty. Ak nebola známa doba pokoja, alebo nebola realizovaná nezávislá kontrola merania, ale meranie bolo vykonané technicky kvalitne a korelácia so susednými vrtmi nesignalizovala rozpornosť, údajom sme priradili znak „X“. Tieto merania si vyžadujú pre definitívne stanovenie stupňa ich presnosti dodatočnú kontrolu.

Znakom „E“ sú označené údaje, ktoré boli získané extrapoláciou hodnôt mimo meraného úseku vrtu smerom dolu, alebo k hodnote, ktorá zodpovedá teplote zóny nepremenných ročných teplôt smerom „hore“. Extrapolácia smerom „dolu“ v žiadnom prípade nepresahovala 200—250 m. Extrapoláciu smerom „hore“ sme robili od strednej tretiny vrtu k zóne nepremenných ročných teplôt. Pritom sme vychádzali z nadobudnutých skúseností, že stredná

* Ako nezávislé merania boli obyčajne k dispozícii kontinuítne merania elektrickým odporovým teplomerom urobené s časovým odstupom, ďalej bodové merania odporovým, maximálnym alebo termistorovým teplomerom.

tretina vrtu je obyčajne najmenej teplotne narušená technickými prácami. Interval extrapolácie smerom „hore“ nepresahoval dĺžku 1000 m.

Treba poznamenať, že i keď sme sa pri posudzovaní kvality záznamov a pri ich prvotnom spracovaní snažili vychádzať z vopred definovaných objektívnych kritérií, nevyhli sme sa v niektorých prípadoch subjektívnemu postupu. Tento nedostatok môžeme v budúcnosti odstrániť len technicky dokonalými a z hľadiska kľudovej doby definovanými meraniami.

Teplotné pole

Vytriedené údaje o teplotách a geotermických gradientoch pre jednotlivé oblasti a vrty sú uvedené v tab. 1 a 2.

Tabuľka 1 obsahuje tieto údaje:

- symbolické označenie vrtu s názvom lokality (stĺpec 1)
- zemepisné súradnice vrtu (stĺpec 2)
- nadmorskú výšku ústia vrtu (stĺpec 3)
- teploty v intervaloch po 500 m od úrovne ústia vrtu a od úrovne mora s vyznačením absolútnej chyby v °C, alebo so znakmi „X“ a „E“, význam ktorých je jasný z predošlého výkladu (stĺpec 4—13)
- doba kľudu (stĺpec 14)
- základné poznámky dôležité pre posúdenie kvality záznamu a zoznam priemerov vrtoch (stĺpec 15), kde skratka SPZ znamená — spojité záznam elektrickým teplomerom; KKN — tzv. kontrolnú kompenzáciu napätia pri zastavení elektrického teplomera; MT — bodový záznam maximálnym teplomerom; TT — bodový záznam termistorovým teplomerom; LTN — ložiskové teploty v naftových vrtoch a LTP — ložiskové teploty v plynových vrtoch.

V tabuľke 2 sú uvedené geotermické gradienty pre zodpovedajúce hĺbkové intervaly, ktoré boli vypočítané v teplotných údajoch uvedených v tabuľke 1.

Situácia vrtoch je vyznačená na obr. 1.

Súčasný počet a kvalita geotermických meraní nám umožnili vytvoriť si o teplotnom poli Západných Karpát len približný obraz. Bude ho treba ďalej spresňovať regionálne i v detailoch. Zvlášť negatívne pôsobí veľmi nerovnomerné rozmiestenie meraných vrtoch. Väčšina z nich je sústredená do oblasti Viedenskej panvy, Potiskej nížiny a stredoslovenských neovulkanitov. Menší počet pozorovaní je v karpatskej čelnej predhlbni a Podunajskej nížine. V Spišsko-gemerskom rudohorí sú k dispozícii tri merania a v humenskom mezozoiku len jedno meranie. Merania chýbajú v tatroveporidných jednotkách, vo východnej časti vonkajšieho flyšu, vo východoslovenských neovulkanitoch, Rimavsko-lučenskej kotline a pod. (viď situáciu vrtoch na obr. 1).

Pri orientačnom opise teplotného poľa sme vychádzali z priemerných hodnôt teploty v hĺbkových úrovniach po 500 m od úrovne terénu i od úrovne mora a z priemerných geotermických gradientov v zodpovedajúcich 500 m in-

SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE															
označenie vrtu	súradnice	výš. n. m.	teplota v hĺbke počítanej od úrovne ústia vrtu, °C										KD dni	poznámka	
			teplota v hĺbke počítanej od úrovne mora, °C												
			+500	0	-500	-1000	-1500	-2000	-2500	-3000	-3500	-4000			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
BR – 13 Brdárka	48°46'N 20°20'E	531		20 X	20 X 31 E	30 X								10	SPZ
GVL – 5 Nižná Slaná	48°45'N 20°24'E	469		20 1	20 1 32 1	32 1 42 E	43 E							?	SPZ, MT GVL-2,5
SM – 2 Smižany	48°56'N 20°30'E	563		21 X	19 X 31 X	29 X 41 X	40 X 50 E	50 E						?	SPZ
KARPATSKÁ ČELNÁ HLBINA															
BU – 1 Bučovice	49°09'N 17°00'E	230			22 1 27 1	34 1 40 E								10	SPZ, KKN, MT
LI – 1 Lidečko	49°13'N 18°03'E	434		23 2	24 2 33 1	34 1 43 1	45 1 54 1	55 1 66 1	67 1					7	SPZ, KKN, MT
LU – 2 Lubná	49°13'N 17°23'E	296		19 1	23 1 31 1	36 1 45 1	53 1 63 1	71 E						54	SPZ, KKN, MT
MI – Mikulov 1 Mikulov	48°48'N 16°36'E	196			24 E 30 E	38 E 43 E	51 E 57 E	65 1 70 E						180	SPZ, MT
NE – 1 Nesvačilka	49°04'N 16°46'E	205			23 X 27 X	35 X 40 X	48 X 53 E							?	SPZ
NE – 3 Nesvačilka	49°06'N 16°45'E	189		15 1	23 1 27 1	35 1 40 1	45 1 49 E							365	SPZ, KKN, MT
NI – 1 Nikolčice	49°59'N 16°46'E	331		20 E	23 1 32 1	34 1 43 1	48 1 57 1	62 1 70 E						145	SPZ, KKN, MT

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
RU – 1 Rusava	49°20'N 17°41'E	381		16 E	19 1 28 1	31 1 42 1	46 1 57 1	61 1					75	SPZ, KKN, MT
ŽA – 1 Žarošice	49°03'N 16°58'E	221			23 2 27 1	33 2 38 1	44 1 49 1	55 1 62 1	69 2 74 E				70	SPZ, KKN, MT použitý len údaj MT
ŽA – 2 Žarošice	49°04'N 16°57'E	388		19 E	21 2 30 1	33 1 42 1	45 1						90	SPZ, KKN, MT
CENTRÁLNY KARPATSKÝ FLYŠ (podľa vrhu MLS-1 v humenskom mezozoiku)														
MLS – 1 Humenné	48°54'N 21°57'E	193		15 X	25 X 32 X	40 X 48 X	54 E						?	SPZ, KKN, MT nedostatočná kontrola MT
VIEDENSKÁ PANVA														
BR – 8 Brodské	48°41'N 16°59'E	153			26 3 31 3	40 3 45 3	54 E						6	MT BR-8, 38, 48
KU – 8 Kúty	48°38'N 16°59'E	153			28 2 35 2	44 2 52 2	60 2 66 2	74 2 79 2	87 2 91 2	97 2 102 2	109 2 113 2	121 E	13	SPZ, KKN
LA – 93 Láb	48°23'N 17°00'E	173			30 2 37 2	50 3 54 4	70 5 78 5	91 5 98 5	112 E				?	SPZ, KKN, MT, LTN LTP LA-14, 67, 90, 93
LNv – 6 Lakš. Nová Ves	48°34'N 17°11'E	233			30 2 39 1	50 1 59 1	69 1						76	SPZ, MT teplota upravená podľa MT
MA – 20 Malacky	48°27'N 17°01'E	160			28 3 36 2	46 2 52 2	64 2 70 2	79 2 82 2	93 2 97 2	106 3 110 3	119 E 123 E		nad 4	SPZ, KKN, MT, LTP MA-2, 20, 47
R – 1 Rohožník	48°29'N 17°11'E	192			19 1 23 1	32 1 34 1	49 1 56 1	65 E					nad 365	KKN, MT, TT
ST – 12 Stuďienka	48°34'N 17°10'E	223			28 2 37 2	48 1 57 2	68 E						nad 10	MT, LTP, LTN
SU – 4 Suchohrad	48°25'N 16°54'E	148			25 1 28 1	38 E							5	MT

Pokračovanie

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
PODUNAJSKÁ NÍŽINA														
D – 1 Diakovce	48°08'N 17°47'E	115			30 E 35 E	50 1 55 1	69 1 72 1	85 1 89 E					20	SPZ, MT
DU – 2 Dubové	48°29'N 17°36'E	197			23 1 30 1	38 1 45 1	53 1 60 1	69 1 75 1	84 2 2	96 E			70	SPZ, KKN, MT
K – 2 Kolárovo	47°56'N 18°02'E	111			33 2 38 2	54 1 59 1	75 1 80 2	95 2 99 3	115 5 120 5	135 6 141 6			30	SPZ, KKN, MT
MO – 1 Modrany	47°51'N 18°22'E	254			26 1 36 1	47 1 56 1	63 1 69 1	75 1 81 1	88 E				20	SPZ, KKN, MT
ŠP – 4 Špačince	48°26'N 17°38'E	162			30 E 36 E	48 E 55 X	67 X 72 X	82 X 86 X	97 X 101 X	109 E			?	SPZ, MT, LT nedostatočná kontrola MT
STREDOSLOVENSKÉ NEOVULKANITY														
GHŠ – 1 Dolná Štubňa	48°49'N 18°51'E	530		36 X	35 X 51 X	50 X 64 X	64 X						?	SPZ, KKN
GK – 2 Antol	48°25'N 18°57'E	407		32 E	37 E 57 1	60 1 74 E							7	SPZ, KKN, MT
GK – 3 Medovarce	48°14'N 19°00'E	173		24 X	44 X 54 X	72 E 82 E							5	SPZ
GK – 4 Bzovík	48°19'N 19°05'E	345		28 2	37 1 53 1	61 1 72 1	751 1 83 E	86 E					?	SPZ, KKN, MT
GK – 5 Veľká Lehota	48°27'N 18°48'E	689		33 1	53 1	46 1 74 E	67 E						?	SPZ, MT
GK – 6 Rybník	48°23'N 18°34'E	172		20 2	34 1 41 1	53 1 60 1	73 1 80 1	92 E 98 E					?	SPZ, MT
GK – 7 Stará Huta	48°33'N 19°19'E	856		40 X	30 X 53 2	44 2 63 E	57 2						10	SPZ, MT

Pokračovanie

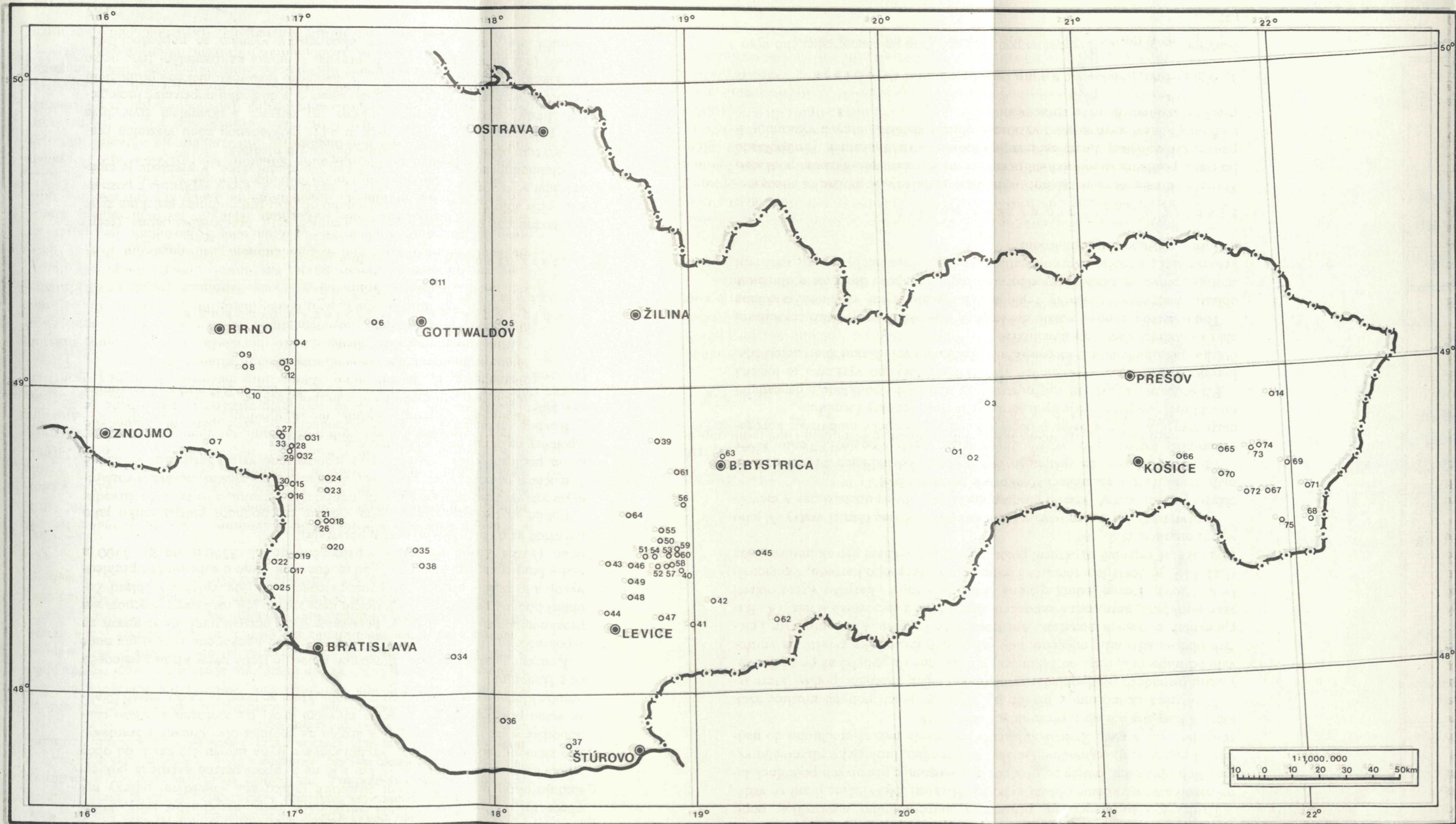
označenie vrtu	súradnice	výš. n. m.	teplota v hĺbke počítanej od úrovne ústia vrtu, °C										KD dni	poznámka	
			teplota v hĺbke počítanej od úrovne mora, °C												
			+500	0	-500	-1000	-1500	-2000	-2500	-3000	-3500	-4000			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	
STREDOSLOVENSKÉ NEOVULKANITY															
GK – 9 Rudno n/Hronom	48°26'N 18°41'E	240		25 1	39 1 47 1	55 1 62 1	69 E 75 E							?	SPZ, KKN, MT
GK – 10 Ladzany	48°16'N 18°50'E	425		30 1		32 1 42 1	44 1							?	SPZ, MT
GK – 12 Devičany	48°20'N 18°41'E	498		28 X		28 X 38 X	38 X							?	SPZ
GK – 14 Brehy	48°23'N 18°41'E	375		26 2		30 1 43 1	47 1 58 E	62 E					nad 365	?	KKN, MT, TT
HDŠ – 1 Repište	48°31'N 18°50'E	545		26 1		25 1								?	SPZ, MT
HDŠ – 2 Dolné Hámre	48°28'N 18°45'E	304		23 2		30 2 41 2	46 1 55 E							?	SPZ, MT
HDŠ – 4 Kopanice	48°26'N 18°49'E	654		28 1		24 1 42 E	37 E							?	SPZ, MT
HDŠ – 5 Hodruša	48°28'N 18°52'E	696		38 X		30 X 57 E	50 E							?	SPZ
HDŠ – 6 Banská Hodruša	48°28'N 18°48'E	420		22 2		25 2 40 1	42 2 56 1	59 1 72 E					70	?	SPZ, MT
HF – 1 Hliník	48°32'N 18°50'E	292		22 X		32 X 45 X	55 E							?	SPZ
JP – 1 Jastrabá	48°38'N 18°58'E	368		31 X		37 X 53 1	60 X							?	SPZ, MT

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
STREDOSLOVENSKÉ NEOVULKANITY														
KOV – 39 Štiavnické Bane	48°26'N 18°52'E	683		34 X	26 X 54 E	41 X							?	SPZ
KOV – 40 Podsitiňanska	48°26'N 18°53'E	581		28 X	26 X 42 E	41 X							?	SPZ
KOV – 41 Podhorie	48°29'N 18°55'E	724		27 X	25 X 41 E	33 X							?	SPZ
KOV – 42 Ban. Štiavnica	47°27'N 18°55'E	557		26 1	24 1 42 1	40 1 61 E	58 E						9	SPZ, MT
KR – 3 Kremnické bane	48°44'N 18°55'E	777		38 1	30 1 50 1	44 1 60 E	55 1						nad 365	SPZ, MT, TT
SH – 1b Strháre	48°15'N 19°24'E	247		26 X	33 X 40 X	65 X							9	SPZ, KKN
ŠS – 3 Sásová	48°47'N 19°09'E	894		43 X	35 X 55 X	47 X							?	SPZ
VTV __ 21 Vtáčnik	48°36'N 18°41'E	672		30 X	25 X 45 X	39 X							?	SPZ, MT nedostatočná kontrola MT
VÝCHODOSLOVENSKÝ NEOGÉN														
A – 4 Albínov	48°44'N 21°39'E	165			40 1 48 1	63 1 70 1	84 1 90 1	104 1 111 1	126 1 133 1	149 E			nad 30	MT A-1,4
ĐU – 1 Đurkov	48°43'N 21°26'E	230			46 1 55 1	66 1 76 1	89 1 102 1	116 1 125 1	136 E				20	SPZ, KKN, MT
MA – 1 Malčice	48°35'N 21°52'E	104			36 E 42 E	63 1 69 1	90 1 95 1	113 1 118 1	140 E 145 E				20	MT
PT – 1 Ptrukša	48°29'N 22°04'E	100			40 2 45 2	65 2 72 2	90 2 95 2	115 1 120 1	139 1 144 1	161 1 166 1	183 1 188 E		6	SPZ, MT

Pokračovanie

Pokračovanie tabuľky 1

označenie vrtu	súradnice	výš. n. m.	teplota v hĺbke počítanej od úrovne ústia vrtu, °C										KD dni	poznámka
			teplota v hĺbke počítanej od úrovne mora, °C											
			+500	0	-500	-1000	-1500	-2000	-2500	-3000	-3500	-4000		
1	2	4	3	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
VÝCHODOSLOVENSKÝ NEOGÉN														
RE – 1 Rebrín	48°40'N 21°58'E	104			49 X 52 1	62 1 66 1	85 1 89 1	109 1 114 1	133 1 138 1	157 1 162 1	189 1 185 1		?	SPZ, KKN, MT použitý len údaj MT
SE – 2 Sečovce	48°39'N 21°39'E	146			46 X 52 X	67 1 73 1	87 2 92 1	102 1 109 1	133 4 140 4	156 5			7	SPZ, KKN, MT
S – 7 Stretava	48°36'N 22°04'E	104			44 1 47 1	65 1 69 1	90 2 94 1	115 3 120 3	138 3 143 3	162 3 167 3	181 3 192 E		7	SPZ, KKN, MT S-1, 5, 7, 21
T – 1 Trebišov	48°36'N 21°46'E	101			35 1 40 1	60 1 65 1	83 3 87 E						8	SPZ, MT
TR – 1 Trhovište	48°43'N 21°48'E	114			40 1 45 1	64 1 69 1	87 1 92 1	108 1 114 1	130 1 134 1	153 1 158 E			?	MT
TR – 12 Trhovište	48°44'N 21°50'E	189			33 2 42 2	58 3 67 3	80 4						nad 365	SPZ, MT
Z – 1 Zatín	48°29'N 21°55'E	99			46 1 50 1	69 1 73 1	93 1 98 1	115 1 119 1	135 1 139 1	152 1 157 1	170 1 176 E		?	KKN, MT použitý len údaj MT



Obr. 1 Situačná mapa vrtov
Fig. 1 The situation map
of boreholes

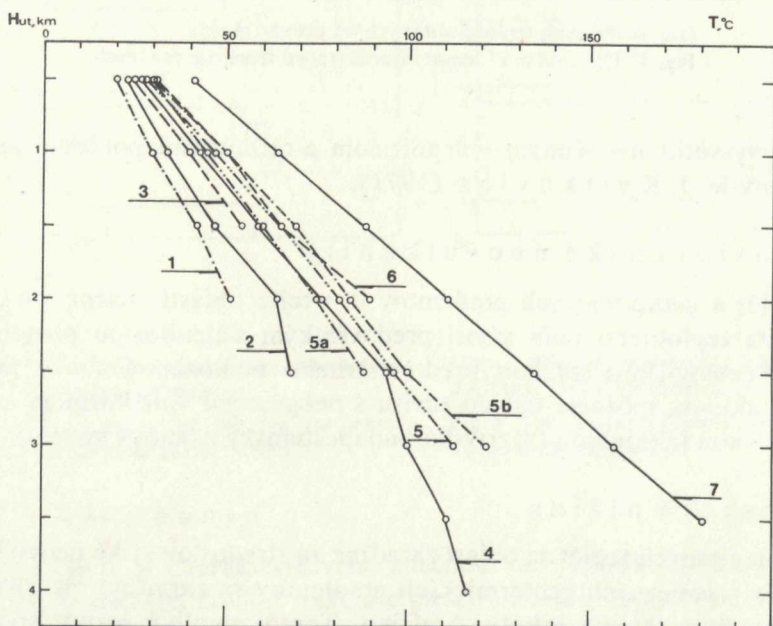
- 1 — BR-13, Brdárka; 2 — GVL-5, Nižná Slaná; 3 — SM-2, Smižany; 4 — BU-1, Bučovice; 5 — LI-1, Lidečko; 6 — LU-2, Lubná; 7 — MI-Mikulov 1, Mikulov; 8 — NE-1, Nesvačílka; 9 — NE-3, Nesvačílka; 10 — NI-1, Nikolčice; 11 — RU-1, Rusava; 12 — ŽA-1, Žarošice; 13 — ŽA-2, Žarošice; 14 — MLS-1, Humenné; 15 — BR-8, Brodské; 16 — KU-8, Kúty; 17 — LA-93, Láb; 18 — LNV-6, Lakš. Nová Ves; 19 — MA-20, Malacky; 20 — R-1, Rohožník; 21 — ST-12, Studienka; 22 — SU-4, Suchohrad; 23 — Š-10, Šaštín; 24 — ŠT-415, Štefanov; 25 — V-4, Vysoká; 26 — ZA-57, Závod; 27 — BI-8, Bílovec; 28 — H-15, Hrušky; 29 — H-10, Hrušky; 30 — LA-5, Lanžhot; 31 — LU-43, Lužice; 32 — TY-46, Týnec; 33 — Ž-22, Žižkov; 34 — D-1, Diskovce; 35 — DU-2, Dubové; 36 — K-2, Kolárovo; 37 — MO-1, Modrany; 38 — ŠP-4, Špačince; 39 — GHŠ-1, Dolná Štubňa; 40 — GK-2, Antol; 41 — GK-3, Medovarce; 42 — GK-4, Bzovík; 43 — GK-5, Veľká Lehota; 44 — GK-6, Rybník; 45 — GK-7, Stará Huta; 46 — GK-9, Rudno nad Hronom; 47 — GK-10, Ladzany; 48 — GK-12, Devičany; 49 — GK-14, Brehy; 50 — HDS-1, Repište; 51 — HDS-2, Dolné Hámre; 52 — HDS-4, Kopanice; 53 — HDS-5, Hodruša; 54 — HDS-6, Banská Hodruša; 55 — HF-1, Hliník; 56 — JP-1, Jastrabá; 57 — KOV-39, Štiavnické Bane; 58 — KOV-40, Podsitnianska; 59 — KOV-41, Podhorie; 60 — KOV-42, Ban. Štiavnica; 61 — KR-3, Kremnické Bane; 62 — SH-1b, Strháre; 63 — ŠS-3, Sásová; 64 — VTV-21, Vtáčnik; 65 — A-4, Albínov; 66 — ĎU-1, Ďurkov; 67 — MA-1, Malčice; 68 — PT-1, Ptrukša; 69 — RE-1, Rebrín; 70 — SE-2, Sečovce; 71 — S-7, Stretava; 72 — T-1, Trebišov; 73 — TR-1, Trhovište; 74 — TR-12, Trhovište; 75 — Z-1, Zatín;

tervaloch. Priemerné hodnoty pre jednotlivé oblasti predstavujú aritmetické stredy teplotných údajov z jednotlivých vrto. Pretože početnosť pozorovaní je v jednotlivých oblastiach rôzna, je i váha priemerných hodnôt teploty rozdielna; je úmerná ich počtu a klesá predovšetkým so zväčšovaním hĺbky. Priemerné údaje teplôt a geotermických gradientov v jednotlivých oblastiach sú uvedené v tab. 3. Vo vrchnom riadku je interval pozorovaných hodnôt, v spodnom stredná hodnota (stĺpec 2, 4, 6, 8). V stĺpcoch 3, 5, 7, 9 je uvedený počet pozorovaní. Priemerné údaje sú pre lepšiu prehľadnosť graficky znázornené na obr. 2, 3, 4, 5.

Z faktologických údajov plynie, že teplotné pole v Západných Karpatoch je značne variabilné. Podľa výšky priemerných teplôt a priemerných geotermických gradientov v zodpovedajúcich hĺbkových úrovniach možno jednotlivé oblasti zoradiť do nasledujúcej postupnosti:

Potiská nížina

Je jednoznačne teplotne najaktívnejšia oblasť Západných Karpát. Teplotné pole je plošne i vertikálne mimoriadne stabilné. Vysokú teplotnú aktivitu

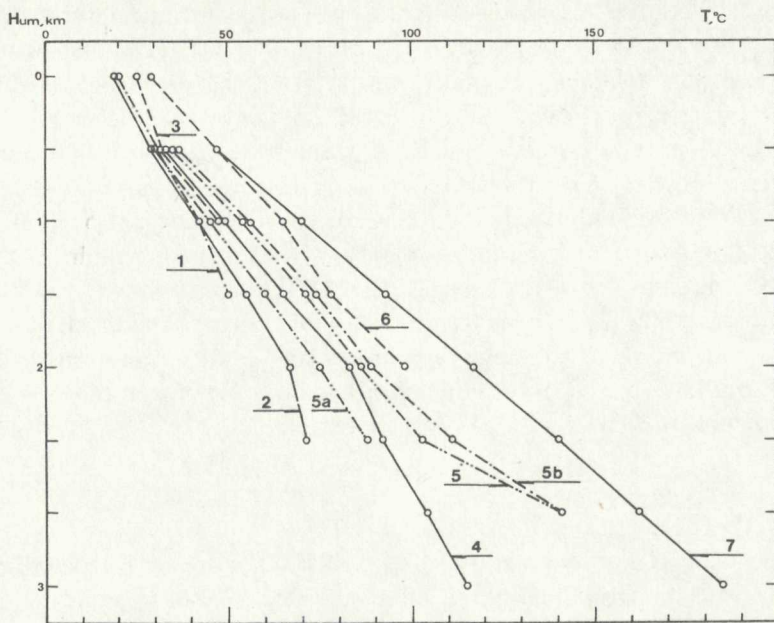


Obr. 2 Priebeh teplôt počítaných od úrovne terénu

1 — Spiško-gemerské rudohorie; 2 — karpatská čelná predhľbeň; 3 — centrálny karpatský flyš; 4 — Viedenská panva; 5 — Podunajská nížina; 5a — vrt DU-2, Dubová; 5b — Podunajská nížina bez vrtu DU-2; 6 — stredoslovenské neovulkanity; 7 — východoslovenský neogén

Fig. 2 The course of temperature traced from the level of the terrain

1 — the Spiško-gemerské rudohorie (mountains); 2 — the Carpathian Foredeep; 3 — the Central-Carpathian Flysch; 4 — the Vienna Basin; 5 — the Podunajská nížina (lowlands); 5a — the borehole DU-2, Dubová; 5b — the Podunajská nížina without the borehole DU-2; 6 — the Central-Slovakian neovulcanites; 7 — the East-Slovakian Neogene



Obr. 3 Priebeh teplôt počítaných od úrovne mora
 Fig. 3 The course of temperatures traced from the sea level

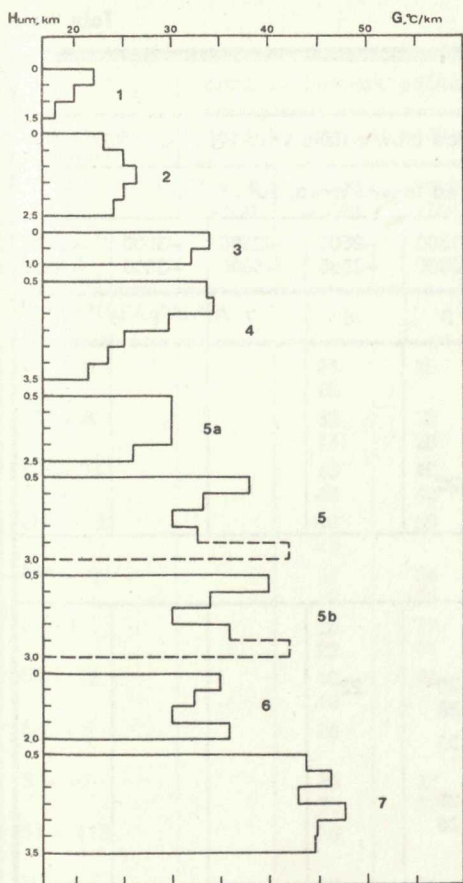
môžeme vysvetliť neogénnym vulkanizmom a recentnými poklesmi zemskej kôry v zmysle J. Kvitkoviča (1971).

Stredoslovenské neovulkanity

Pole teplôt a geotermických gradientov je v tejto oblasti značne variabilné. Variabilita teplotného poľa súvisí predovšetkým s členitosťou povrchového reliéfu a geologickou stavbou predterciérneho podložia. Celkovú zvýšenú teplotnú aktivitu môžeme dať do súvisu s neogénnym vulkanizmom a s teplotne aktívnou tektonikou (zázrivsko-budapešťiansky zlomový systém).

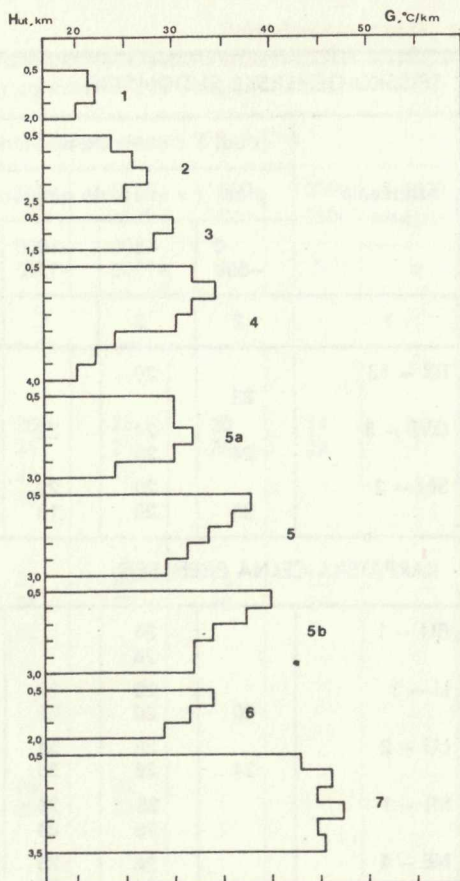
Podunajská nížina

Podľa priemerných teplôt sa oblasť zaraďuje za stredoslovenské neovulkanity, ale podľa priemerných geotermických gradientov sa zaraďuje medzi stredoslovenské neovulkanity a Potiskú nížinu. Tento zdanlivý rozpor spôsobuje rozdielna členitosť reliéfu stredoslovenských neovulkanitov a reliéfu Podunajskej nížiny. Teplotné pole je plošne i vertikálne značne variabilné. Zo súboru priemerných hodnôt sa predovšetkým odlišujú údaje z vrtu DU-2 (Dubové). Z tohto dôvodu treba rozlišovať v Podunajskej nížine ďalšie dva podsúbory. Prvý z nich predstavuje severnú časť v okolí vrtu DU-2, druhý zvyšujúcu časť panvy. Najvyššie teploty boli zistené vo vrte Kolárovo-2. Pomerne vysokú teplotnú aktivitu jv. oblasti panvy môžeme dať do súvisu s eleváciou predneogénneho podložia a s recentnými poklesmi zemskej kôry.



Obr. 4 Priebeh geotermických gradientov počítaných od úrovne terénu

Fig. 4 The course of geothermal gradients traced from the level of the terrain



Obr. 5 Priebeh geotermických gradientov počítaných od úrovne mora

Fig. 5 The course of geothermal gradients traced from the sea level

Viedenská panva

Teplotné pole je charakterizované značnou variabilitou, ktorá súvisí predovšetkým s obsahom ílovitej frakcie v piesčito-ílovitej výplni panvy. V lábskolakšárskej oblasti môžeme zvýšené hodnoty teplôt dať do súvislosti s eleváciou podložia a zlomovými systémami, ktoré ju ohraničujú. Smerom k severozápadným svahom Malých Karpát je teplotný režim porušený vplyvom filtrácie podpovrchových vôd cez pomerne dobre priepustné piesčité polohy do hlbších častí panvy, čo sa prejavilo vo vrte R-1 (Rohožník) znížením teploty a zmenou charakteru geotermického gradientu. V oblasti Viedenskej panvy geotermický gradient smerom do hĺbky klesá, čo súvisí s narastaním tepelnej vodivosti výplne panvy.

SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE								
označenie vrtu	grad. T v intervale počítanom od úrovne ústia vrtu, $10^3 \cdot ^\circ\text{C m}^{-1}$							
	grad. T v intervale počítanom od úrovne mora, $10^3 \cdot ^\circ\text{C m}^{-1}$							
	0 -500	-500 -1000	-1000 -1500	-1500 -2000	-2000 -2500	-2500 -3000	-3000 -3500	-3500 -4000
1	2	3	4	5	6	7	8	9
BR - 13		20						
	22							
GVL - 5		24	20	22				
	24							
SM - 2		20	22	20				
	20	20	18					
KARPATSKÁ ČELNÁ PREHLBEŇ								
BU - 1		24 26						
LI - 1	20	20 20	22 22	20 22	22			
LU - 2		26 28	34 36	36				
	24							
MI - 1		28 26	26 28	28 26				
NE - 1		24 26	26 26					
NE - 3		24 26	20 18					
	24							
NI - 1		22 22	28 28	28 26				
	24							
RU - 1		24 28	30 30	30				
	24							
ŽA - 11		20 22	22 22	22 26	28 24			
ŽA - 2		24 24	24					
	22							
CENTRÁLNY KARPATSKÝ FLYŠ								
MLS - 1		30 32	28					
	34							

Pokračovanie

označenie vrtu	grad. T v intervale počítanom od úrovne ústia vrtu, $10^3 \cdot ^\circ\text{C m}^{-1}$							
	grad. T v intervale počítanom od úrovne mora, $10^3 \cdot ^\circ\text{C m}^{-1}$							
	0 -500	-500 -1000	-1000 -1500	-1500 -2000	-2000 -2500	-2500 -3000	-3000 -3500	-3500 -4000
1	2	3	4	5	6	7	8	9
VIEDENSKÁ PANVA								
BR - 8		28 28	28					
KU - 8		32 34	32 28	28 26	26 24	20 22	24 22	24
LA - 93		40 40	40 42	42 40	42			
LNV - 6		40 40	38					
MA - 20		32 32	36 36	30 24	28 30	26 26	26 26	
R - 1		26 22	34 44	32				
ST - 12		40 40	40					
SU - 4		26						
Š - 10		30 32	32 32	26 20	22 22			
ŠT - 415		28						
V - 4		40 46	36 30					
ZA - 57		36 36	32 28	26 24	22 24	26 22	16 16	16
BI - 8		28 28	28 28					
H - 15		16 24	42 40	36 38				
H - 10		32 32	36					
LA - 5		38 38	28 36	36 36	42			
LU - 43								
TY - 46								
Ž - 22								

Pokračovanie

označenie vrtu	grad. T v intervale počítanom od úrovne ústia vrtu, $10^3 \cdot ^\circ\text{C m}^{-1}$							
	grad. T v intervale počítanom od úrovne mora, $10^3 \cdot ^\circ\text{C m}^{-1}$							
	0 -500	-500 -1000	-1000 -1500	-1500 -2000	-2000 -2500	-2500 -3000	-3000 -3500	-3500 -4000
1	2	3	4	5	6	7	8	9
PODUNAJSKÁ NÍŽINA								
D - 1		40 40	38 34	42 34				
DU - 2		30 30	30 30	32 30	30 26	24		
K - 2		42 42	42 42	40 38	40 42	40 42		
MO - 1		42 40	32 26	24 24	26			
ŠP - 4		36 38	38 34	30 28	30 30	24		
STREDOSLOVENSKÉ NEOVOLKANITY								
GHŠ - 1	30	30 26	28					
GK - 2	50	46 34						
GK - 3	40	56 56						
GK - 4	50	48 38	28 22	22				
GK - 5	40	42	42					
GK - 6	42	36 36	40 40	36 36				
GK - 7	26	28 20	26					
GK - 9	44	32 30	28 26					
GK - 10	24	24						
GK - 12	36	36						
GK - 14	34	30 30	32					

Pokračovanie

označenie vrtu	grad. T v intervale počítanom od úrovne ústia vrtu, $10^3 \cdot ^\circ\text{C m}^{-1}$							
	grad. T v intervale počítanom od úrovne mora, $10^3 \cdot ^\circ\text{C m}^{-1}$							
	0 -500	-500 -1000	-1000 -1500	-1500 -2000	-2000 -2500	-2500 -3000	-3000 -3500	-3500 -4000
1	2	3	4	5	6	7	8	9
STREDOSLOVENSKÉ NEOVOLKANITY								
HDŠ - 2	36	32 28						
HDŠ - 3	28	26						
HD - 5	36	40						
HDŠ - 6	36	36 32	34 32					
HF - 1	46	46						
JP - 1	44	46						
KOV - 39	40	30						
KOV - 40	28	30						
KOV - 41	28	16						
KOV - 42	32	32 38	36					
KR - 3	24	28 20	22					
SH - 1b	28							
SŠ - 3	24	24						
VTV - 21	30	28						
VÝCHODOSLOVENSKÝ NEOGÉN								
A - 4		46 44	42 40	40 42	44 44	46		
ĐU - 1		40 42	46 52	54 46	40			

Pokračovanie

VÝCHODOSLOVENSKÝ NEOGÉN							
MA - 1	54	54	46	54			
	34	52	46	54			
PT - 1	50	50	50	48	44	44	
	54	46	50	48	44	44	
RE - 1	26	46	46	48	48	64	
	28	46	50	48	48	46	
SE - 2	42	40	30	62	46		
	42	38	34	62			
S - 7	42	50	50	46	48	38	
	44	50	32	46	48	50	
T - 1	30	42					
	50	44					
TR - 1	48	46	42	44	46		
	48	46	44	40	48		
TR - 12	50	44					
	50						
Z - 1	46	48	44	40	34	36	
	46	50	42	40	36	38	

Centrálny karpatský flyš

Ide o vrt MLS-1, Humenné, ktorý leží na severnom okraji Potiskej nížiny v pásme vnútorného karpatského flyšu v oblasti humenského mezozoika. Nízke teploty a geotermické gradienty vrtu signalizujú ostré ohraničenie teplotne veľmi aktívnej Potiskej nížiny.

Karpatská čelná predhlbeň

Teploty sú v tejto časti relatívne nízke a vyznačujú sa plošnou stabilitou až do hĺbky cca 1500 m. Vo väčších hĺbkach sa stabilita porušuje a dochádza k plošnej diferenciacii. Charakteristický je priebeh geotermického gradientu, ktorý na rozdiel od iných oblastí so sedimentárnou výplňou do hĺbky 1500 m rastie.

Spišsko-gemerské rudohorie

Dostupné teplotné údaje reprezentujú len malú časť tejto oblasti. Ak ich extrapolujeme na celú oblasť, môžeme konštatovať, že v porovnaní s ostatnými oblasťami má najnižšie teploty i geotermické gradienty. Teplota, podobne ako v stredoslovenských neovulkanitoch, je značne ovplyvnená morfológiou terénu.

Tabuľka 3

hĺbka m	T, °C		grad T 10 ³ · °C m ⁻¹		T, °C		grad T 10 ³ · °C m ⁻¹	
	od úrovne ústia vrtu				od úrovne mora			
	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SPIŠSKO-GEMERSKÉ RUDOHORIE								
0					20–21 20	3		
-500	19–20 20	3			31–32 31	3	20–24 22,0	3
-1000	29–32 30	3	20–24 21,3	3	41–42 42	2	20 22,0	2
-1500	40–43 42	2	22 22,0	2	– 50	1	– 18,0	1
-2000	– 51	1	– 20,0	1				
KARPATSKÁ ČELNÁ PREDHLBEŇ								
0					15–23 19	6		
-500	19–24 23	10			27–33 29	10	20–24 23,0	6
-1000	31–38 34	10	20–28 23,6	10	38–45 42	10	20–28 24,8	10
-1500	44–53 47	9	20–34 25,8	9	49–63 55	8	18–36 26,3	8
-2000	55–71 64	6	20–36 27,3	6	62–70 67	4	22–26 25,0	4
-2500	67–69 68	2	22–28 25,0	2	– 71	1	– 24,0	1

Pokračovanie

hĺbka m	T, °C		grad T 10 ³ · °C m ⁻¹		T, °C		grad T 10 ³ · °C m ⁻¹	
	od úrovne ústia vrtu				od úrovne mora			
	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N
1	2	3	4	5	6	7	8	9
CENTRÁLNY KARPATSKÝ FLYŠ – MLS-1								
0					– 15	1		
–500	– 25	1			– 32	1	– 34,0	1
–1000	– 40	1	– 30,0	1	– 48	1	– 32,0	1
–1500	– 54	1	– 28,0	1				
VIEDENSKÁ PANVA								
–500	19–30 27	18			23–39 33	18		
–1000	32–50 43	16	16–40 32,0	16	34–59 49	14	22–46 33,7	14
–1500	42–70 59	14	28–42 34,4	14	56–78 65	12	28–44 34,4	12
–2000	65–91 76	8	26–42 32,0	8	78–98 83	7	20–40 29,7	7
–2500	84–112 94	6	22–42 30,3	6	89–97 92	4	22–30 25,0	4
–3000	97–106 100	3	20–26 24,0	3	101–110 104	3	22–26 23,3	3
–3500	106–119 111	3	16–26 22,0	3	109–123 115	3	16–26 21,3	3
–4000	114–121 117	2	16–24 20,0	2				

Pokračovanie

hĺbka m	T, °C		grad T 10 ³ · °C m ⁻¹		T, °C		grad T 10 ³ · °C m ⁻¹	
	od úrovne ústia vrtu				od úrovne mora			
	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N
1	2	3	4	5	6	7	8	9
PODUNAJSKÁ NÍŽINA								
-500	23-33 28	5			30-38 35	5		
-1000	38-54 47	5	30-42 38,0	5	45-59 54	5	30-42 38,0	5
-1500	53-75 65	5	30-42 36,0	5	60-80 71	5	26-42 33,2	5
-2000	69-95 81	5	24-42 33,6	5	75-99 86	5	24-38 30,0	5
-2500	84-115 96	4	26-40 31,5	4	88-120 103	3	26-42 32,7	3
-3000	96-135 113	3	24-40 29,3	3	- 141	1	- 42,0	1
PODUNAJSKÁ NÍŽINA bez DU-2								
-500	26-33 30	4			35-38 36	4		
-1000	47-54 50	4	36-42 40,0	4	55-59 56	4	38-42 40,0	4
-1500	63-75 69	4	32-42 37,5	4	69-80 73	4	26-42 34,0	4
-2000	75-95 84	4	24-42 34,0	4	81-99 89	4	24-38 30,0	4
-2500	97-115 100	3	26-40 32,0	3	101-120 111	2	30-42 36,0	2
-3000	109-135 122	2	24-40 32,0		- 141	1	- 42,0	

Pokračovanie

hĺbka m	T, °C		grad T 10 ³ . °C m ⁻¹		T, °C		grad T 10 ³ . °C m ⁻¹	
	od úrovne ústia vrtu				od úrovne mora			
	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N
1	2	3	4	5	6	7	8	9
DU - 2								
-500	- 23	1	- 30,0	1	- 30	1	- 30,0	1
-1000	- 38	1	- 30,0	1	- 45	1	- 30,0	1
-1500	- 53	1	- 32,0	1	- 60	1	- 30,0	1
-2000	- 69	1	- 30,0	1	- 75	1	- 26,0	1
-2500	- 84	1	- 24,0	1	- 88	1		
-3000	96	1						
STREDOSLOVENSKÉ NEOVULKANITY								
0					20-43 26	26	24-50 35,0	25
-500	24-25 31	26	16-56 33,9	23	38-57 47	25	20-56 32,3	13
-1000	33-72 50	25	22-42 31,6	10	56-82 65	13	22-40 30,0	4
-1500	55-75 65	10	22-36 29,0	2	72-83 78	4	- 36,0	1
-2000	86-92 89				- 98	1		

Pokračovanie

hĺbka m	T, °C		grad T 10 ³ · °C m ⁻¹		T, °C		grad T 10 ³ · °C m ⁻¹	
	od úrovne ústia vrtu				od úrovne mora			
	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N	interval stred	N
1	2	3	4	5	6	7	8	9
VÝCHODOSLOVENSKÝ NEOGÉN								
-500	33-46 41	12	26-54 43,1	11	40-55 47	11	28-54 43,8	11
-1000	58-69 64	12	40-54 46,2	11	65-76 70	11	38-52 46,4	10
-1500	80-94 88	12	30-54 44,7	9	87-102 93	10	32-50 42,9	9
-2000	102-117 111	10	40-62 47,3	9	109-125 117	9	40-62 47,8	8
-2500	126-140 135	10	34-48 44,6	7	133-145 140	8	36-48 44,8	5
-3000	149-162 157	8	36-64 45,5	4	158-167 162	5	38-50 44,5	4
-3500	170-189 181	4			176-192 185	4		

Z á v e r

Práca prináša prvé súborné spracovanie teplotných meraní v Západných Karpatoch. V tomto štádiu spracovania bolo možné podať len orientačnú charakteristiku teplotného poľa bez hlbšej analýzy jeho súvislosti s geologickou stavbou.

Ukázalo sa, že teplotné pole je značne variabilné. Variabilita je podmienená rôznymi geologickými fenoménmi, ktoré v jednotlivých oblastiach pôsobia rôzne. Ide predovšetkým o vplyv hĺbnej stavby a jej kvality, vplyv variability v zastúpení rôznych litologických typov, vplyv reliéfu terénu, recentných pohybov zemskej kôry, neogénneho vulkanizmu, teplotne aktívnej zlomovej tektoniky a pod.

Preto je účelné, aby regionálnemu výkladu a opisu teplotného poľa predchádzali podrobné rozboru jednotlivých oblastí. To si, pravda, vyžaduje rovnomerné zhustenie siete pozorovaní a podstatne zvýšenie ich kvality.

Literatúra

- KVITKOVIČ, J. 1971: Studium der rezenten Erdkrustenbewegungen auf dem Gebiet der Slowakei. Geografický časopis, 23, 2. Bratislava.
- MARUŠIAK, I. — LIZOŇ, I. 1973: Základný výskum priestorového rozloženia zemského tepla v Západných Karpatoch. Manuskript-archív Geofyziky. Bratislava.
- OGIEVI, N. A. 1966: Mejturalnyj sloj v geotemperaturnom pole i metody opredelenija ego temperatury. Geotermičeskije issledovanija i ispolzovanije tepla v zemli. Nauka. Moskva.

I. Marušiak — I. Lizoň

Geothermal field of the West Carpathians

Summary of the Slovak text

Presented are factologic data on geothermic measurements in the area of the West Carpathians. Concerned are measurements carried out in the years 1954—1971 by MND (Moravian oil mines) — Hodonín, by Geological Survey in Spišská Nová Ves, and in the years 1971—1973 — by the geothermic team of the Institute of geophysics (Academy of Science) in Prague.

Totally the results of 127 continuous or point measurements at a stable regime in borehole, and about 500 data on deposit temperatures were obtained.

The information value of individual measurements is considerably varied. A qualified choice of measurements rejected those which did not agree with the demands of geothermic research. Data of adequate information value are in Table 1, and derived data — in Table 2 and 3.

The data obtained gave an orientational idea about the geothermal field of the West Carpathians; yet it must be made more exact in regional aspect, and in details.

According to the intensity of the field of temperatures, the separate areas may be arranged in the following sequence:

The Potiská nížina (lowlands)

It is the most active area of the West Carpathians, as regards temperature. The thermal field is exceptionally stable here in areal and vertical senses. High temperature activity may be connected with the Neogene volcanism, and with recent subsidences of the earth's crust in the sense of J. Kvitkovič (1971).

The Central-Slovakian neovolcanites

The field of temperatures and of geothermal gradients is markedly variable in

the area. Variability of the thermal field is mostly connected with the surficial dissected relief, and with the geological structure of the pre- Tertiary basement. The generally high temperature activity may be due to the Neogene volcanism and with thermally active tectonics (the Zázrivá—Budapest fault system).

The Podunajská nížina (lowlands)

According to the average temperatures the area is ranked behind the Central-Slovakian neovolcanites, but as regards the average geothermal gradients it is closer between the Central-Slovakian neovolcanites and the Potiská nížina (lowlands). The seeming contradiction, is due to varied dissection of the relief of the Podunajská nížina (lowlands). The geothermal field is markedly variable in areal and vertical senses. From the complex of the average values differ mostly data from the borehole DU-2 (Dubová). For this reason it is favourable to distinguish another two subcomplexes in the Podunajská nížina (lowlands). The first one represents the northern part near the borehole DU-2, the second — the remaining part of the basin. The highest temperatures are in the borehole Kolárovo-2. A comparatively high thermal activity of the southeastern part of the basin may be in connection with the elevation of the pre-Neogene basement, and with the recent subsidences of the earth's crust.

The Vienna Basin

Here the thermal field is characterized by marked variability mostly due to the content of the clayey fraction in the sandy — clayey filling of the basin. In the Láb—Lakšár area the increased values of temperatures may be put in connection with the elevation of the basement, and with the fault systems, by which the basin is confined. Toward the northwestern slopes of the Malé Karpaty (mountains) the temperature regime is interrupted by subsurficial water filtrating through comparatively well-permeable sandy layers into the deeper parts of the basin. In the borehole R-1 (Rohožník) it resulted in decreased temperature and in altered character of the geothermal gradient. The area of the Vienna Basin is characterized by decreasing geothermal gradient with depth, which is due to the increasing heat conductivity of the basin filling.

The Central-Carpathian Flysch

The question is in the borehole MLS-1, Humenné, situated on the northern margin of the Potiská nížina (lowlands), in the zone of the Inner Carpathian Flysch in the area of the Humenné Mesozoic. Low temperatures and geothermal gradients observed in the borehole, signalize that the highly active Potiská nížina (lowlands) is distinctly separated.

The Carpathian Foredeep

In this area, the temperatures are very low, and characterized with areal stability down to a depth of approx. 1500 m. In greater depths stability is broken, and areal differentiation takes place. Characteristic is the course of the geothermal gradient increasing to a depth of 1500 m, in contrast to other areas with sedimentary filling.

The Spišsko-gemerské rudohorie (mountains)

The available data on temperature represent only a smaller part of this area. If they are extrapolated on the entire area, then we may state, that in comparison with other areas, here the temperatures and geothermal gradients are the lowest. Temperature — like in the Central-Slovakian neovolcanites — is considerably affected by the morphology of the terrain.

Translated by E. Jassingerová

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 1

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo Vede, vydavateľstve Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1976.

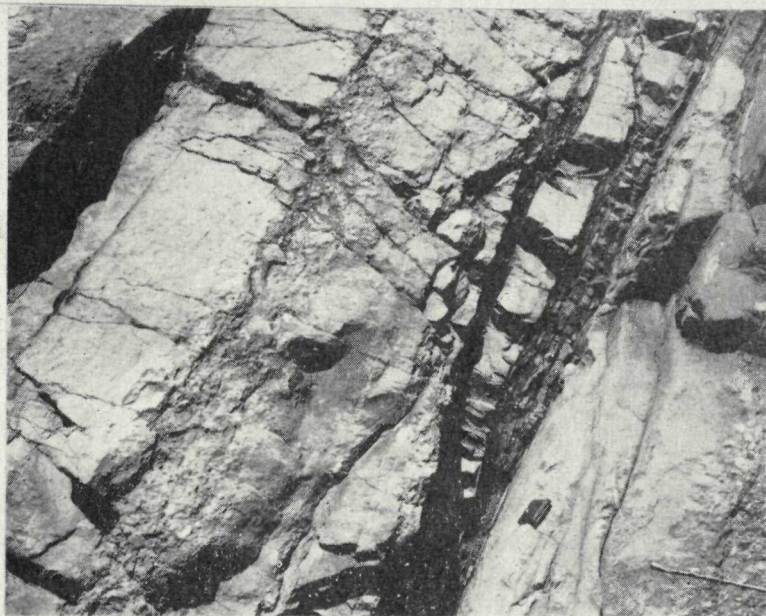
Vedecký redaktor: RNDr. Anton Biely, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Obálku navrhla: Viera Miková

Vytlačil Vojenský kartografický ústav, Harmanec zo sadzby Times. Náklad 800 kusov. Povolené SÚKK 1197/I-1974. Tematická skupina O3/9.

Rozsah AH 20,62, VH 21,07, cena brož. výt. 35 Kčs



1



2



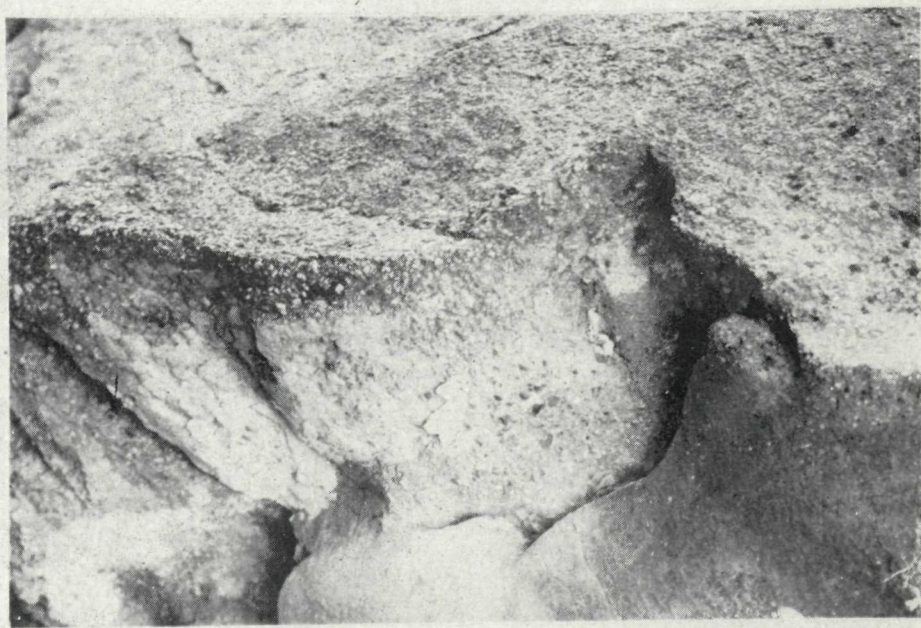
1



2



1



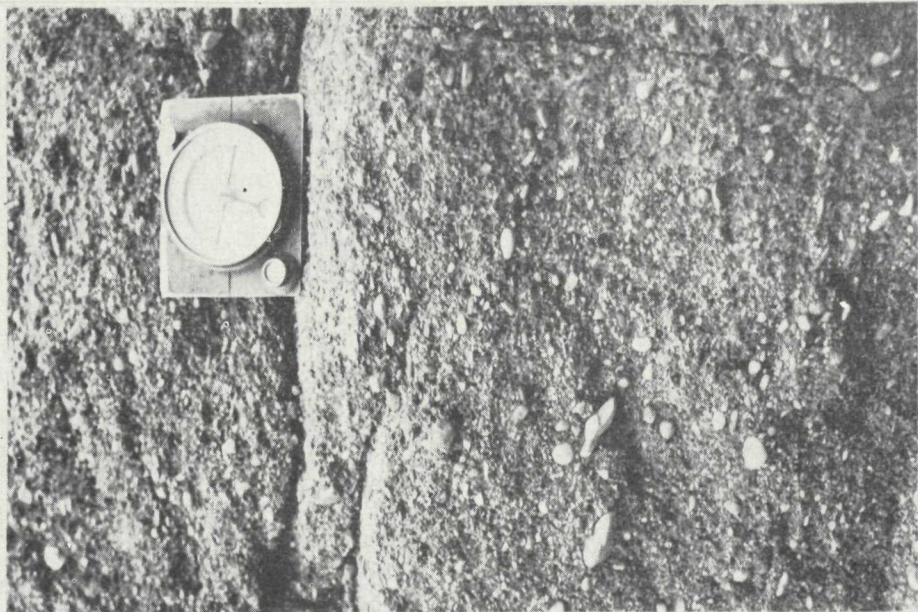
2



1



2



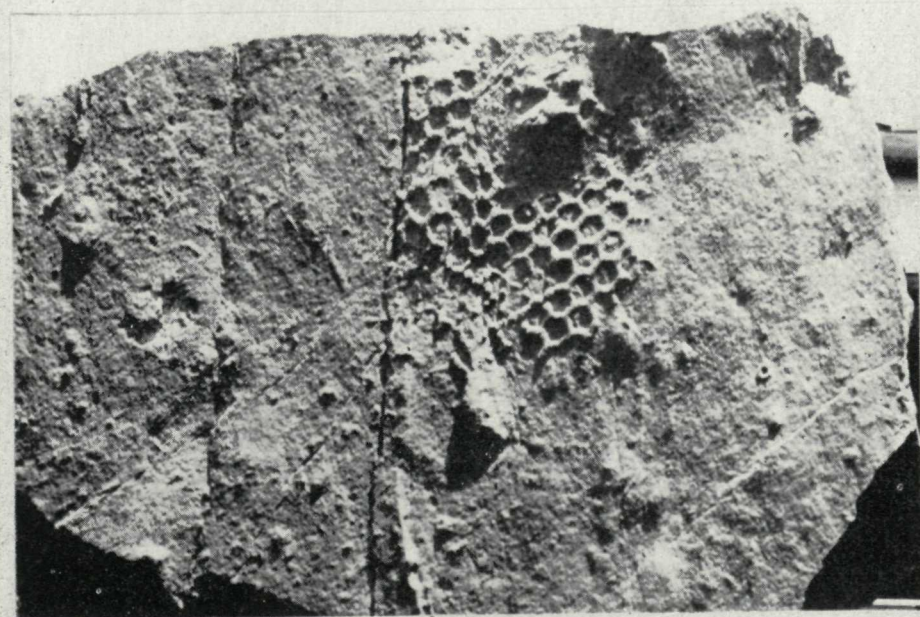
1



2



1



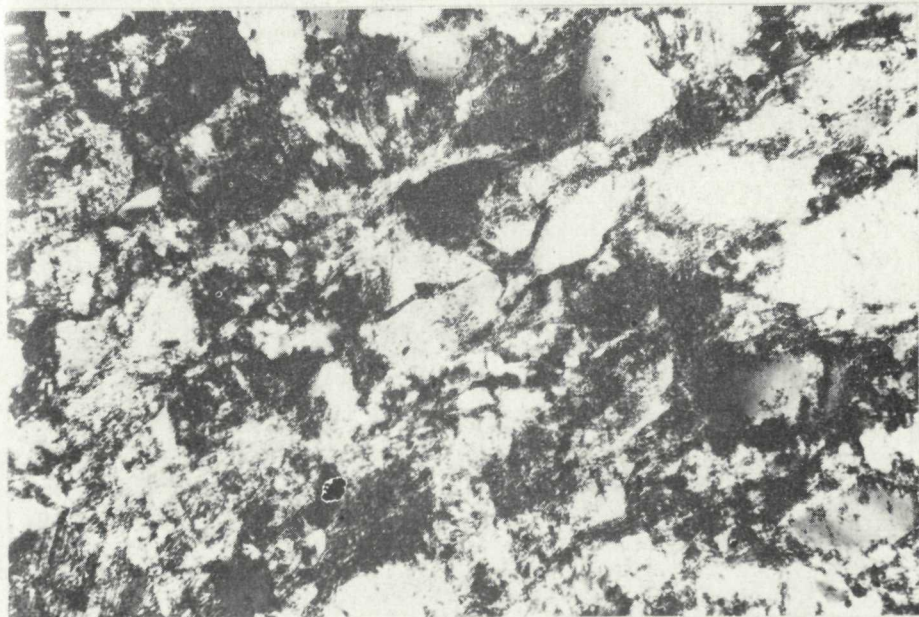
2



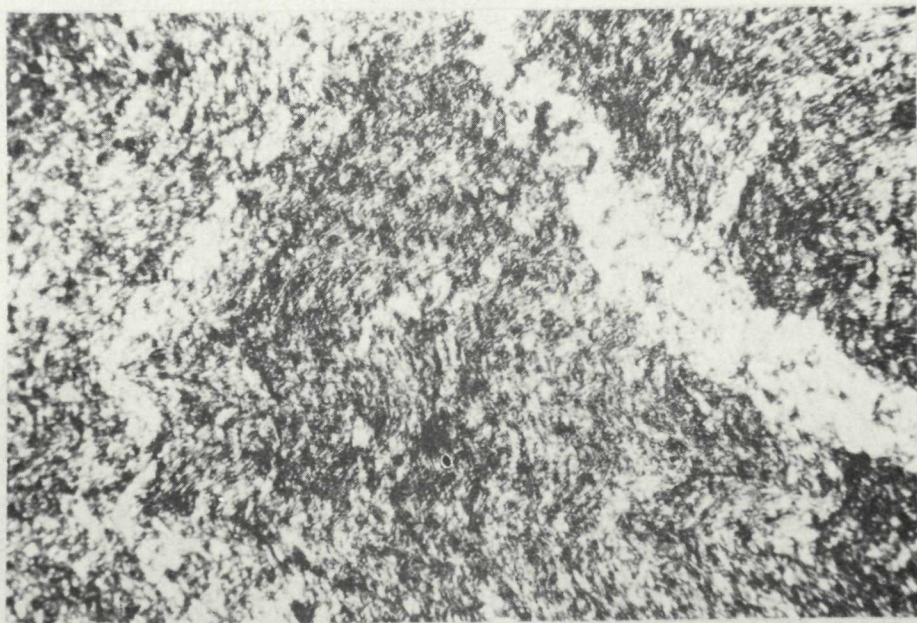
1



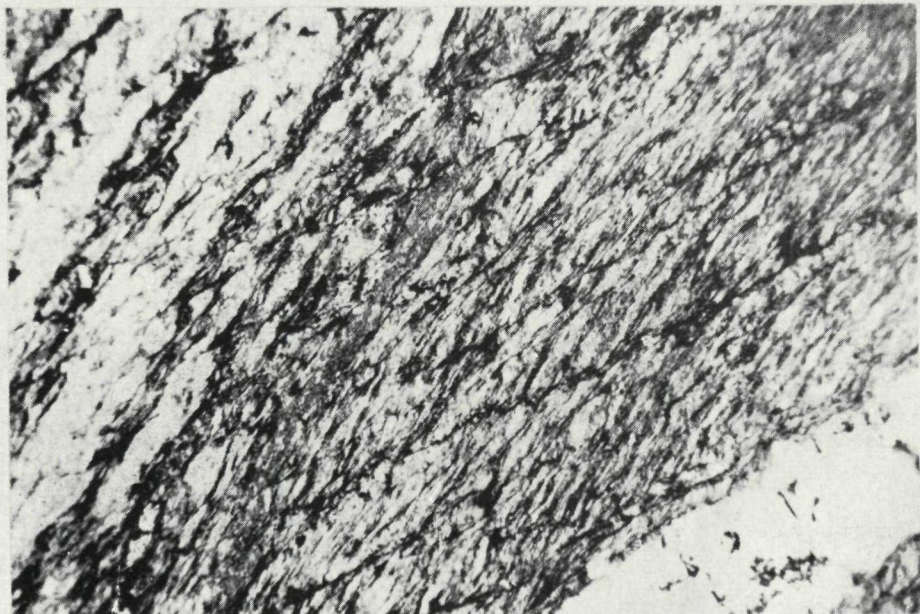
2



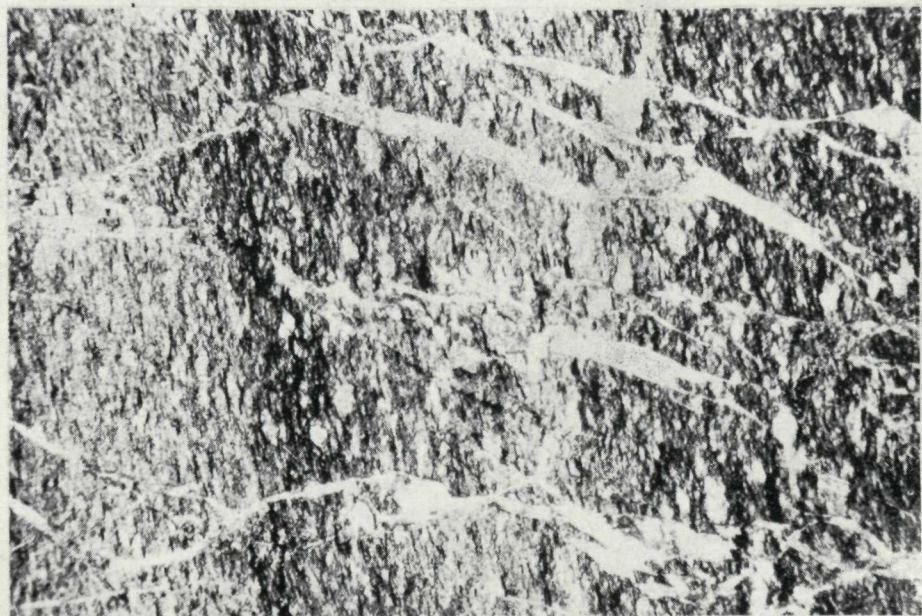
1



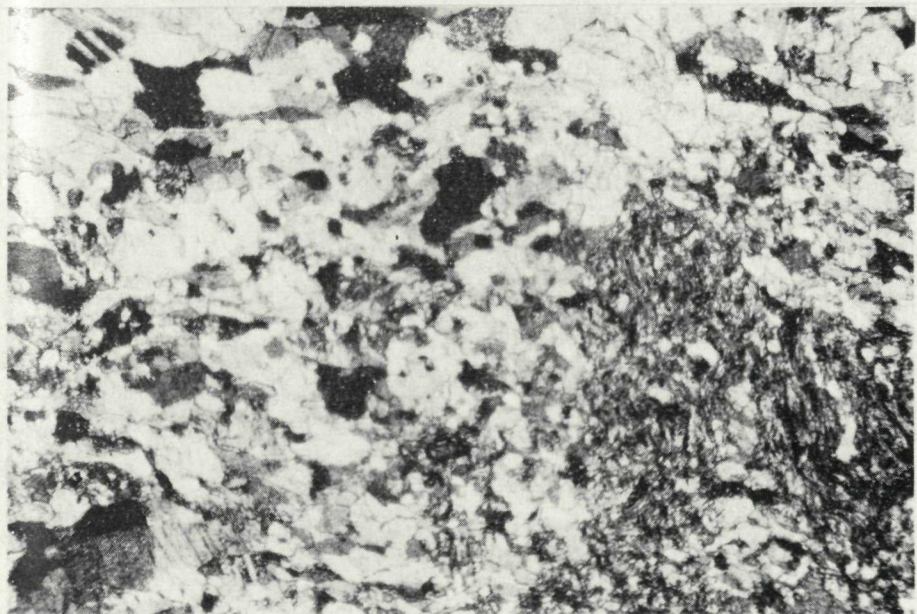
2



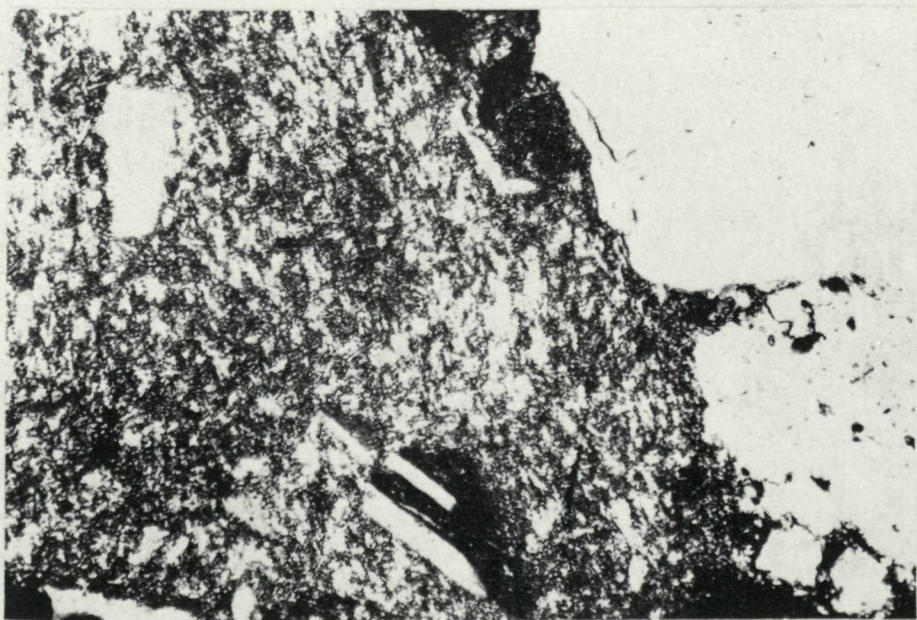
1



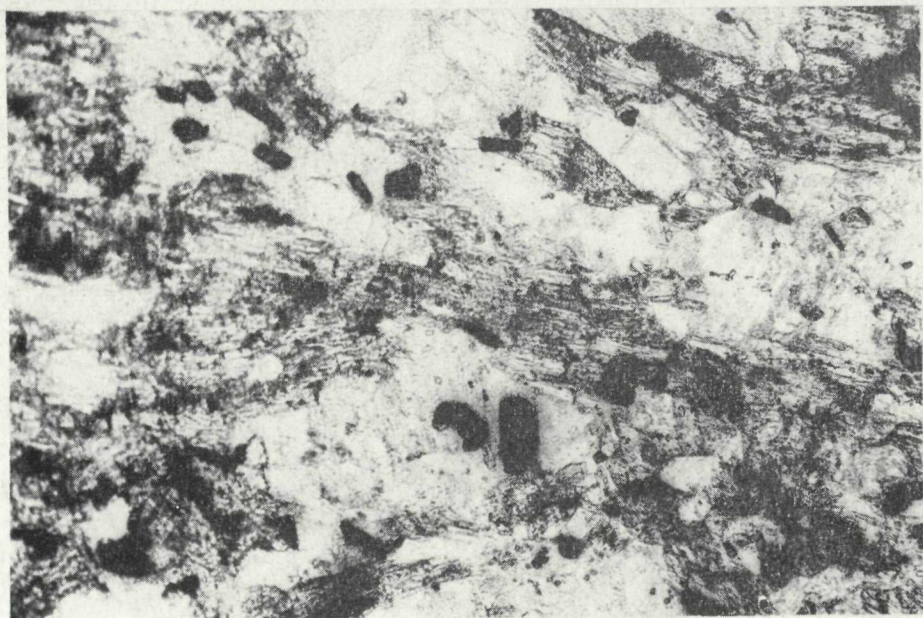
2



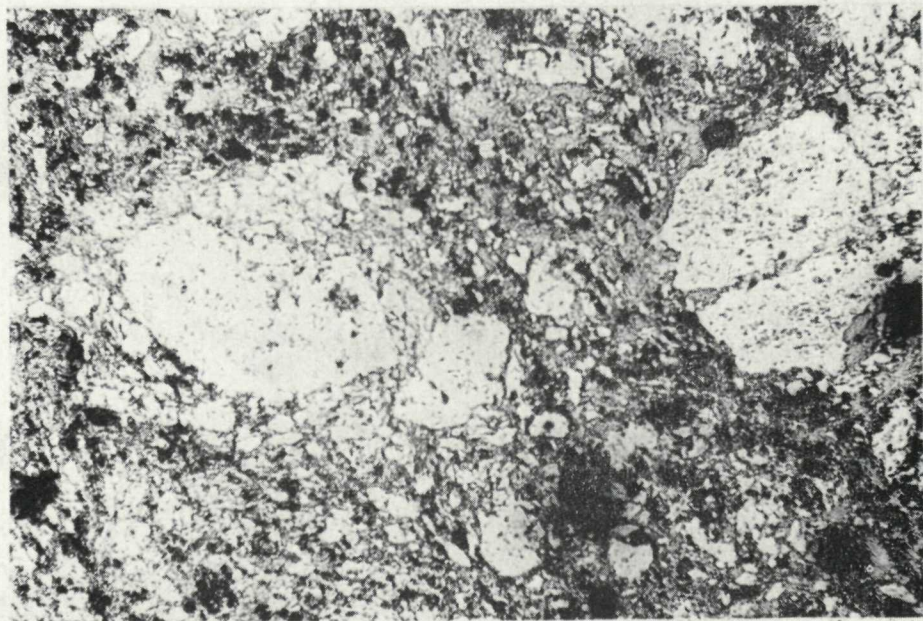
1



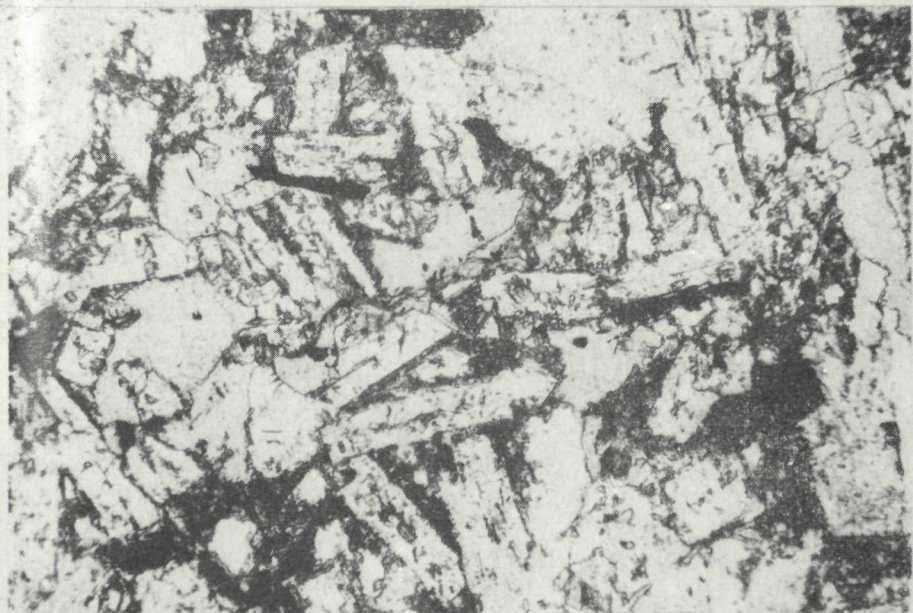
2



1



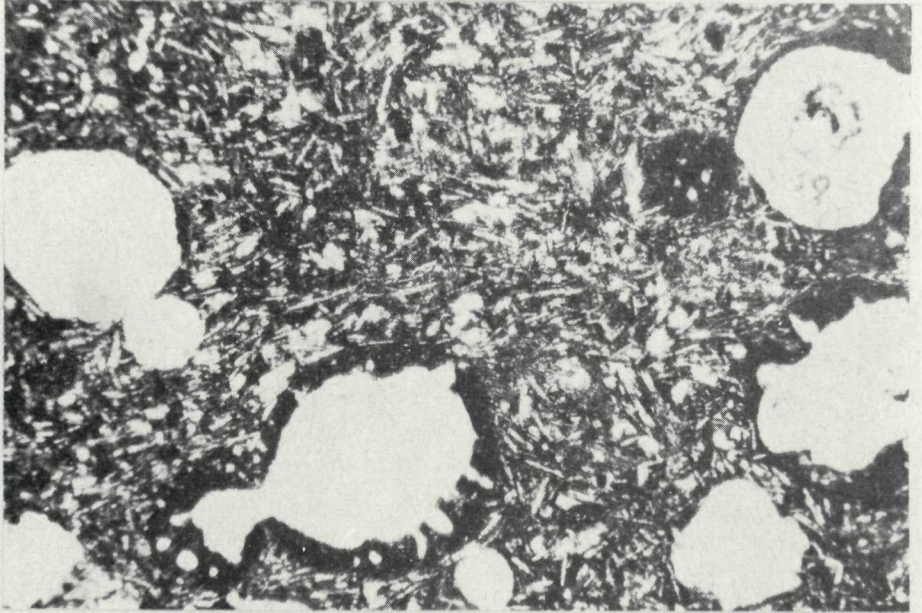
2



1



2



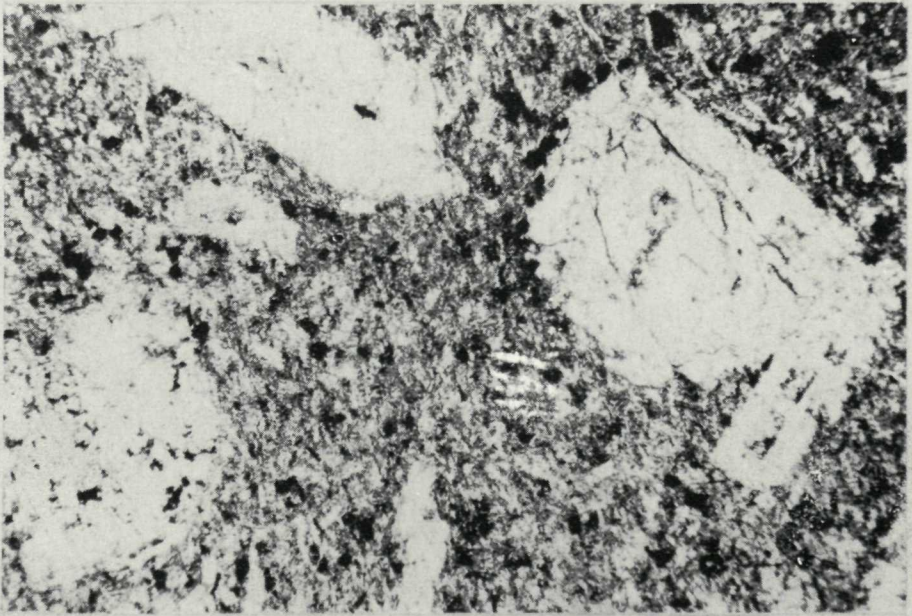
1



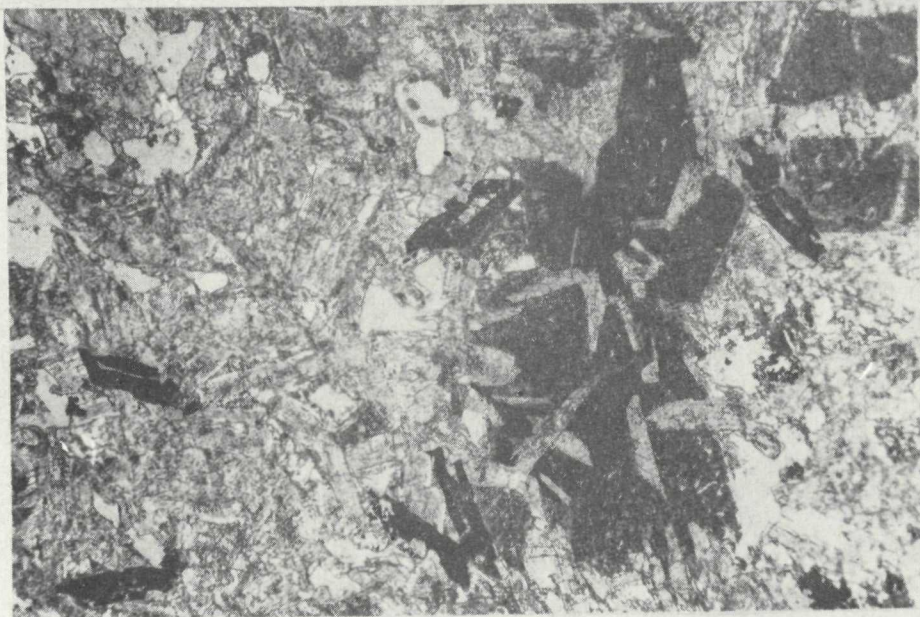
2



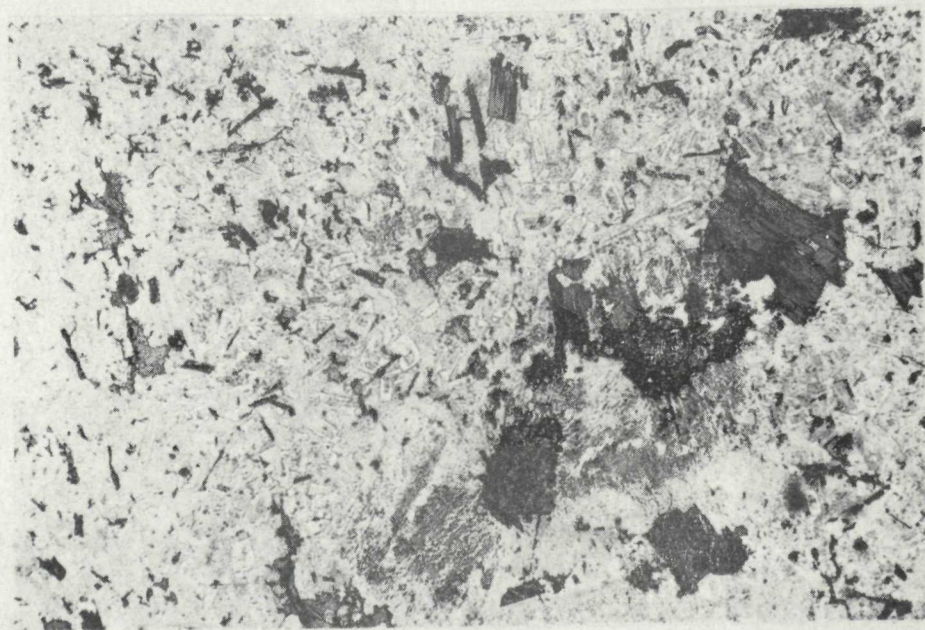
1



2



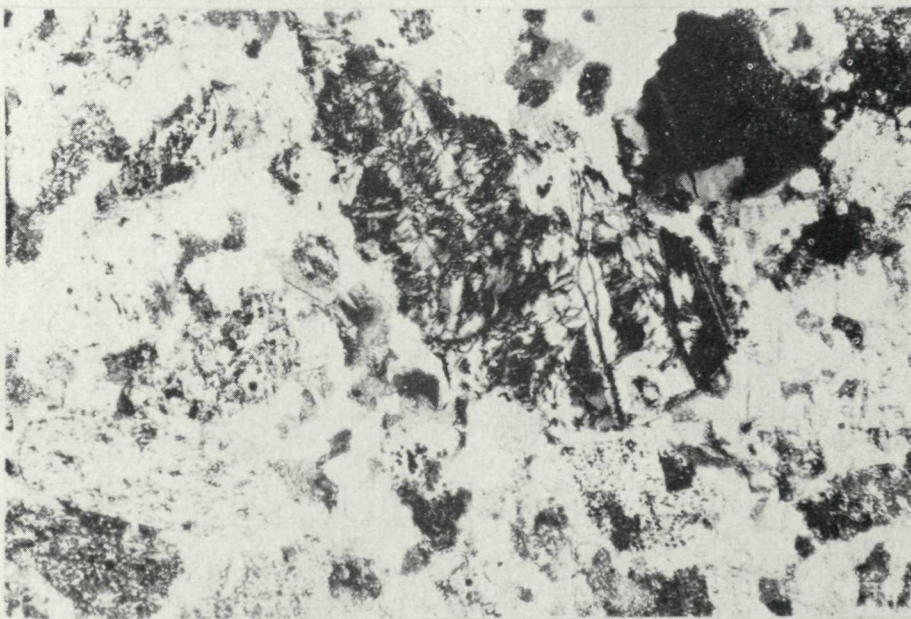
1



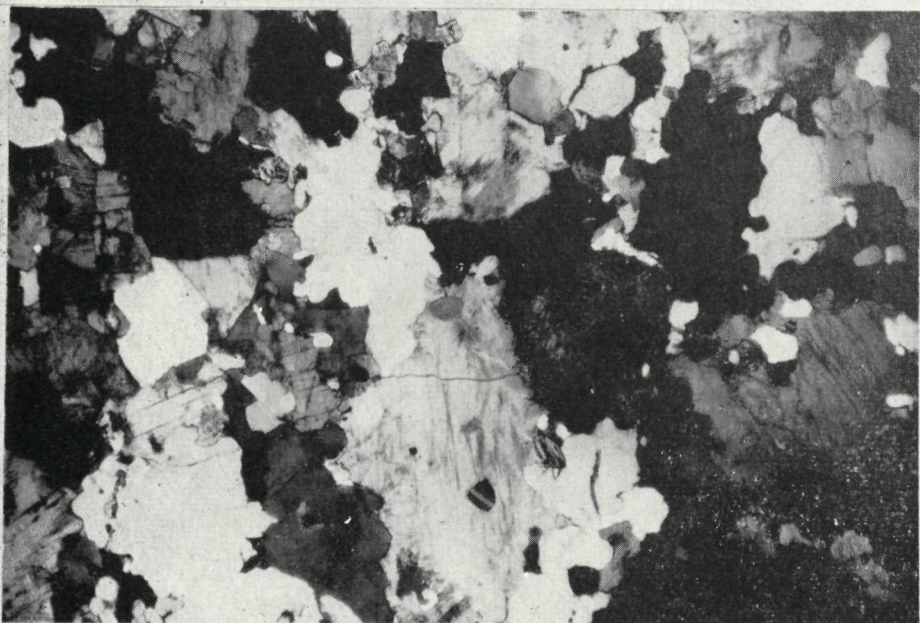
2



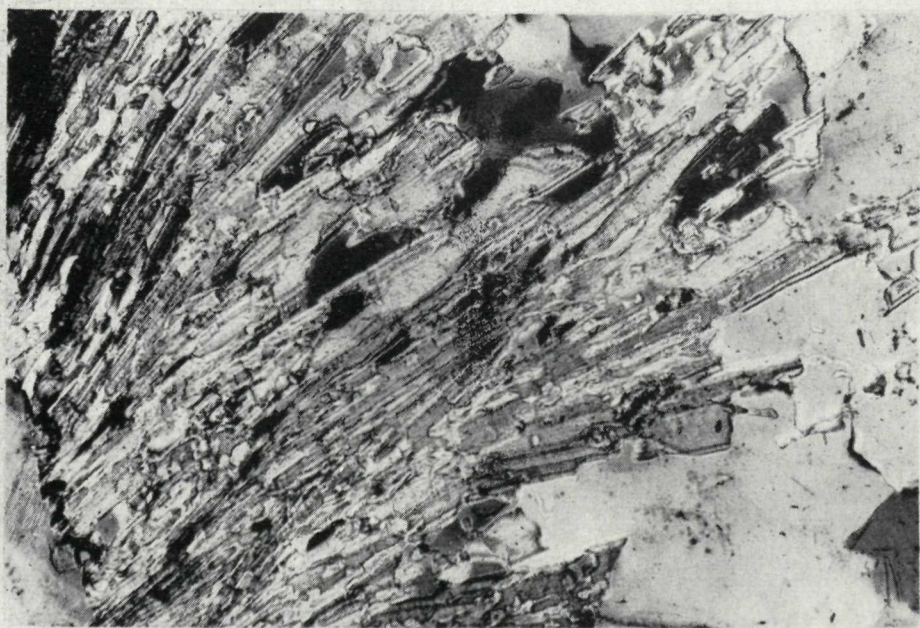
1



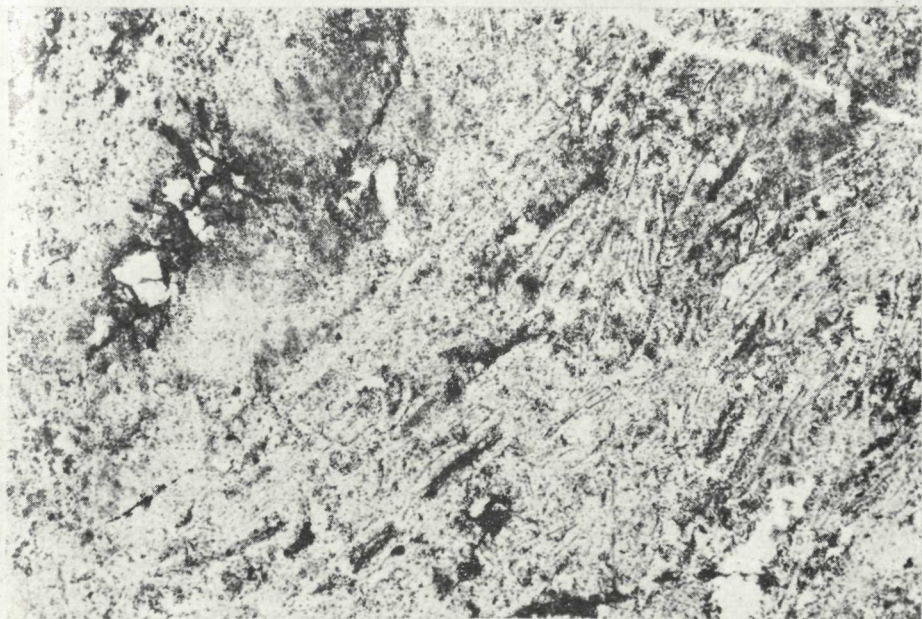
2



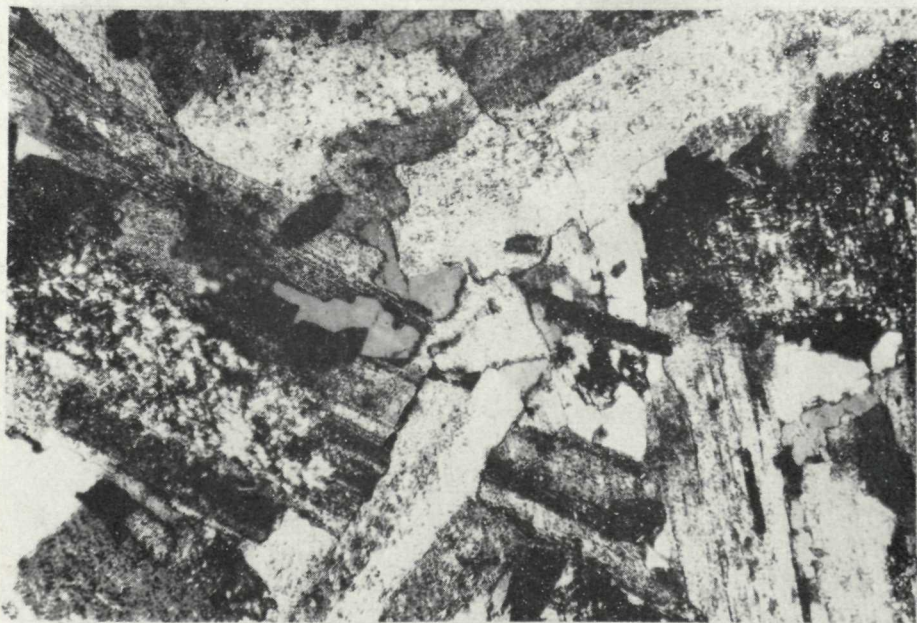
1



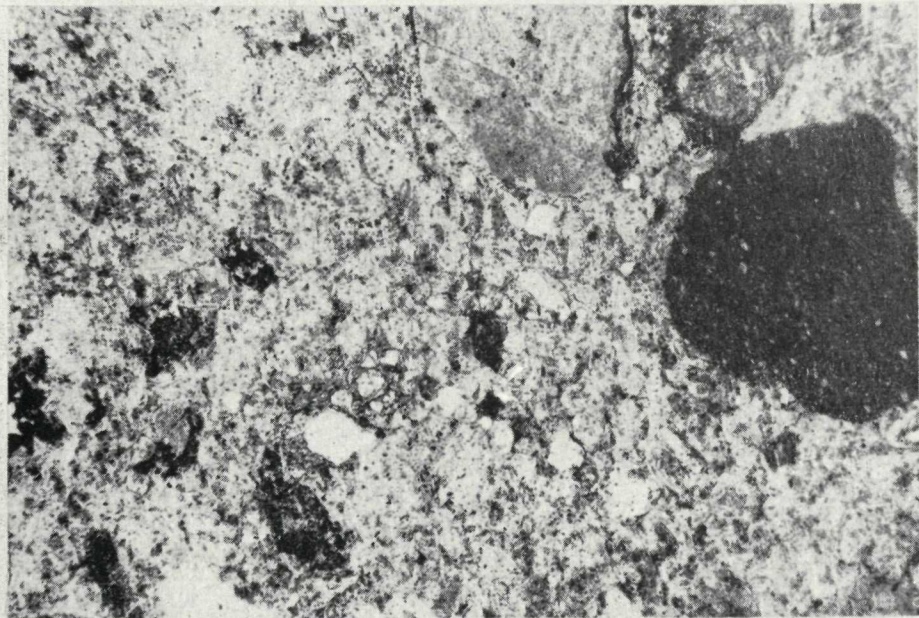
2



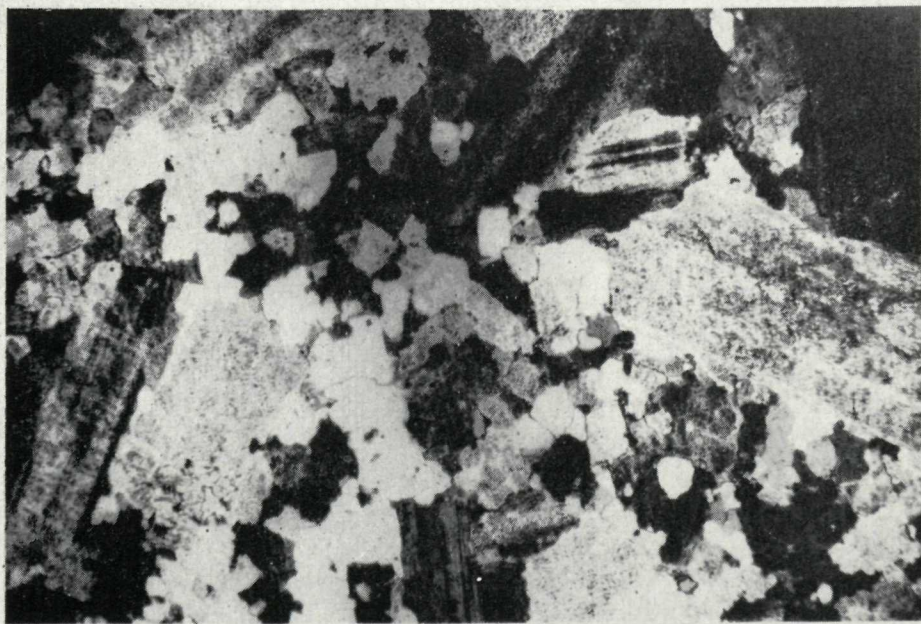
1



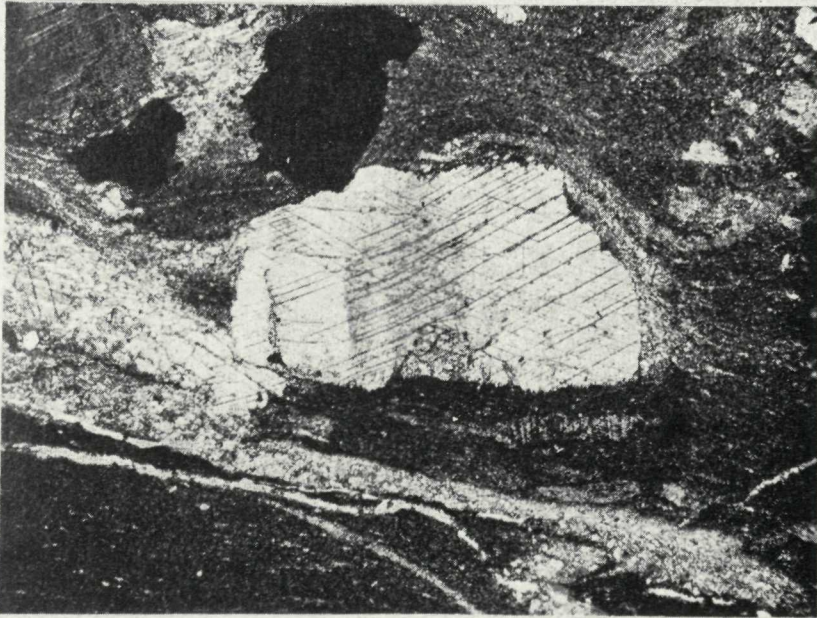
2



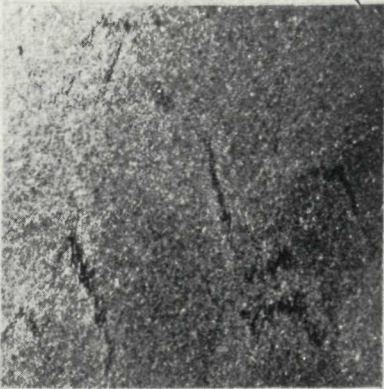
1



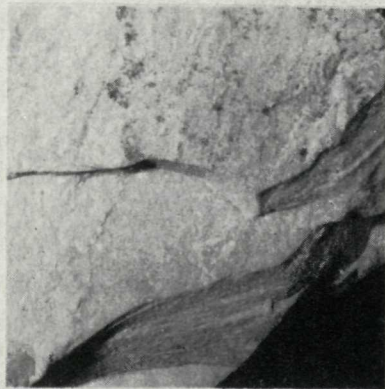
2



1



2



3



1



2



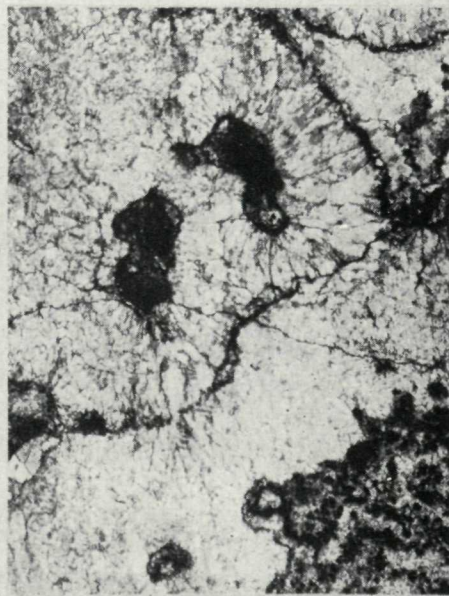
3



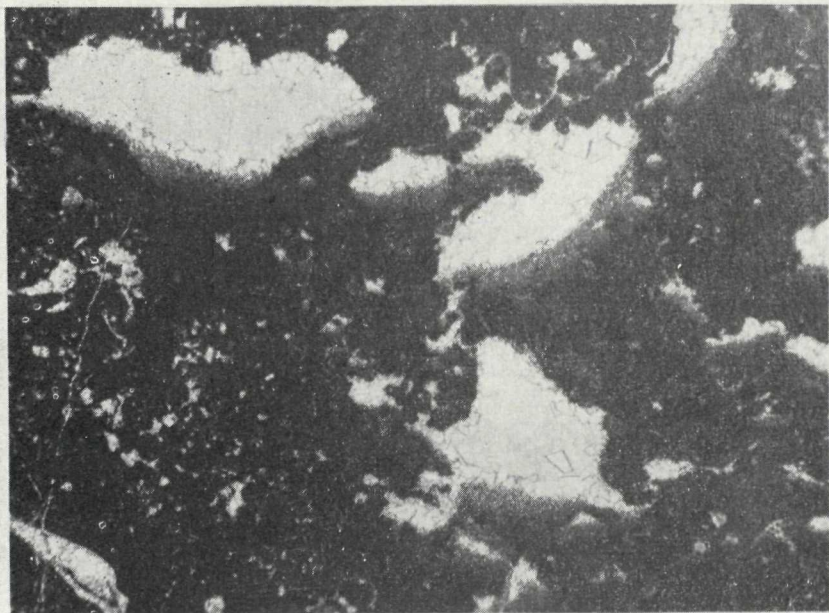
1



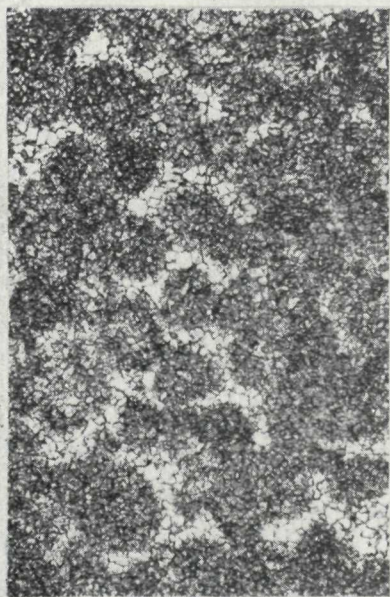
2



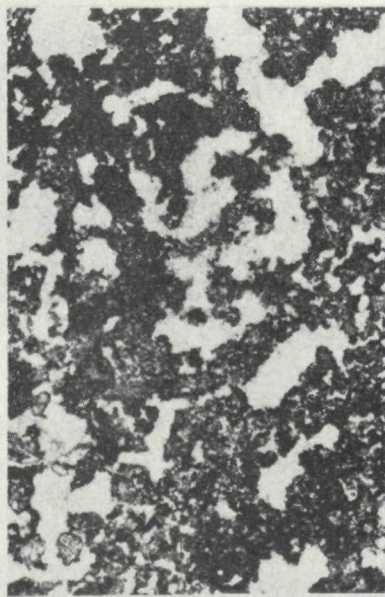
3



1



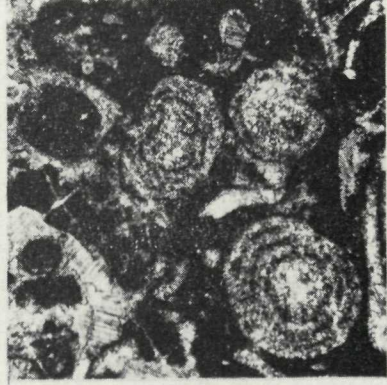
2



3



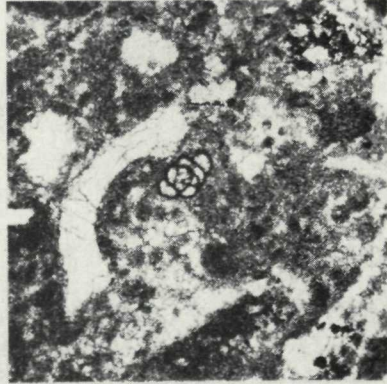
1



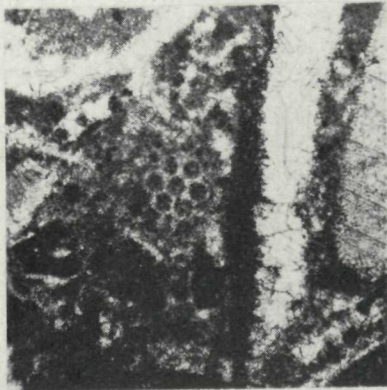
2



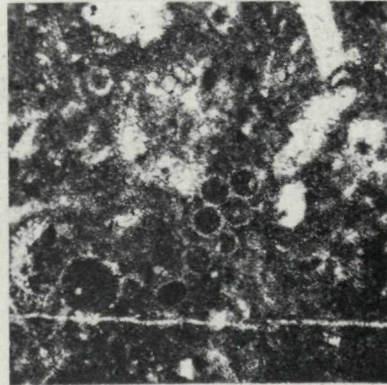
3



4



5



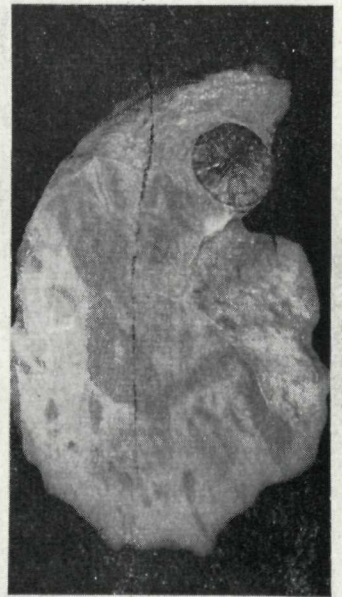
6



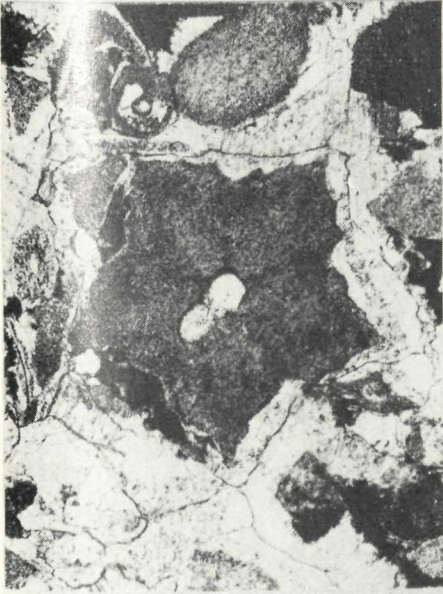
1



2



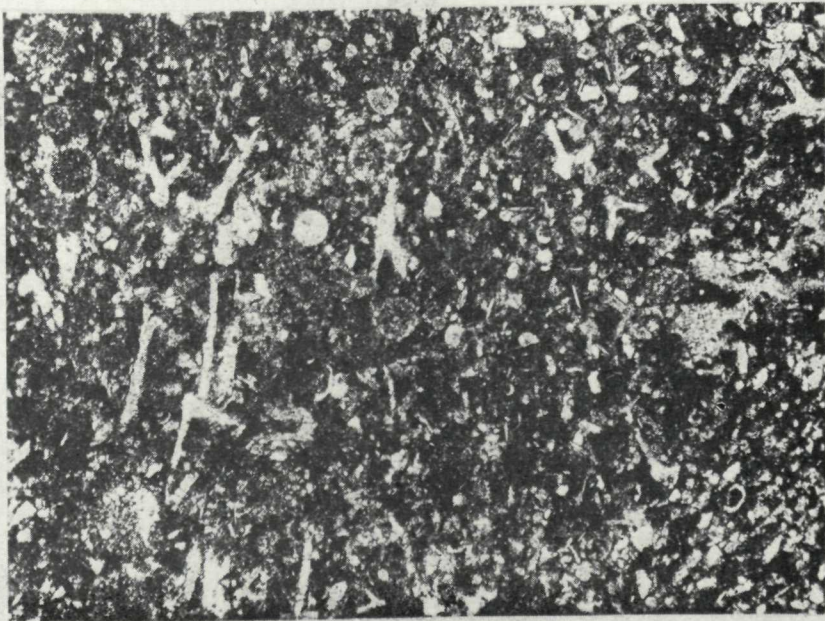
3



1



2



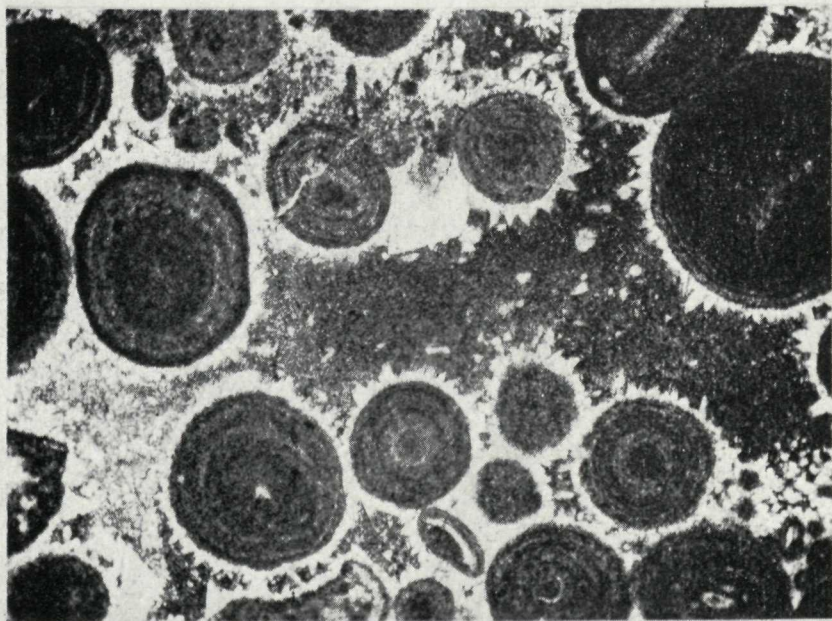
3



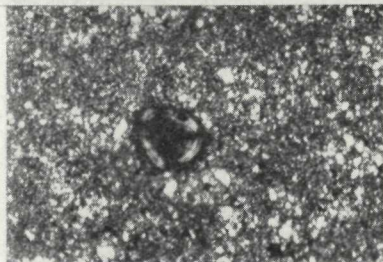
1



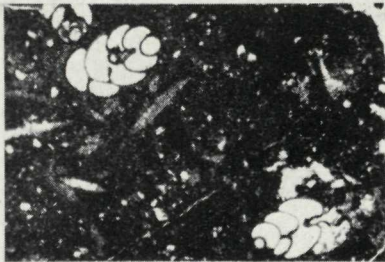
2



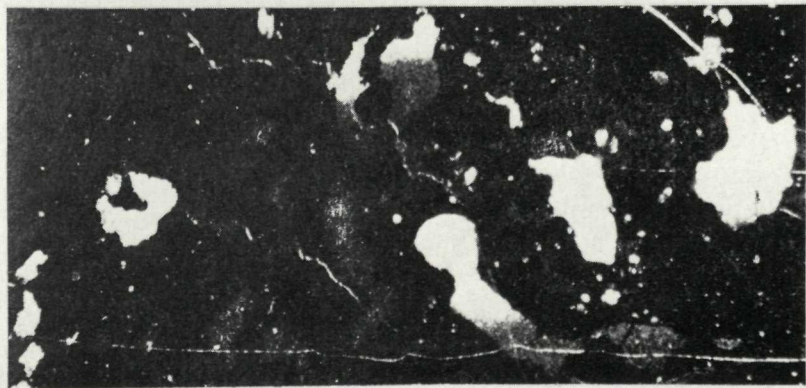
3



1



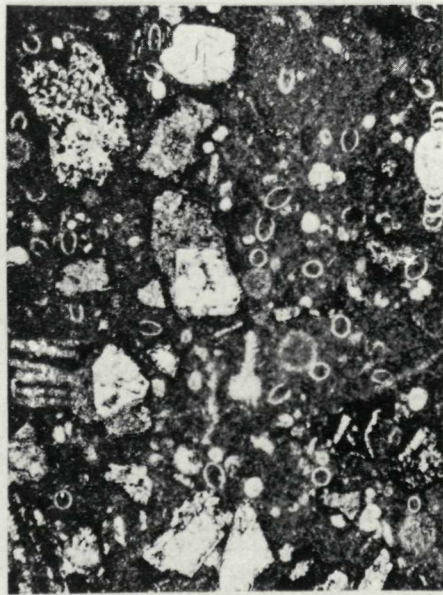
2



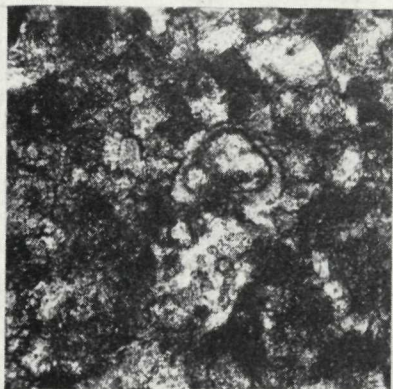
3



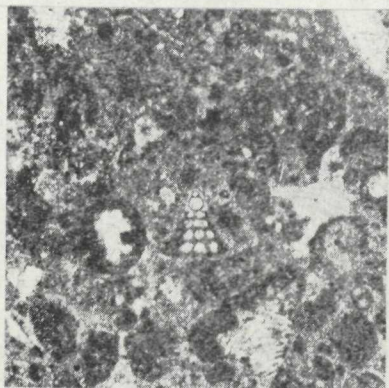
4



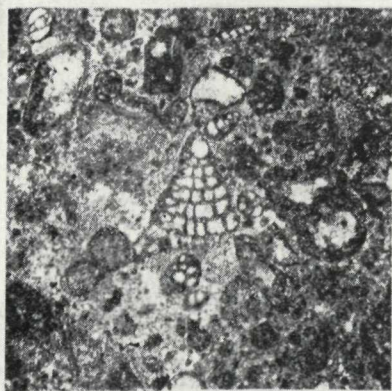
5



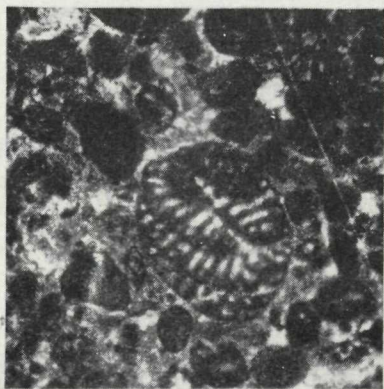
1



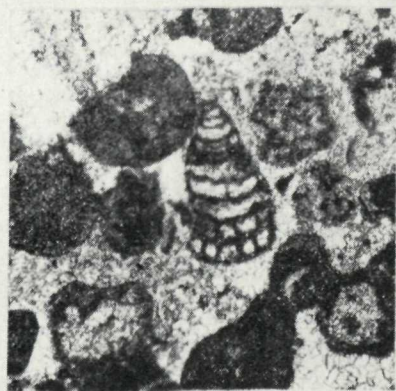
2



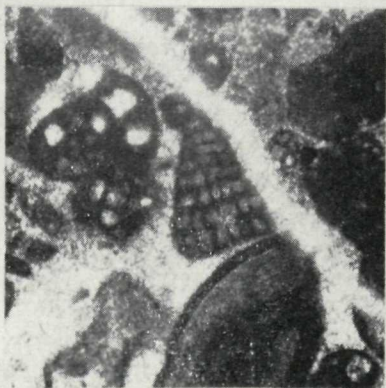
3



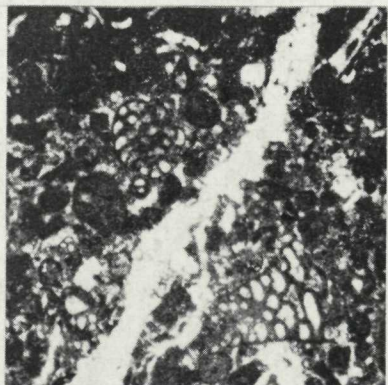
4



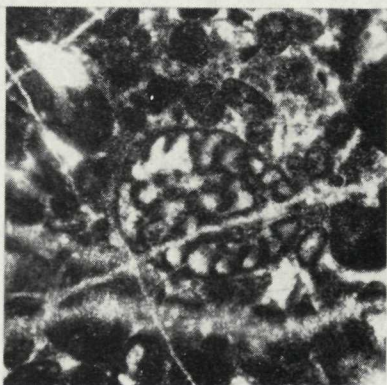
5



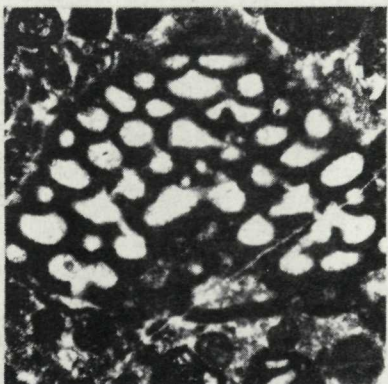
6



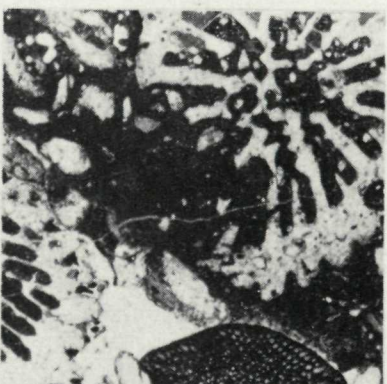
1



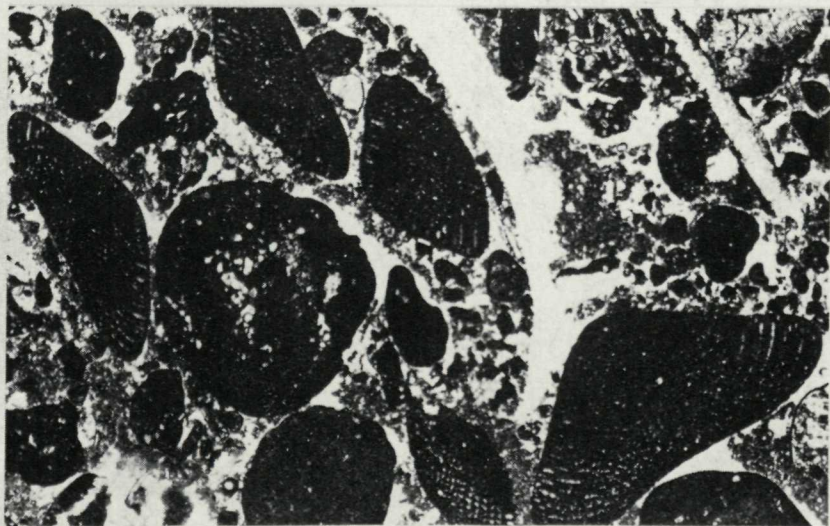
2



3



4



5



1



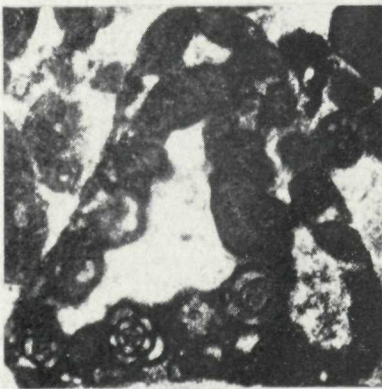
2



3



4



5



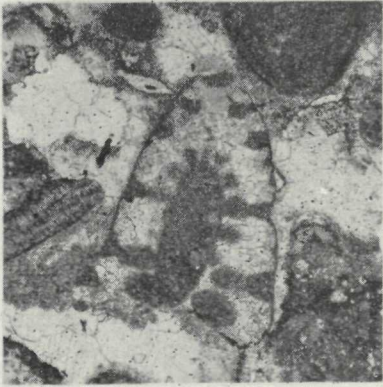
6



1.



2.



3.



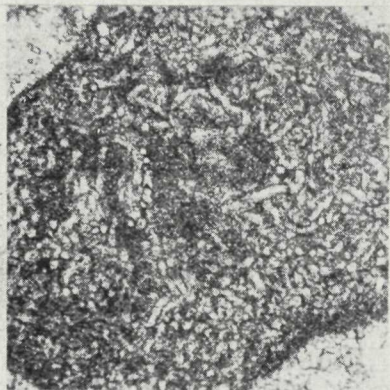
4.



5.



6.



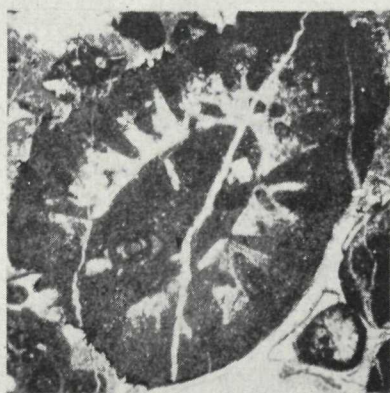
1



2



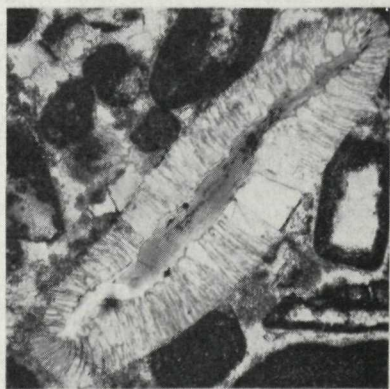
3



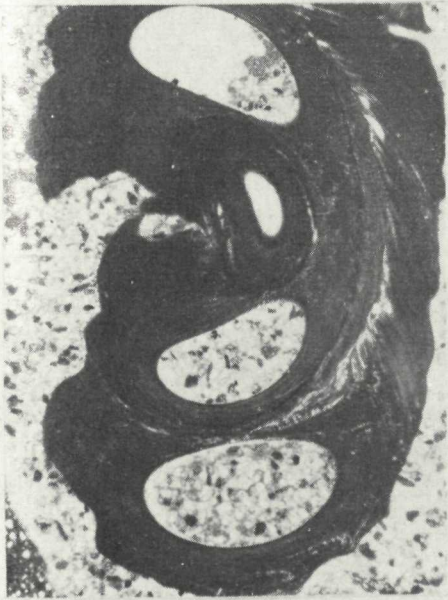
4



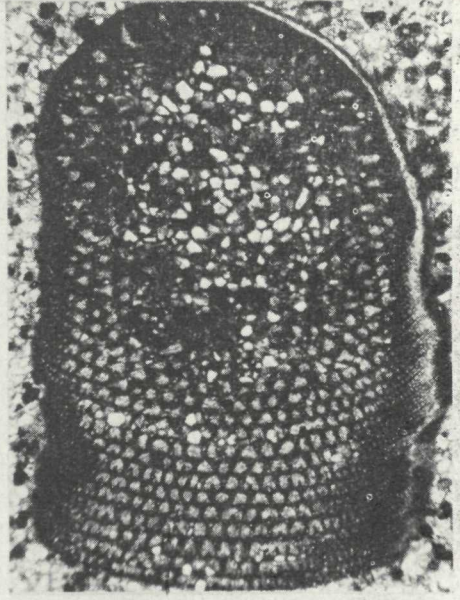
5



6



1



2



3



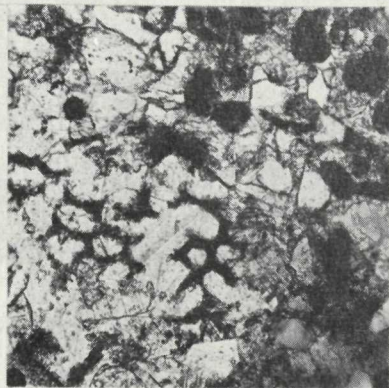
4



5



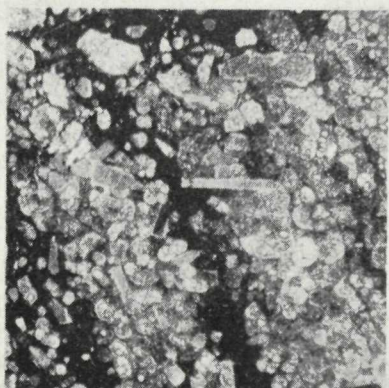
1



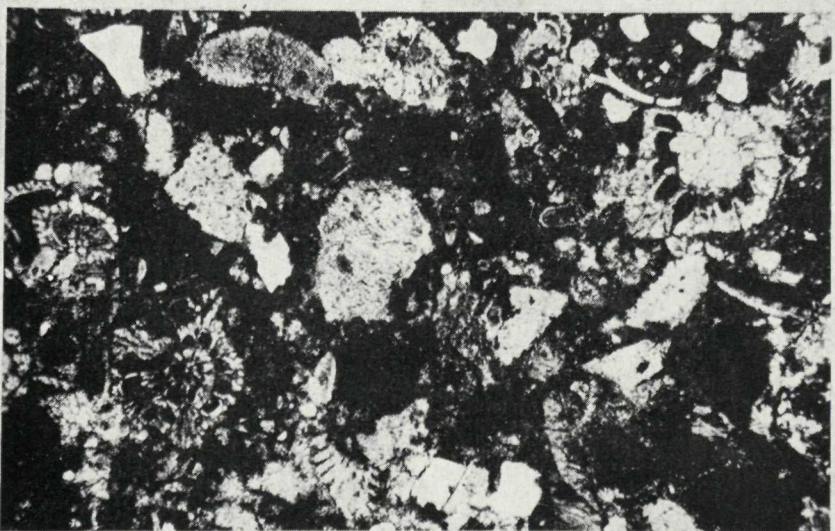
2



3



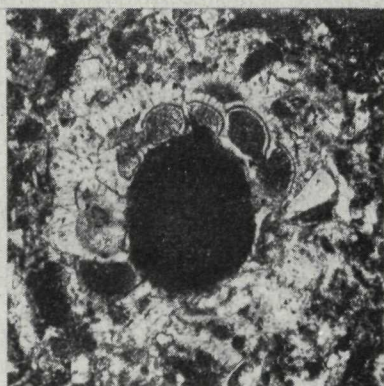
4



5



1



2



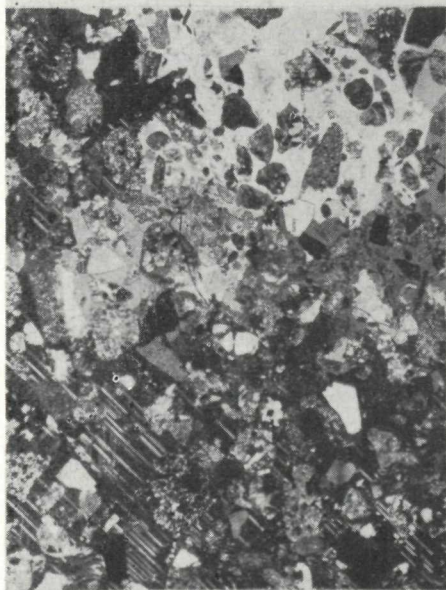
3



4



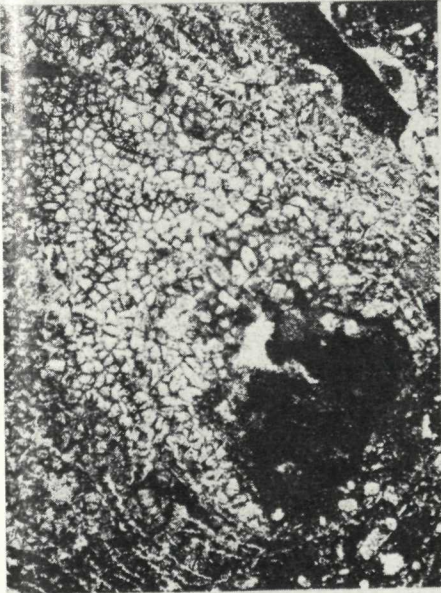
1



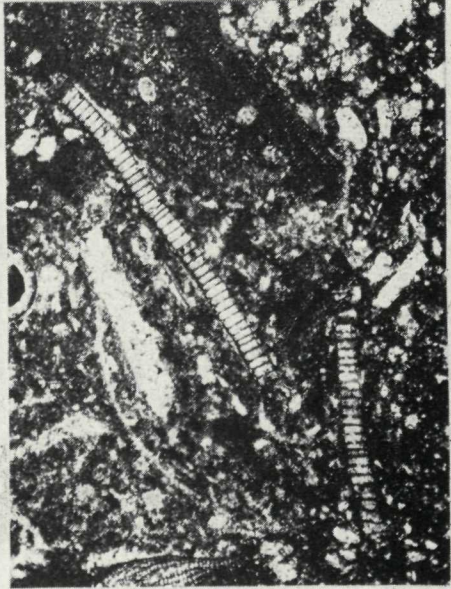
2



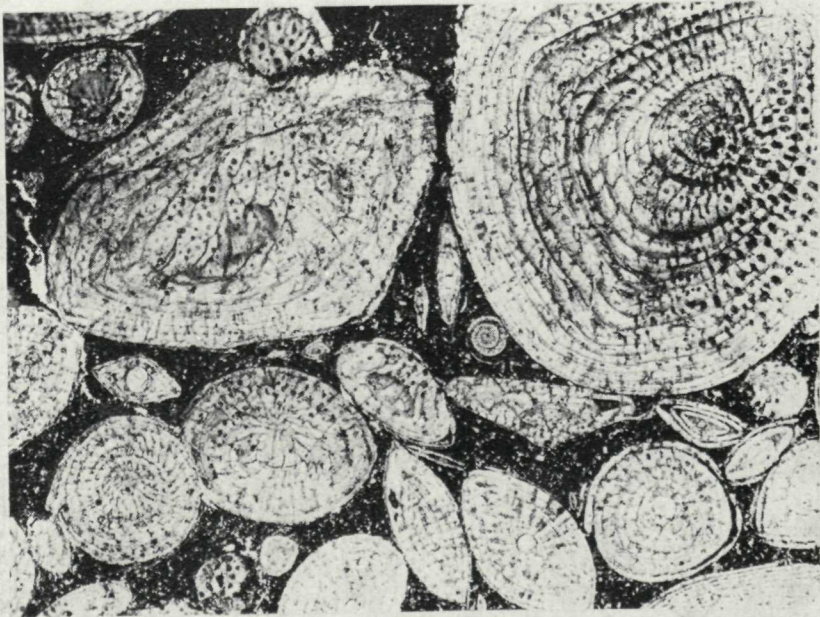
3



1



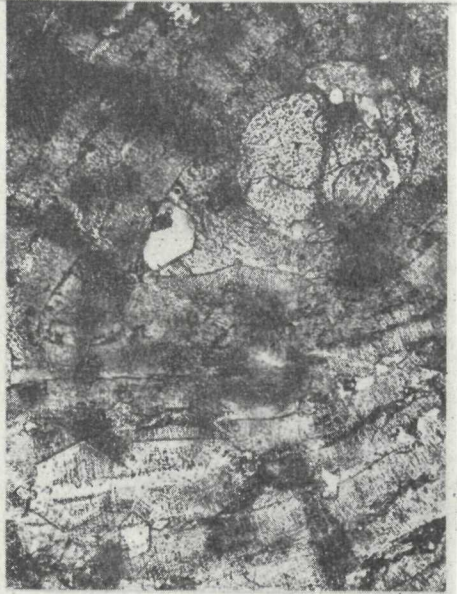
2



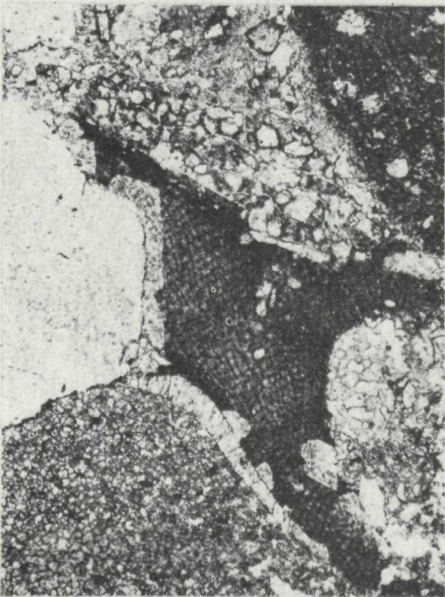
3



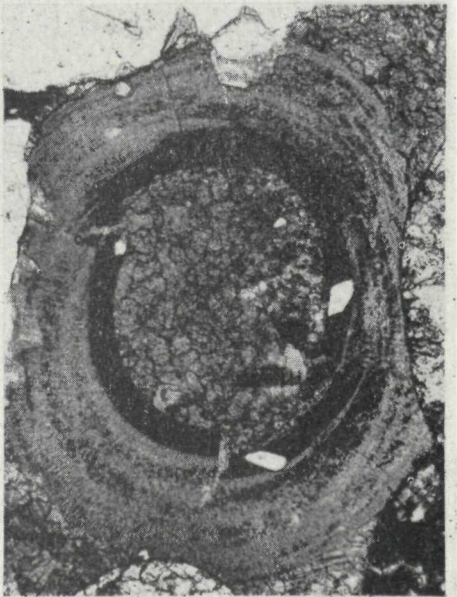
1



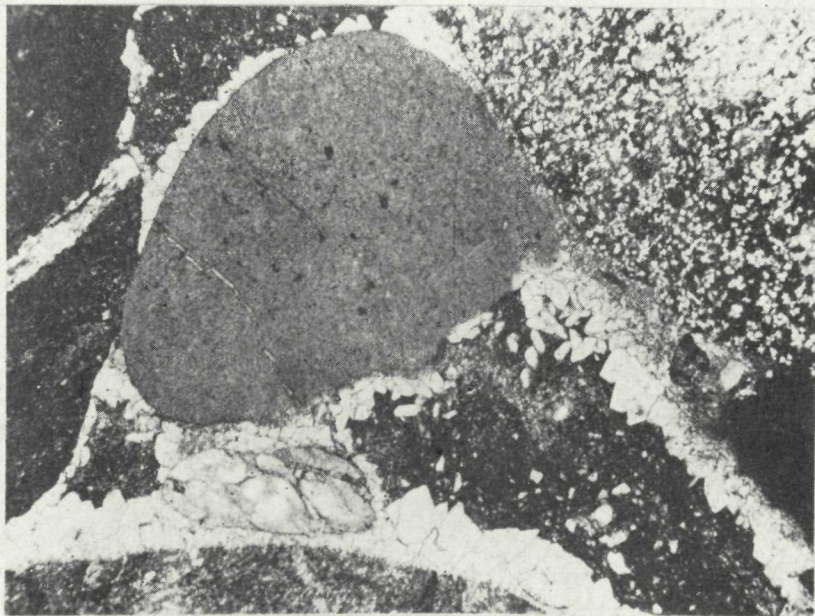
2



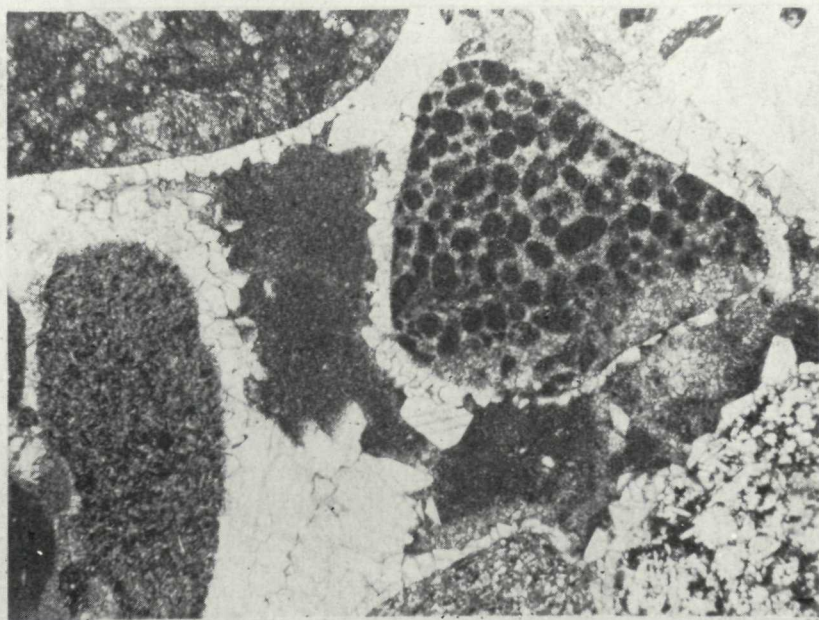
3



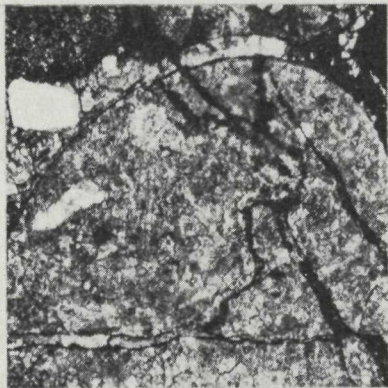
4



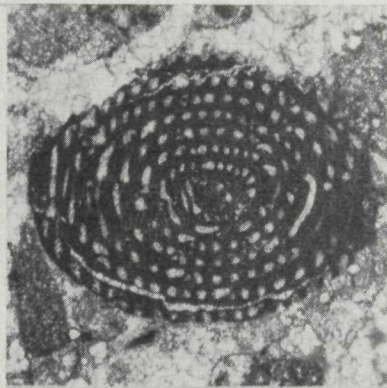
1



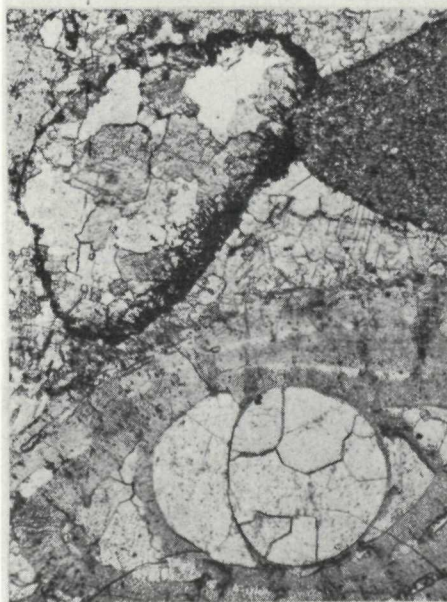
2



1



2



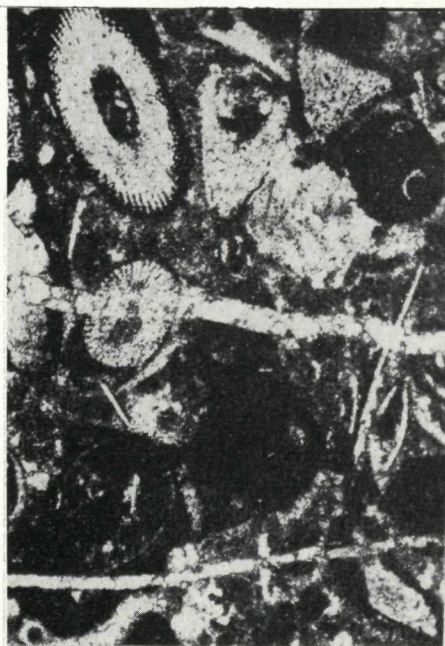
3



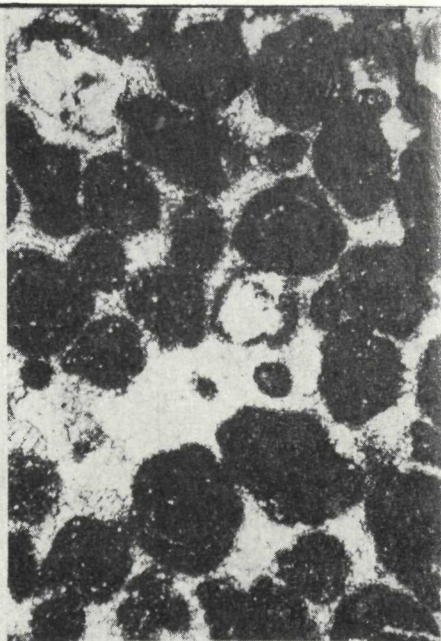
4

TABULKY

I-IX



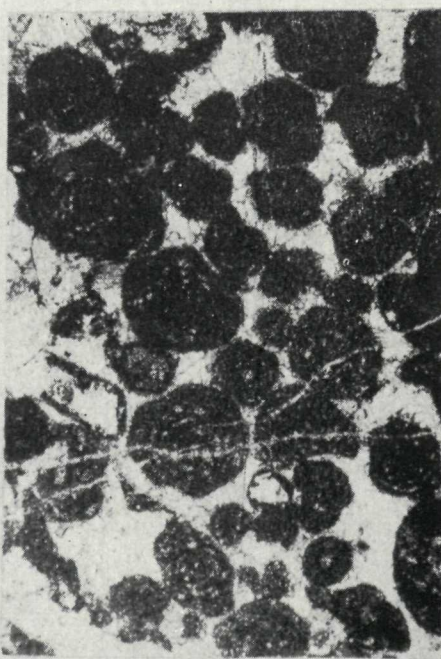
1



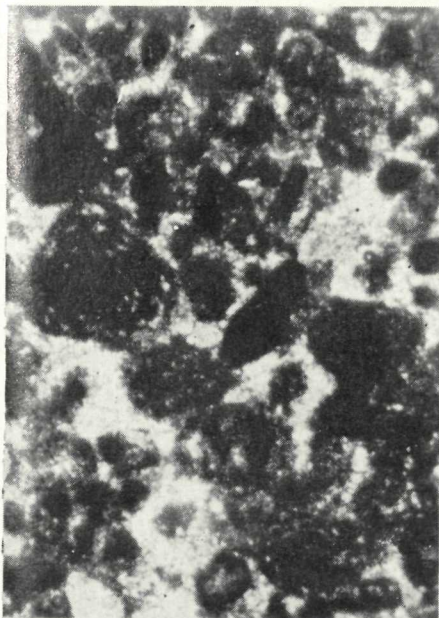
2



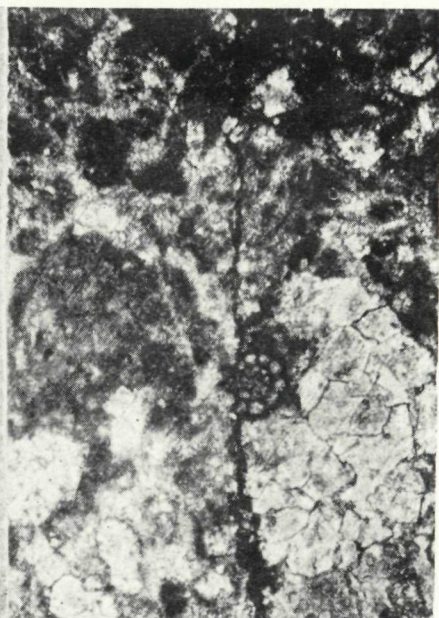
3



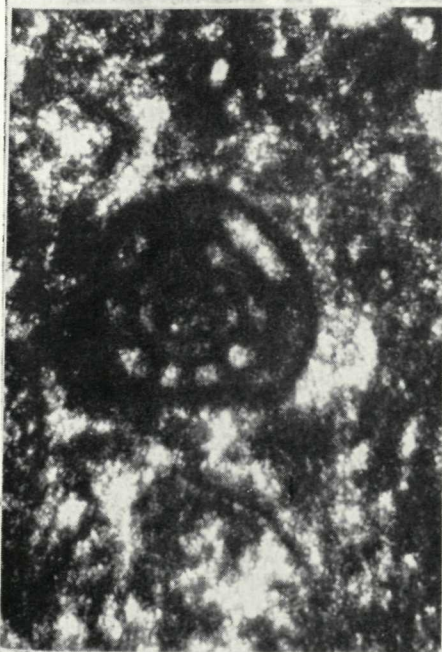
4



1



2



3



4



1



2



3



4



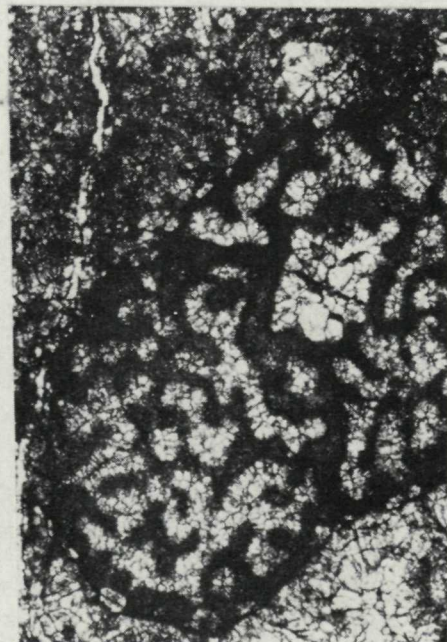
1



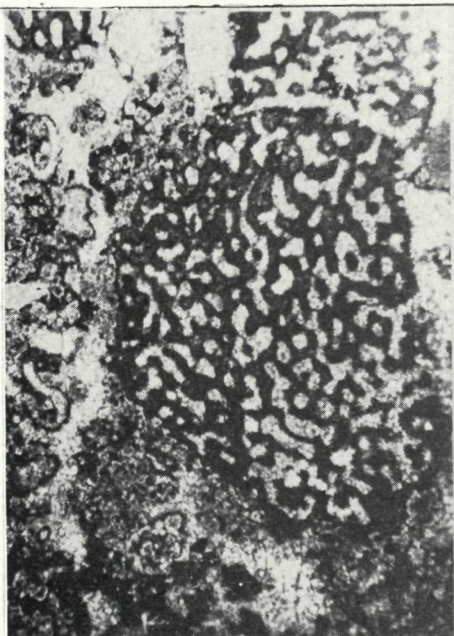
2



3



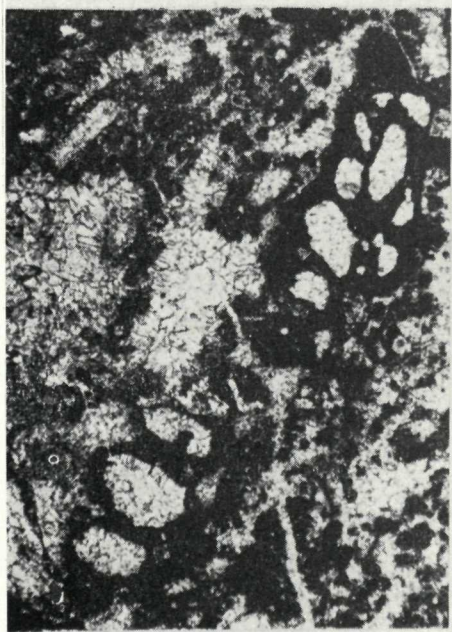
4



1



2



3



4



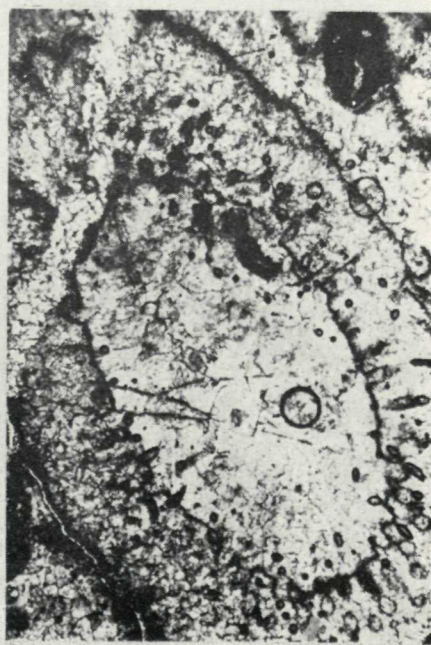
1



2



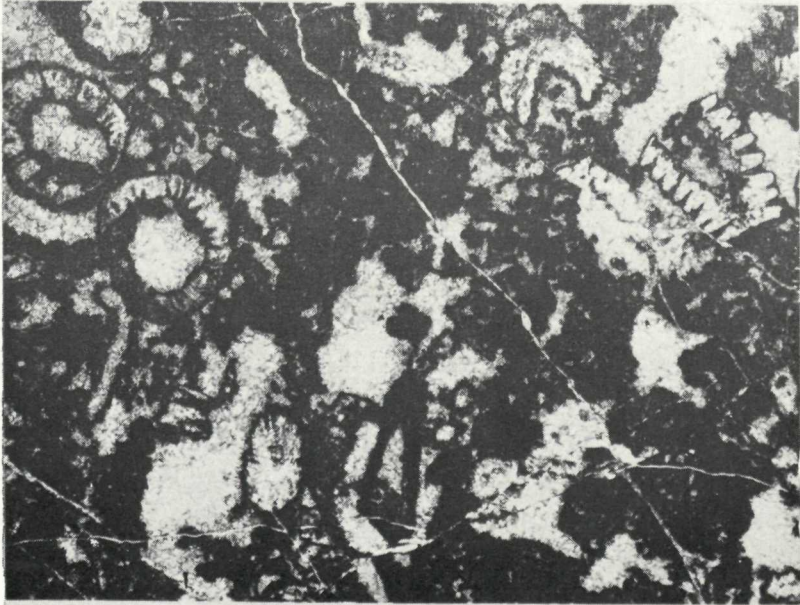
3



4



1



2



1



2



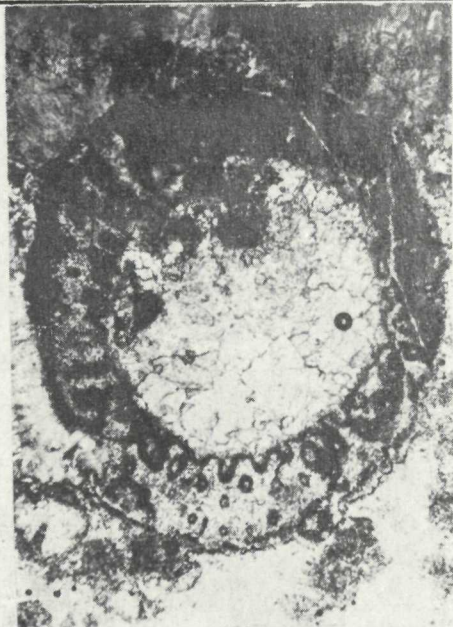
3



4



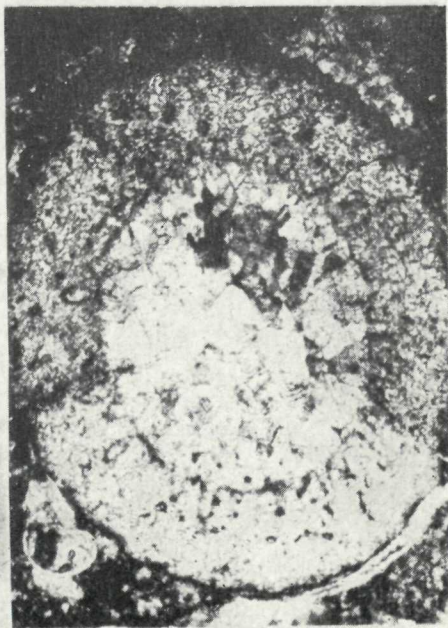
1



2



3



4

