

ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0036—1372

SÉRIA

geológia 3

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1978

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 3

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1978

Geologický ústav Dionýza Štúra
KNIŽNICA
Signatúra: 15.10.78
kat. čís.: 192/78
Kčs kúpa: 174
Kčs vým.:
Kčs dar:

1 8 107 b

**Západné
Karpaty**

SÉRIA

Geológia 3

015
39²

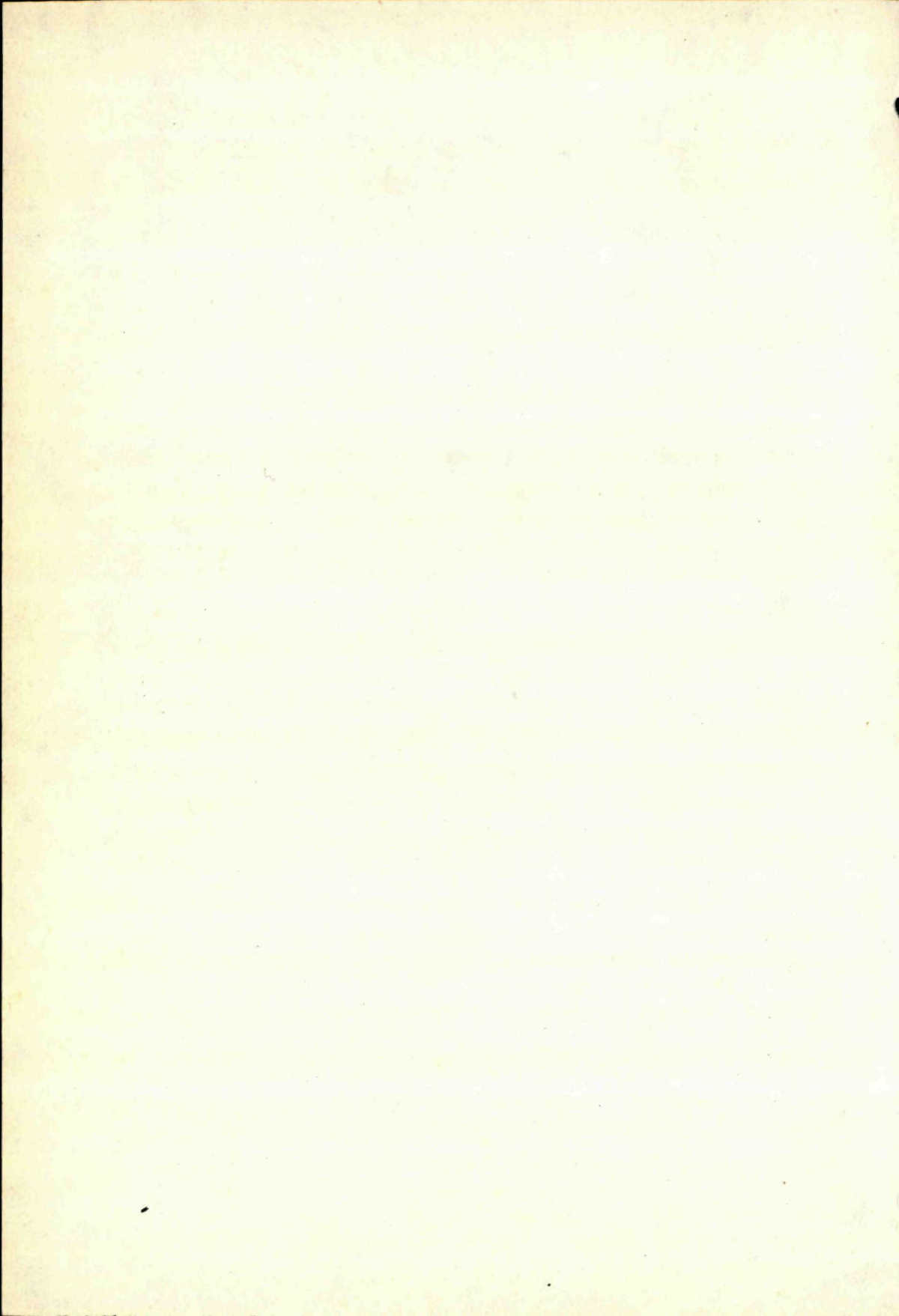
VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Anton Biely, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH
RNDr. Anton Biely, CSc., RNDr. Oto Fusán, DrSc., RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Ján Mello, CSc.

Schválené do tlače na zasadnutí redakčnej rady dňa 10. 12. 1976

OBSAH — CONTENTS

Planderová, E.: Microflorizones in Neogene of Central Paratethys — Mikrofloristické zóny v neogéne centrálnej paratetýdy.....	7
Nemčok, J.: Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia — Deformations of Flysch sediments as a reflection of dynamics of the basement.....	35
Jacko, S.: Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory — Lithological-structural characteristics of the central part in the Čierna hora region.....	59
Forgáč, J. — Pulec, M.: Vývoj vulkanosedimentárneho a vulkanogénneho komplexu v centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov — History of volcanic-sedimentary and volcanogenic complexes in middle part of Central Slovakian neovolcanic region.....	81
Obrazová príloha — Plates I — XX	103



Eva Planderová

Microflorizones in Neogene of Central Paratethys

1 text-fig., 2 tab., 18 plates, Slovak summary

Abstract. The paper deals with the determination of microflorizones in the Neogene of the West Carpathians. The zones are correlated with results from Central Europe and from adjacent areas as well as with the results of absolute dating.

The paper contains results of long-lasting microfloristic research in the Neogene sediments of the West Carpathians. There the Neogene is in all faunally characterized stages. Basing on this, the so-called standard diagram was made for the entire Neogene to facilitate finding criteria for determination of microflorizones.

In the Neogene of Central Europe no microflorizones have been determined because of the following facts:

1. Palinology as a comparatively young discipline had to be developed metodically and as to results so as to become operative for stratigraphy.

2. In most European countries are no complete profiles of the Neogene, or there are no specialists to deal with palinology from the view of biostratigraphy. And basins with freshwater sediments — if any — are not correlable with microfaunal occurrences, with nanoflora or macrofauna, and therefore they are of no use for the standard diagram.

In Slovakia, in the West Carpathians several hundreds of samples from the marine, brackish and freshwater facies were examined for determination of biozones. The determination was based on sediments with their ages evidenced by fauna or nanoflora. Thus we got a complete microfloral profile of the Neogene applicable for age determinations of sediments without faunal fossils. The sediments are referred to the respective microfloral zone correlated with principal biozones of the Paratethyid Neogene (Tab. 2).

Our data are correlated with a. palinological results from Central Europe, and especially from adjacent areas; b. with data on other faunal and floral groups, i. e.

macrofloral, macrofaunal, microfaunal and nannofloral zones; c. with absolute ages. Applied were also absolute ages of faunally evidenced sediments of the entire Neogene (Tab. 2).

Thus we obtained generally correlable basic data for the determination of biozones of the Neogene. We have also dealt with the problem of the Oligocene /Miocene and Miocene/ Pliocene boundaries, basing upon the general data on the cooling of climate in Europe.

Areas of palinological research for the Neogene biozones (Fig. 1)

	Locality	Facies
L. Rumanian	VL-7	freshwater
Dacian	N-7, N-8, B-2, B-35, ZM-1	freshwater
Pontian	ZM-8, RH-8, 9, RH-13, Le-5, Le-2	
Pannonian	B-23, B-35, N-7, N-8	freshwater
	P-2, GHŠ-1, BJ-2, VR-1, 2, 3	
Sarmatian	N-6, Ži-3, M-98, VTV, FŽB-1, BJ-2, T-1, P-2, DB-1, Sk-drill holes, GHŠ-1, HF-1, JP-2, Handlová, Le-5, PV-7	brackish and freshwater
Badenian	Trhovište, 5, 6, ŠO-1, ŠV-8, marine and Ži-2, BJ-2, K-5, ŠO-1, ŠV-8, P-1, P-11, 12	brackish
Karpatian	South Slovakia, Dolné Pribelce, M-98	marine
Ottngian	Pôtor-coal series, overcent and subjacent clays, Slatinka, drill holes M-10, 58, 71	freshwater coal
Eggenburgian	South Slovakia*, Handlová, Považská Bystrica, Pb-1, Považská Bystrica VTV-8, 43, V-98	marine brackish
Egerian	Lučenec, Rimavská Sobota, Šafárikovo, ČO-1, VV-1, RK-1, 2, 3, Št-1, OP-1	marine

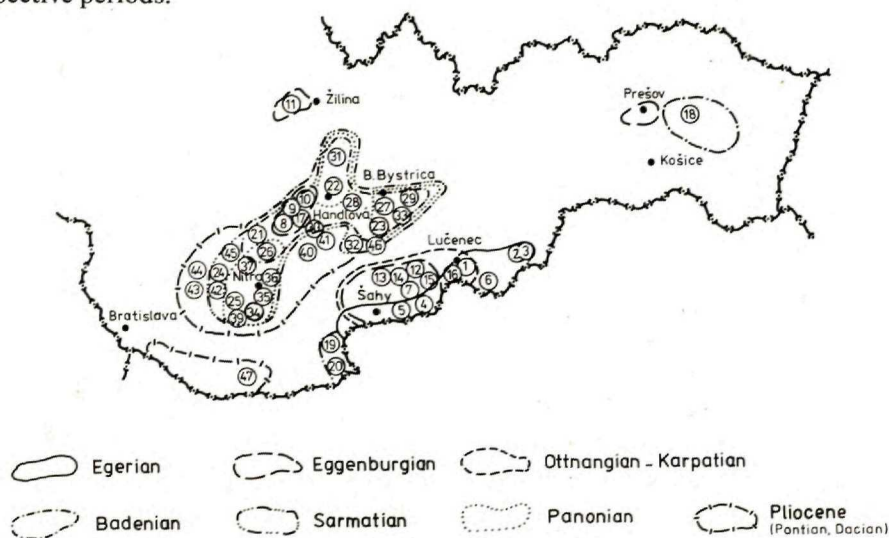
Characteristics of biozones based on microflora

In valuation of spore-pollen assemblages the influence of facies was considered. Sediments of freshwater or coal facies contain more autochthonous species than sediments of marine and brackish facies. These contain predominantly allochthonous

*Kalonda 131, 313, 306, Lipovany Nr. 509; Čakanovce 88, Čl-2.

species, mostly pollen with air sacks referable among the coniferous. With respect to the fact we applied criteria facilitating determination of biozones on the basis of a comparison with pollen spectra of the areas adjacent to Paratethys and on the basis of floral alterations due to climatic changes.

For the determination of biozones the artificial morphological system was applied to facilitate correlation with palinological results from Central Europe, and correlation with stratigraphical distribution of some species included in the index assemblage from the view of stratigraphy. We have also considered the possibility of applying the natural botanical system to correlate paleoecological conditions in the respective periods.



A map of Slovak Neogene areas valuated microfloristically

I. The first microflorizone comprises the top part of the Egerien (in the marine facies) correlable with the planktonic zone N-4 and the nannoplanktonic zone NN-1. (Microfaunal characteristics of the zone is as follows: *G. quadrilobatus primordium* and *M. gunteri*), and the Lower Eggenburgian (in the marine and brackish facies N-5, NN-2). Microfloral characteristics is in Tab. 1.

The table shows that small tricolporate pollen of the genus *castanea* are most frequent in this microflorizone. Very abundant are pollen of both the species *Alnus* and *Sabal*. Besides pollen grains and spores there are abundant *Hystriochsphaeridae* and *Dephlandreidae* of marine plankton.

From the botanical aspect, this pollen pattern is interesting by a comparatively high per cent of arctotertiary species and of the genus *Sabal*. The species of the family *Sapotaceae* and *Symplocaceae* are invariably present. In contrast to older sediments, the first microflorizone does not contain *Schizeaceae* (*Cicatricosisporites*) and the

Tab. 1

SPERMOPHYTA	Egerian— Low. Eggenburgian	Upp. Eggenburgian— Ottmangian	Karpatian— Low. Badenian	Upp. Badenian— Low. Sarmatian	Mid. Sarmatian Upp. Sarmatian	Upp. Sarmatian Pannonian	Pontian Dacian	Rumanian
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
<i>Leiotriletes wolffi</i> W. Kr.	○	++	++	++	○			
<i>Leiotriletes maxoides maxoides</i> W. Kr.	○	++	+					
<i>Leiotriletes adriennis pseudomaximum</i> W. Kr.	++	+						
<i>Leiotriletes microlepidoides</i> W. Kr.				+	+	++	++	+
<i>Laevigatisporites neddeni</i> R. Pot. subsp. <i>torus</i> Th. et Pf.	+	○	○	+	○	+	○	+
<i>Laevigatisporites haardtii</i>	++	○	++	++	○	○	○	
<i>Verrucatosporites favus</i> Th. et Pf. subs. <i>favus</i> W. Kr.	++	○	+					
<i>Verrucatosporites alienus</i> Pf. et Th.	+	+	++	○				
<i>Triplanosporites sinomaxoides</i> W. Kr.	○	+						
<i>Verrucingulatisporites undulatus</i> Nagy	+	+						
<i>Verrucingulatisporites granulatus batizonatus</i> W. Kr.	○							
<i>Verrucingulatisporites granulatus</i> W. Kr.					+			
<i>Toripunctisporites lusaticus</i> W. Kr.	+							
<i>Baculatisporites quintus</i> Pf. et Th.	○		○	++	○	++	○	
<i>Baculatisporites nanus nanus</i> W. Kr.	++	○	○	++	○	+		
<i>Polypodiaceoisporites</i> fsp.	+	+	+					
<i>Polypodiaceoisporites gracillimus</i> W. Kr.					○			
<i>Stereisporites stereoides stereoides</i> (R. Pot. Ven.) Th. et Pf.	++		+	++	+	++		
<i>Stereisporites cf. magnoides</i> W. Kr.	++	+						
<i>Eguisetum</i> sp.		+	○	++	+	+		
<i>Laevigatisporites nutidus nutidus</i> W. Kr.					+	+		
<i>Stereisporites microgranulatus</i> W. Kr.					+	+		
<i>Trilites corrivallatus</i> W. Kr.	+	++						
<i>Trilites asolidus</i> W. Kr.	+	○	++	+				
<i>Trilites paravallatus</i>	○	○						
<i>Trilites multivallatus</i> W. Kr.	+	○						
<i>Echinatisporites chattensis</i> W. Kr.	+							
<i>Retitrlites „Incertaesedis“</i> W. Kr.	+							
<i>Retitrlites pseudoclavatus</i> W. Kr.					○	++	+	
<i>Retitrlites reticuloides reticuloides</i> W. Kr.				+	○	++	+	
<i>Retitrlites duplus duplus</i> W. Kr.					○	+	○	
<i>Retitrlites cf. annotinoides</i> W. Kr.					○	+	+	
<i>Retitrlites aregularis</i> W. Kr.					○			
<i>Retitrlites moravensis</i> W. Kr.				+	+	+		
<i>Lycopodium selago</i>						+	+	
<i>Lycopodiaceae</i>	+	+	○	++	○	++	○	+

SPERMOPHYTA	Egerian— Low. Eggenburgian	Upp. Eggenburgian— Ottungian	Karpatian— Low. Badenian	Upp. Badenian— Low. Sarmatian	Mid. Sarmatian Upp. Sarmatian	Upp. Sarmatian Pannonian	Pontian Dacian	Rumanian
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
<i>Dryopteris thelipteris</i>					○	+	++	
<i>Selaginella</i> sp.			+	+	+	+	+	
Microthyraceae	+		+					
<i>Phragmotirites</i>	+	+						
<i>Phycopeltis</i>	+	+						
CONIFERAE								
<i>Pinus Haploxyton</i>	○	++	○	○	++	+		
<i>Pinus silvestris</i>	+	+		○	○	++	○	++
<i>Tsugaepollenites igniculus</i> (R. Pot.) R. Pot. et Ven.	+	++		+	++	+	+	
<i>Tsugaepollenites viridifluminipites</i> Wodehouse	+	+			++		++	
<i>Abies</i> sp.		+	+	++	○	○	++	
<i>Picea</i> sp.	+	++	++		○		○	++
<i>Cedrus</i> sp.	+	+	++	+	○		○	
<i>Keteleeria</i> sp.						+	+	
<i>Dacrydium</i> sp.	+			+	++			
<i>Taxodiaceapollenites</i> sp.	○	○	++	++	○	++		
<i>Ginkgo</i> sp.	+	++		+				
<i>Inaperturopollenites dubius</i> (R. Pot. Ven.) Pf. et Th.	++	○			○	++		
<i>Inaperturopollenites magnus</i> (R. Pot. et Ven.) Pf. et Th.		++			○	+		
<i>Sequoiapollenites polymorphosus</i> Thierg.		+			○	+		
<i>Glyptostrobus</i> sp.	+	++			+			
<i>Sciadopotyspollenites serratus</i> (R. Pot. et Ven.) Raatz		+			○		○	
<i>Ephedripites treplinensis</i> W. Kr.	+				○			
Cupressaceae				○	○	++	○	+
<i>Ephedra distachya</i>		+				+		+
<i>Psophosfaera pseudotsugoides</i> W. Kr.								+
ANGIOSPERMAE								
<i>Sabalpollenites areolatus</i> (Thiery.) Pf.	○	+	+					
<i>Magnolipollis magnolioides</i> W. Kr.	+							
<i>Magnolipollis micropunctatus</i> W. Kr.	++							
<i>Magnolipollis neogenicus neogenicus</i> W. Kr.	+							
<i>Nupharipollis minor</i> W. Kr.	+	+	+					

ANGIOSPERMAE	Egerian— Low. Egeburgian	Upp. Egeburgian— Ottungian	Karpatian— Low. Badenian	Upp. Badenian— Low. Sarmatian	Mid. Sarmatian Upp. Sarmatian	Upp. Sarmatian Pannonian	Pontian Dacian	Rumanian
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
<i>Liriodendropollenites semiverrucatus minor</i> W. Kr.	+							
<i>Betulaepollenites betuloides</i> (Pf.) Nagy	+	+	++	○	○	○	○	++
<i>Almipollenites verus</i> R. Pot.	○	+	++	○	○	○	○	+
<i>Engelhardtoidites microcoryphaeus</i> R. Pot.	○	○	○	○	++			
<i>Momipites punctatus</i> (R. Pot.) Nagy	○	○	+	+	+			
<i>Myricipites rurensis</i> (Pf. et Th.) Nagy	○	○	○	○	++	+	+	
<i>Myricipites plicatus</i> (Pf. et Th.) Nagy	○	+	+	+				
<i>Ulmipollenites undulosus</i> Wolff.	○	+	○	○	○	+	+	+
<i>Caryapollenites simplex</i> (R. Pot.) R. Pot.	+	○	++	○	○	++	+	
<i>Pterocaryopollenites stellatus</i> (R. Pot. et Ven.) Thiery.	+	+	+	○	++	++	+	
<i>Carpinuspollenites carpinoideus</i> (Pf.) Nagy	+	++	○	○	○	++	+	
<i>Juglanspollenites verus</i> Raatz	+	○	+	++	○	++		
<i>Zelkovaepollenites potonieus</i> Nagy	+	+	++	++	++	+	+	
<i>Ostryapollenites rhenanus</i> Thoms.	+	+	++	++	++			
<i>Intratropopollenites instructus ssp. instructus</i> (R. Pot.) Mai				++	++			
<i>Intratropopollenites cordataeformis</i> (Wolff.) Mai					+	++	+	
<i>Intratropopollenites instructus</i> (Pf. et Th.) <i>ssp. soebyensis</i>				++	+	+	+	
<i>Intratropopollenites instructus</i> (R. Pot.) <i>macroreticulatus</i> Mai							+	
<i>Intratropopollenites polonicus</i> Mai						+		
<i>Malvacearumpollenites</i> sp.							+	
<i>Platycaryapollenites</i> sp.	+		○	++	+			
<i>Tripopollenites coryloides</i> Pf.					++	○	○	+
<i>Quercoidites henrici</i> R. Pot.	++	+	+					
<i>Quercoidites microhenrici</i> R. Pot.	+	○	+	+	++	++		
<i>Quercopollenites robur-type</i>				+	+	++		
<i>Quercopollenites petrea-type</i>					++	○		
<i>Tricolpopollenites spinosus</i> R. Pot.	+	++						
<i>Tricolpopollenites liblarensis</i> Pf. et Th.	+	+	+	++				
<i>Faguspollenites forma minor</i>				+	○	+	○	+
<i>Faguspollenites f. maior</i>					+	+	○	+
<i>Slowakipollis hippophaeoides</i> W. Kr.	+	+	+	+	○	○	○	+
<i>Slowakipollis elegnoides</i> W. Kr.			+	+	○	+	○	+
<i>Salixipollenites</i> sp.				+	○	○	○	○
<i>Aceripollenites rotundus</i> Nagy					○	○	○	+

ANGIOSPERMAE	Egerian— Low. Eggenburgian	Upp. Eggenburgian— Ottungian	Karpatian— Low. Badenian	Upp. Badenian— Low. Sarmatian	Mid. Sarmatian Upp. Sarmatian	Upp. Sarmatian Pannonian	Pontian Dacian	Rumanian
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
<i>Rhoipites pseudocingulum</i> R. Pot.	+	+	++	+	+			
<i>Tricolporopollenites cingulum</i> ssp. <i>fuscus</i> (R. Pot.) Pf. et Th.	○	+						
<i>Lonicera</i> pollenites fsp.		+	+					
<i>Typha</i> sp.	+	+		+	+	○	+	+
<i>Tricolporopollenites cingulum fuscus</i> Pf. et Th.	+	+						
<i>Tricolporopollenites cingulum</i> ssp. <i>oviformis</i> (R. Pot.) Th. et Pf.	○	+	+	++	○	++	++	
<i>Tricolporopollenites cingulum</i> ssp. <i>pusillus</i> (R. Pot.) Th. et Pf.	+		+	+	++	++	+	
<i>Cyrrillaceapollenites megaexactus</i> R. Pot.	○	○	○	+	+			
<i>Tetracolporopollenites sapotooides sapotooides</i> Pf. et Th.	○	○	+	+				
<i>Porocolpopollenites vestibulum</i> (R. Pot.) Th. et Pf.	+	○	+	+				
<i>Nyssapollenites kruschi</i> ssp. <i>contortus</i> R. Pot.	+	○	○	○	++	+		
<i>Nyssapollenites kruschi</i> ssp. <i>pseudolaesus</i> Pf. et Th.	○	○	+	++	+	+		
<i>Araliaceoidaepollenites edmundi</i> R. Pot.				+	+	○	○	
<i>Liquidambarpollenites stigmosus</i> R. Pot.			+	+	○	+	+	
<i>Liquidambarpollenites styracifluaeformis</i> Nagy			+	+	+			
<i>Liquidambarpollenites carpatica</i> Planderová					+	+	+	
<i>Monocolpopollenites echinatus</i> Planderová		+						
<i>Polygalacearumpollenites granulatus</i> Planderová						+	○	+
<i>Caryophyllidites</i> sp.						+	○	+
<i>Tricolporopollenites asper</i> (Th. et Pf.) W. Kr.	+	+	++	○	○	○	++	+
<i>Pollenites laesus</i> R. Pot.			+	+	○	+	+	
<i>Cornus</i> sp.					+	+	○	+
<i>Ilexpollenites margaritatus</i> (R. Pot.) R. Pot.	+	+	+	○	+	○	+	
<i>Ilexpollenites propinguus</i> (R. Pot.) R. Pot.				+	+	+		
<i>Ilexpollenites iliacus</i> (R. Pot.) R. Pot.	+	+	+	+			+	+
<i>Tricolporopollenites marcodurensis</i> ssp. <i>baculoferus</i> Pf. et Th.		+	+	+	++	+	+	
<i>Rhamnaceae</i>						++	○	

ANGIOSPERMAE	Egerian— Low. Eggenburgian	Upp. Eggenburgian— Otnangian	Karpatian— Low. Badenian	Upp. Badenian— Low. Sarmatian	Mid. Sarmatian Upp. Sarmatian	Upp. Sarmatian Pannonian	Pontian Dacian	Rumanian
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
<i>Oleaceae</i>					○	++	+	
<i>Chenopodipollenites multiplex</i> Weyl. et Pf.					++	○	○	○
<i>Periporopollenites nigricans</i> Planderová					+	+	○	
<i>Labiatae</i>						+	○	+
<i>Compositoipollenites cirsioides</i> Planderová				+	+	++	○	++
<i>Tubifloridites</i> fsp.			+	+	+	++	○	
<i>Arctotys</i> -type						+	+	+
<i>Centaurea</i> sp.						+	+	+
<i>Artemisiapollenites</i> sp.			+	+	+	○	++	○
<i>Ericipites</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Umbeliferae</i>			+	+	++	○	○	+
<i>Succisa</i> sp.						+	+	
<i>Jussiaeapollenites champlainensis</i> (Traverse)								
Nagy		+	+	+	+	○	+	+
<i>Liliaceae</i>	+		+	+		+	+	
<i>Graminidites media</i> (Cookson) R. Pot.			+	+	○	○	+	○
<i>Phalaris</i> sp.						+	+	
<i>Graminidites</i> fsp.				+	+	+	+	○
<i>Eucommiaceae</i>						+	+	+
<i>Ericipites</i> fsp.			+	+	+	+	○	○
ACRITARCHA								
<i>Monogemmites pseudosetarius</i> W. Kr.								○
<i>Crassosphaera concinna</i> Cookson et Ma- num		+			+	+	+	
<i>Ovoidites</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+	
<i>Hystrichosphaeridae</i>	++	+	+	+				
<i>Dephlandreidae</i>	++	+	+					

Explanation:

- + occasional occurrence
- ++ const.
- plentiful

palm *Phoenix* (*Monocolpopollenites tranquillus*). Presumably there might have been a marked change in the composition of microflora between the lower part of the Egerian (the zone P-24-25) and the upper part (N-4). The change was consequent to a certain cooling in a larger area.

Among stratigraphically significant species are *Leiotriletes maxoides* W. Kr. recorded in the Upper Chattian of Germany, *Triplanosporites sinomaxoides* W. Kr. from the Upper Oligocene of Germany, *Toripunctatisporites lusaticus* W. Kr. recorded in the Lower through Middle Miocene of Germany, *Echinatisporites chattensis* W. Kr. from the Upper Chattian of Germany; families *Schizeaceae* and *Palmae* were mostly recorded in the Lower Miocene.

Among the coniferous typical of MF-1 are *Ginkgo*, *Taxodium*, *Dacrydium*, *Ephedripides treplinensis* W. Kr. and *Pinus* type *Haploxylon* abundant in all samples. Pollen of the genus *Sabal* are very frequent in the Miocene in the first microflorizone.

Most abundant are *Angiospermae* in species though not so variable as in the Upper Miocene. This zone contains first appearances of arctotertiary elements in amounts exceeding those in the second microflorizone.

II. The second microflorizone comprises the Upper Eggenburgian to the Ottományian in (the brackish and the freshwater facies). The zone is correlable with the microfaunal zones N-5-6 and NN-2-3 (microfauna: *G. dehiscens*, *G. quadrilobatus trilobatus* after Papp 1975).

Microflora comprises abundant subtropical mediterranean flora and quite rich tropical flora. Arctotertiary floral elements show only percent occurrence. Most samples examined were from freshwater sediments and some from marine sediments. The spore-pollen pattern is influenced by a higher percent of autochthonous marsh microflora.

In the second microflorizone the microflora of marsh genera and families *Taxodiaceae*—*Nyssaceae*—*Myricaceae*—*Cyrillaceae* predominate. The family *Cyrillaceae* are extremely abundant in a horizon that could be denoted as the *Cyrillaceae* horizon. *Pteridophytes* are mostly represented by the family *Polypodiaceae*. *Allochthonous* species are less abundant—perhaps due to the influence of the facies. Abundant tropical-subtropical flora (*Nyssaceae*—*Mastixiaceae*, *Sapotaceae*, *Symplocaceae*, *Cyrillaceae*, *Engelhardtia*, *Platycarya*, *Cinnamomum*, *Lauraceae*, *Quercoidites henrici*) and decreasing percent of arctotertiary flora indicate warming and humidification of climate.

III. The third microflorizone comprises the Karpatian to the Lower Badenian (marine facies). It is correlable with the microfaunal zone N-7-8 and the nannoflorizone NN-5 (characteristic microfauna: *G. sicanus*, *Orbulina suturalis*, *Praeorbulina*). Microfloral characteristics is in Tab. 1.

The third microflorizone is characterized by decreasing per. cent of spores and

pollen of thermophilic flora and by increasing content of elements of frigidophilic arktotertiary flora (*Ulmus*, *Alnus*, *Pterocarya*, *Fagus*, *Tsuga*, *Abies*, *Picea*, *Cedrus*). Also percent of NAP, particularly Compositae and Graminae increases. Climate is gradually cooling.

IV. The fourth microflorizone comprises the Middle Badenian to the lowermost Sarmatian. It is correlable with the microfaunal zones N-13, 15 and NN-7, 9. (Microfauna: *Velapertina*, *E. reginum*, *C. badenensis*). Microfloral characteristics is in Tab. 1. Throughout the Upper Badenian up to the base of the Lower Sarmatian the pollen of the coniferous with air sacks predominate. *Pinus silvestris* starts to predominate over *Pinus Haploxylon*. In some probes *Taxodiaceae* are more frequent, they, however, do not prevail in the pollen spectrum — in contrast to freshwater sediments. There are many representatives of the genera *Carya*, *Pterocarya*, *Carpinus*, *Engelhardtia*, *Myricaceae*, *Corylus*, *Fagus*, *Salix*. Arktotertiary floral elements increase in amount and pollen of tropical plant families (*Sapotaceae*, *Symplocaceae*, *Cyrillaceae*) decrease in number. Climate is still subtropical, yet with marked cooling.

V. The fifth microflorizone comprises the Lower to Upper Sarmatian (freshwater facies). It is correlable with the microfaunal zone N-16, nannoflorizone NN-9, 10 — after Martini 1971. Index Ostracods: *E. antominum*, *E. hauerinum*, *P. subgranossum*.

Of this zone characteristics is a complete lack of pollen and spores of tropical plants still sporadically occurring in the IVth zone. The *Sequoia* — *Sciadopitys* and Oleaceae horizon is typical of this zone.

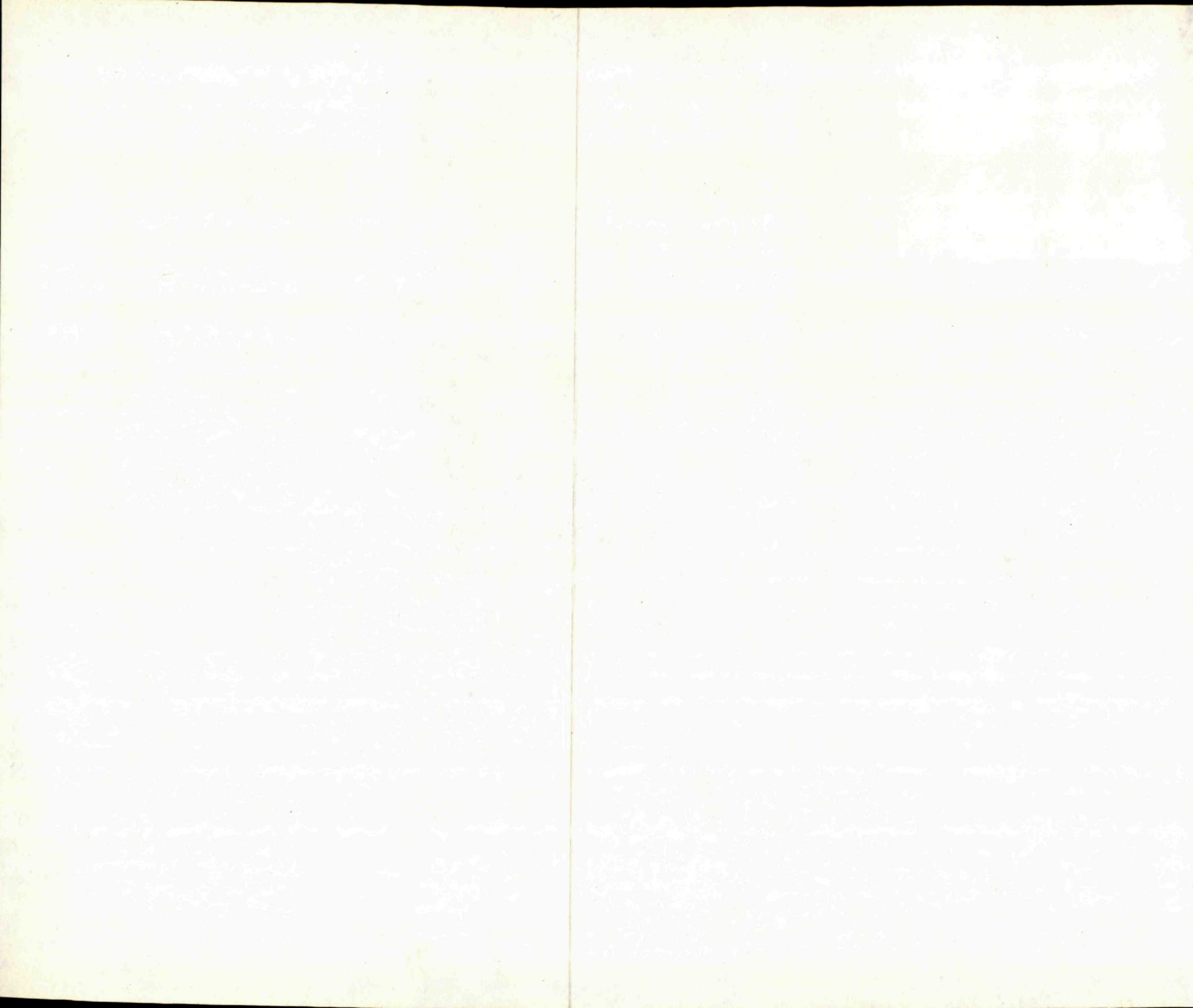
As regards valuation of flora according to geographical regions, in this zone the North-American and arktotertiary floral elements predominate. Significant floral components are the genera *Acer*, *Salix*, *Corylus*, *Tilia*, *Olea*, *Sequoia*, *Eleagnus*.

The composition of flora in this microflorizone shows that the climate was favourable for luxuriant vegetation: hydrophilous, marsh, for forests and woody plants in higher areas. Microflora is varied in species and indicative of warm mild to subtropical climate sufficiently humid in the lower parts of the zone. This climate is replaced by arid climate in the upper parts of the zone with transition into the sixth microflorizone characterized by decrease and impoverishment of flora due to longlasting dry period.

VI. The sixth microflorizone includes the Upper Sarmatian to the Pannonian. It is correlable with the zone N-17 and partially with N-18. Faunal characteristic of the zone is given by the following, Ostracoda: *C. pokorny*, *C. tuberculata*, *H. nodosa*, *H. auriculata*, *H. loerentheyi pannonica*, *CC. tuberculata*, *C. sulcata*, *H. hieroglyphica*, *A. recta*. Microfloral characteristics is in Tab. 1.

In the pollen spectrum are representatives of the family Graminae genus *Artemisia*, the families Umbeliferae, Ericaceae, genus *Typha*, Compositae in comparatively high percent.

Tab. 2		M I O C E N E										P L I O C E N E															
EGERIAN	EGGEN-BURGIAN	OTTNAN-GIAN	KARPA-TIAN	BADENIAN				SARMATIAN				PANONIAN	DACIAN PONTIAN	RUMANIAN	AGE CENTRAL PARATETHYS												
30.5	25	21.9	20.7	17	16.1	15.6	13.9	13.5	13.1	13.3	11	10.7	9.1	7.6	TIME IN M.Y.												
P 21/22	N-4	N-5-6		N-7	N-8	N-13-15										BLOW 1969 PLANCTON ZONES											
NP-24-25	NN-1	NN-2-3	NN-4	NN-5												MARTINI NANNOPLANCTON ZONES											
GLOBIGERINOIDES	GOPIMA OPIMA	G. PRIMORDIUS	G. QUADRILOBATUS	G. TRILOBUS	G. SICANUS	ORBULINA SUTURALIS	ORBULINA PRAE ORBULINA	VELAPERTINA	G. DRURYI	G. DECORAPERTA	E. HAUSERIUM	E. ANTONINUM	E. REGINUM	C. BADENSIS	P. SUBGRANOSUM	H. NODOSA	H. AURICULATA	C. TUBERCULATA	A. RECTA	C. SUBLITORALIS	C. PRAEBALCANICA	C. ACRAANASUTA	C. CANDIDA	L. SCHARAPOVAE	BASIC MICROBIOZONES ACCORDING PAPP 1975		
	MF-1	MF-2	MF-3	MF-4		MF-5	MF-6		MF-7	MF-8	MICROFLORISTIC ZONES																
																										CICATRICOISPORITES GR.	
																										MONOCOLPOPOLL. TRANQUILLUS	
																										TETRACOLPOROPOLL. SAPOTOIDES	
																										TETRACOLPOROPOLLENITES GR.	
																										SYMPLOCACEAE	
																										TRILITES PARAVALLATUS	
																										TRILITES MULTIVALLATUS	
																										LEIOTRILETES WOLFFI WOLFFI	
																										ECHINATISPORITES CHATTENSIS	
																										TRIPLANOSPORITES SINOMAXOIDES	
																										TORIPUNCTATISPORITES LUSATITUS	
																										LEIOTRILETES MAXOIDES MAXOIDES	
																										VERRUCINGULATISPOR. UNDULATUS	
																										SABALPOLL. AREOLATUS	
																										MOMIPITES PUNCTATUS	
																										MYRICIPITES MYRICOIDES	
																										TRICOLPOROPOLL. CINGULUM FUSUS	
																										QUERCOIDITES HENRICI	
																										QUERCOIDITES MICROHENRICI	
																										ENGELHARDTIIDITES MICROCORYPHAeus	
																										TAXODIACEAE - NYSSACEAE GR.	
																										CYRILLACEAE	
																										MYRICIPITES RURENSIS	
																										CARYAPOLLENITES SIMPLEX	
																										PTEROCARYAPOLLENITES STELLATUS	
																										INTRATRIPOROPOLLENITES GR.	
																										OLEACEAE	
																										PINUS SILVESTRIS	
																										PINUS HAPLOXYLON	
																										ABIES SP.	
																										PICEA SP.	
																										KETELEERIA SP.	
																										SEQUOIA SP.	
																										CUPRESSACEAE	
																										CEDRUS SP.	
																										TSUGA SP.	
																										LEIOTRILETES GR. - POLYPODIACEAE	
																										RETITRILETES GR. - LYCOPODIACEAE	
																										ACER - SALIX GR.	
																										ULMUS - ALNUS - CARPINUS GR.	
																										BETULA - CORYLUS GR.	
																										SLOWAKIPOLLIS GR.	
																										FAGUS SP.	
																										QUERCUS SP.	
																										QUERCUS ROBUR TYPE	
																										ERICACEAE	
																										ILEX SP.	
																										COMPOSITAE - UMBELLIFERAE	
																										ARTEMISIA SP.	
																										CHENOPODIACEAE	
																										GRAMINAE	
																										FACIES	
																											INDOMALAYAN FL. ELEMENTS
																											MEDITERRANEAN FL. ELEMENTS
																											NORTHAMERICAN FL. ELEMENTS
																											EASTASIATIC FL. ELEMENTS
																											EUROPEAN FL. ELEMENTS
																											TROPICAL FLORA
																											SUBTROPICAL FLORA
																											ARTOTERTIARY FLORA
																											AQUATIC AND MARSHY PLANTS
																											HUMID HABITAT PLANTS
																											DRY HABITAT PLANTS



The species percent is lower with the exception of the genera *Tsuga*, *Carpinus*, *Juglans*, *Ostrya* and herbal forms, particularly grasses. For this reason a more arid, warm mild climate is presumed for this zone.

VII. The seventh microflorizone comprises the Pontian to the Dacian. It is correlable with the upper part of the zones N-8 and N-19. It is characterized by the ostracods: *C. unguiculus*, *C. praebalcanica*, *C. lobata*, *C. balcanica*, *B. dorsoacuata*, *C. acranasuta*. Microfloral characteristics is in Tab. 1.

The pollen pattern shows further decrease in subtropical floral elements and increase in the percent of herbs, especially of the family *Asteraceae*. This is indicative of mild, warm, humid climate.

Microflora of this zone is rich both in species and in quantity. Herbal types variable in genera and families recall the composition of the existing flora in the southern parts of Central Europe. Among woody plants predominant are genera that also at present form the basis of our foliaceous-coniferous forests. Less frequent were pollen of woody plants which are not included in our natural vegetation at present (*Castanea*, *Carya*, *Keteleeria*, *Tsuga*).

VIII. The eighth microflorizone is Rumanian. It is correlable with the zone N-21. Its faunal characteristic is represented by ostracods: *L. scharapovae*, *C. condanaeformis*. Microfloral characteristics is in Tab. 1. Thermophilous flora markedly decreases in quantity. Most abundant are herbs, mainly grasses and other non-woody floral forms. The species *Monogemmites pseudosetarius* W. Kr. (1971) — most likely a representative of the freshwater plankton — is most abundant.

The zone does not contain spores and pollen that were present up to the Pontian. The flora of this zone is a transition to the Pleistocene flora. It is likely that the climate was more arid, comparatively colder than in the preceding microflorizone.

A brief summary of characteristics of microflorizones

MF-1

Plentiful occurrences of the Lower Miocene genera; lack of some Paleogene floral elements (*Palma-Phoenix*, *Schizeaceae-Mohria*, *Schizea*). High percent of arktotertiary elements (*Alnus*, *Ulmus*, *Carpinus*). As regards frequency of floral elements according to geographical regions, the Indo-Malayan floral element decreased to the percent of representation. There is increase in percent of European and North-American elements. According to climatic demand, the percent of arktotertiary elements increased and that of tropical floral elements decreased. In the spectrum small triporate and tricolporate pollen of the species *Engelhardtoidites microcoryphaeus*, of the genus *Platycarya*, the species *Tricolporopollenites cingulum fusus*, *Tricolporopollenites cingulum oviformis*, *Tricolporopollenites henrici* (Tab. 1 and 2).

MF-2

is in both the freshwater facies (coal sediments) and the marine facies (schlieren, marls). With the exception of facies differences, the zone may be generally characterized by plentiful tropical-subtropical elements, and partially by decrease in arktotertiary elements. At the end of the zone the species *Quercoidites henrici* decreases in percent. In coal sediments *Taxodiaceae* — *Nyssaceae*, *Myricaceae* — *Cyrillaceae* predominate and represent a certain florizone. In marine and brackish sediments the allochthonous pollen of the genus *Pinus* predominate over autochthonous components of the association. The family *Cyrillaceae* decreases in percent. *Myricaceae* are represented by an older artificial species *Myricipites myricoides* significant for the Oligocene-Lower Miocene flora. Mediterranean, North-American and East-European floral elements are predominant. Tropical-subtropical elements slightly increased in representation percent (Tab. 1 and 2).

MF-3

is impoverished in microflora. Plentiful or comparatively rich floral elements of the second MF are absent here (*Tricolporopollenites cingulum fusus*). More frequent are arktotertiary elements. The genera *Acer*, *Salix*, fam. *Ericaceae*, *Compositae*, *Umbeliferae* occur in a higher percent. The microflora is indicative of gradual cooling of climate (Tab. 1, 2).

MF-4

is a zone with rich subtropical assemblage except *Leiotriletes maxoides maxoides*. More frequent are Late-Miocene floral elements, and the first occurrences of *Cupressaceae*, *Fagus*, *Typha*, *Graminae*. Fam. *Sapotaceae*, *Symplocaceae* and Gen. *Lygodium* are still present which is indicative of tropical-subtropical climate (Tab. 1, 2).

MF-5

Tropical floral elements like *Tetracolporopollenites (Sapotaceae)*. *Porocolpopollenites vestibulum (Symplocaceae)*, *Trilites paravallatus* and *multivallatus (Lygodium)* are already missing. The *Sequoia-Sciadopitys* and *Oleaceae* horizon is characteristic of the zone. The North-American floral element is predominant (Tab. 1, 2).

MF-6

is impoverished in floral species. The genera *Sabal*, *Momipites punctatus* are already missing, only occasional *Engelhardtoidites microcoryphaeus* and *Oleaceae* occur.

More frequent are floral elements characteristic of mild warm climate, and representatives of steppe vegetation. The elements of more arid climate like *Graminae*, *Artemisia* are predominant (Tab. 1, 2).

MF-7

is characterized by flora of highly variable species of the genera *Tilia*, *Picea*, *Keteleeria*, *Abies*, *Picea*, *Lycopodium*, *Polypodium*, *Acer*, *Salix*, *Liquidambar*, *Eleagnaceae*, *Fagus*, *Compositae*, *Artemisia*. It is a Late Pliocene association of pollen-well preserved flora of mild warm climate. The percent of NAP component increased markedly in contrast to the VIth MF (Tab. 1, 2).

MF-8

is the termination of evolution of many thermophilous species existing in the VIIth MF during the Miocene (e. g. *Myrica*, *Liquidambar*, *Tsuga*). Herbs (NAP), particularly *Graminae* and *Compositae* are plentiful. The species *Monogemmites pseudosetarius* W. Kr. — most likely a representative of freshwater plankton — is typical of this zone.

Notes on the evolution of flora and climate in the Neogene

A. N. Krishtofovich (1935) pointed out to the fact that in the Early Tertiary there was a climatic boundary along the Ural (mountains) extending as far as the Caspian sea. Then it continued eastward over Asia and South Korea to the Pacific Ocean. To the west and south of the climatic line tropical flora developed. Such tropical floral families are now most frequent in Malaysia (the Indo-Malayan flora). To the east and north of the line flora demanding mild climate developed. It is the present-day arktotertiary flora denoted as the Turgaj flora by A. N. Krishtofovich. They existed without getting mixed. Beginning with the Oligocene still more floral elements of mild climate-arktotertiary — came to Europe from the north. At the east both floras were separated by the sea and the Turgaj flora developed up to the Miocene without getting mixed with the other. In the western Euroasiatic part (west of Ural) and at the southern as far as Malaysia, from Tethys to the North the tropical (Indo-Malaysian) flora grew. It was during the Eocene time. The difference between the South-Asiatic and European flora was in the coniferous and foliaceous woody plants growing in Europe, that are more frequent in mild zone at present. For example, among *Gymnospermae* most plentiful were *Taxodiaceae*. Nowadays they do not extend to tropical areas.

During the Oligocene time the tropical genera decrease in quantity and the genera

of the subtropical and mild climates are more abundant. In our country, in the Upper Oligocene are still some tropical genera that were in the Lower Oligocene.

G. Andreánsky and E. Kovács (1955) quote the example of the Eger Wind brick-kiln where in the upper beds are the first occurrences of leaves of the genus *Acer*, many species of the genus *Ulmus* together with tropical genera. In spite of that the cooling of climate is presumed.

During the Miocene time the original Indo-Malayan flora decreases (in our country as early as the Lower Miocene). The East-Asiatic and North-American floras increase. Owing to the cooling European climate they faded-out to extinct completely under the influence of the Ice Age. They remained in East Asia and in North America. We may agree with H. Meuzel (1943) that the existing areas of tropical and subtropical species are the relicts of extensive original areas desintegrated into smaller relict areas due to the cooling climate.

Then the evolution of climate in our Late Tertiary may to a certain extent be explained as follows: the tropical-subtropical climate during the Eocene and the Oligocene was followed by marked cooling in the Lower Miocene, i. e. in the upper part of the Egerian. Then the arktotertiary species of the genera *Ulmus*, *Carpinus*, *Alnus* occurred in a broader area. The tropical flora preserved in a lower percent, too. Actually, the cooling climate may be presumed in our region. The temporary cooling was followed by warming during the Eggenburgian and Ottnangian times, but the tropical Paleogene genera like *Phoenix* and *Schizea* disappeared from the floral pattern due to the Lower Miocene cooling. In Hungary the genera still occurred. The climate there was humid-favourable for marsh subtropical vegetation (the second florizone). The period was followed by gradual cooling of climate and caused decrease in percent of tropical-subtropical floral elements. By the end of the Badenian, and mainly in the Lower Sarmatian, the elements of Indo-Malaysian and tropical flora definitely disappeared from our region. The East-Asiatic and North-American elements were plentiful. As regards climatic demands-arktotertiary floral elements increased in quantity.

Further climate evolution was associated with the increase of the European floral elements and with the decrease of the North-American and the East-Asiatic floral elements. They definitely disappeared by the end of the Pliocene. In the Sarmatian and the Pontian there was climatic optimum for the development of vegetations. In respect of the composition of flora from the Lower Miocene to the end of the Pliocene, the floral composition always reflects colder climatic conditions.

The climate humidity may be judged according to the respective genera and families and their demands for ground water and for atmospheric humidity.

The xerophilous vegetation consists of *Ilex*, *Cornus*, *Castanea*, *Abies*, *Carpinus*, *Fagus*, *Ginkgo*, *Cedrus*, *Larix*, *Laeguminosae*, *Liquidambar*, *Lycopodium*, *Ephedra*, *Oleaceae*, *Picea*, *Pinus*, *Pistacia*, *Polypodiaceae*, *Rhus*, *Quercus*, *Sequoia*, *Symplocaceae*, *Tsuga*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Engelhardtia* a. o.

The marsh vegetation consists of *Glyptostrobus*, *Nuphar*, *Nymphaea*, *Nyssa*, *Taxodiaceae*, *Typha*, some genera of *Cyperaceae* and *Graminae*, *Alnus*, *Betula*, *Cyrilla*, *Myrica*, *Osmunda*, *Polygonaceae*, *Ranunculaceae*, *Salix*, *Selaginella*, *Sphagnum* a. o. Partially xerophilous genera still referred to hydrophilous are *Araliceae*, *Carya*, *Corylus*, *Fraxinus*, *Juglans*.

For age determinations based on microfloral analysis it is necessary to study occurrences of floral elements according to geographical distribution - as quoted by E. B. Leopold (1969). He placed the culmination of Mediterranean elements in the Middle Miocene, and decrease in subtropical elements — in the Late Miocene. The culmination of the North-American floral elements is in the Lower Miocene, and of the East-Asiatic element — in the Lower Miocene nad Pliocene (E. B. Leopold 1969).

We have found out that in our conditions there are two analogous culminations of the East-Asiatic floral elements like those quoted by E. B. Leopold (1969), only the second one is in the Sarmatian. Two culminations of the North-American floral elements are in the Ottnangian and in the Sarmatian respectively — in contrast to E. B. Leopold's (1969) one culmination in the Lower Miocene.

In the entire Neogene profile several periods of extremely humid climate were recognized:

1. The Ottnangian period with predominantly marsh vegetation like *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* — *Cyrillaceae* — *Myricaceae* including high percent of *Pteridophyta*, especially the family *Polypodiaceae*;

2. the Lower Sarmatian period with the assemblage *Taxodiaceae* — *Nyssaceae* — *Myricaceae*, *Carya*, *Salix*, *Sequoia*;

3. the Pontian period with *Cupressaceae* — *Alnus*, *Polypodiaceae*, *Typha*, *Ericaceae*. Among these were periods with more arid climate and extremely dry periods like in the Upper Sarmatian to the Pannonian (*Graminae*, *Oleaceae*, *Lauraceae*, *Ilex*) and in the Rumanian (*Graminae*, *Compositae*). Humid periods are mostly associated with coal sedimentation based on luxurious vegetation, particularly of coal-forming woody plants like *Taxodiaceae*, *Myricaceae*, *Nyssaceae*, and *Taxodiaceae* — *Cupressaceae*, *Salix*, *Acer*, *Alnus* in younger sediments.

Correlation of pollen spectra of the Neogene of Slovakia and of Central Europe

In the comparison of microflora we met the problem of uncertain stratigraphical range of sediments. Their age range was too wide like the Lower or Middle Miocene without precision of the terms. The correlation results were best from the areas whose palinology was compared with faunal data. The results of our pollen analyses were compared with the data from Hungary, Poland, and Germany. Palinological and macrofloral data on the Hungarian Neogene are most complete. Our standard pollen diagram was compared with the data on the Hungarian Neogene as presented by

E. Nagy (1958, 1969, 1975b). The comparison concerned microflora from the Egerian Wind brick-kiln (E. Nagy in E. Planderová 1975) and it showed that the South-Slovakian Egerian corresponded to a certain extent to the top florizone of the Wind brick-kiln (it is younger). In the pollen spectrum of the top zone (the u-zone) of the Wind brick-kiln contains still some elements of the Paleogene flora which are missing in all samples examined from the South-Slovakian Egerian. Perhaps it is due to more southern position of the Hungarian locality and warmer microclimate. Generally, the comparison with the Lower Miocene pollen spectra of Hungary, Austria a. o. shows cooling resulting in increasing percent of arktotertiary species and decrease in tropical elements. The cooling is presumed for a more extensive area especially in the same latitude of Paratethys.

The microflora of the Hungarian Eggenburgian and Ottangian is correlable with our second biozone. Our pollen spectrum is indicative of thermophilous character of microflora. Other pollen spectra from the Hungarian higher Neogene stages show a more thermophilous flora than in our country. In contrast to our Sarmatian, the Hungarian Sarmatian still contains tropical floral elements.

N. Pantić (1967) presented results of microfloral analysis, indicative of climatic changes. According to the results, the Lower Miocene climate was tropical-subtropical, the Miocene (entire) was subtropical and the Pontian climate was mild warm climate. This is also testifying to our observations about the climate less variable subtropical toward the South European regions than in our country in the same time.

The comparison of our palinological data with those about the Polish Neogene after L. Stuchlík (1964) is also connected with the problem of inaccurate stratigraphical division of the Neogene. Only the Aquitanian (Egerian) may be correlated with our Egerian. The Aquitanian contains microfauna of predominantly arktotertiary type — in contrast to our Egerian and impoverished in tropical-subtropical elements. Consequently, the climatic zonation in the Miocene was most likely north-southward, as also confirmed by the comparison of our pollen diagram with the Yugoslavian diagram by N. Pantić (1956).

The microfloral characteristics of the Badenian in South Bohemia (N. Gabrielová 1967) is somewhat different in floral composition from our Badenian which is due both to the different facies and to the influence of microclimate. Generally the flora of South Bohemia is referable to the IIIrd microflorizone when based upon the main and stratigraphically significant genera and families.

W. Krutzsch and J. Majerski (1967) present criteria for characterization of the Tertiary climate based on the results of palinological research. These authors divide microflora into the following groups: "thermophilous elements", "frigophilous elements", "elements of intermediary climate", and "elements of mild climate". All the groups are palinologically defined. However, for correlation demands microfloral data according to faunally defined stages are missing. Thus the correlation is still inaccurate.

E. B. Leopold (1969) summarized the stratigraphical data on the Neogene of Germany, basing upon palinological results by P. W. Thomson and H. Pflugh (1953). The results are in accordance with G. Brellie's (1967) data on the Miocene. Besides the index species quoted by Thomson and Pflugh, mentioned are also genera *Pterocarya*, *Carya*, *Alnus*, *Salix* and some herbal types. In the Lower Miocene two horizons were distinguished: an older one with tropical flora and a younger one with elements indicative of climate cooling. The percent of *Alnus* and *Salix* increased markedly and the percent of pollen of the species *Q. henrici* decreased. Our results may also be correlated with those by P. W. Thomson and H. Pflugh (1953).

M. Schuler and C. Sittler (1975) presented palinological data for the Upper Oligocene and Lower Miocene of the Tethys area and placed the climate warming into the Chattian and/or Lower Egerian.

In Turkey, L. Benda (1971) distinguished 7 microflorizones ranging from the Oligocene to the Pleistocene. Among them, the "Kohle-Bild" zone of the Middle Miocene (Burdigalian-Helvetian partially) is analogous with our second microflorizone including Upper Eggenburgian and Ottnangian. The zonation is different from that in the Carpathians because of different climate in Turkey during the Miocene time.

The comparison of microflora in the area of Paratethys and Tethys show that east-west correlation is better than the north-south. Since the Lower Miocene the climate had been differentiated according to the distance from the poles and the flora was getting more thermophilous in the southern areas than in the northern. In equal latitudes the flora had more characters in common with slight differences due to local microclimate. Our results are best correlable with the Hungarian, Austrian and German pollen patterns.

Microfloristic data on the Neogene of the West Carpathians and of adjacent regions

It is ideal to combine the pollen analysis with macrofloristic research in the same area and in coeval sediments.

As for Slovakia, the results of pollen analysis were compared with macrofloristic data by V. Sitár (1970). The author deals with macroflora from the same areas of intravolcanic basins where palinological research was carried out. Most flora is Lower Sarmatian. The macrofloristic data from the Central-Slovakian neovolcanites complemented the species denomination of genera distinguished by means of pollen analysis. The Lower Sarmatian flora is indicative of subtropical climate impoverished in some tropical elements (*Sapotaceae*, *Symplocaceae*) which is also revealed by palinological research in the area. F. Němejc (1958) investigating the area of South Slovakia complemented the plentiful finds of pollen of the family *Lauraceae* in the Eggenburgian, including the species *Cinnamomum* sp. and *Laurus nobilis*.

Since our macroflorizones are not yet defined accurately, they cannot be correlated with microflorizones. In Hungary, G. Andreánsky and E. Kovács (1955) examined macroflora of many localities and presented macrofloral-paleoclimatic characteristics of all Neogene stages. The results of our paleofloristic research may be correlated with the Hungarian data; only the Hungarian authors also revealed occurrence of tropical-subtropical genera in later stages of the Neogene (Sarmatian).

H. D. Mai (1967) distinguished 13 macrofloral biozones in the Late Tertiary, ranging from the Late Paleogene to the Pliocene. The biozones may be regarded as a basis for macrofloral zonation in our country.

Discussion on the Oligocene/Miocene boundary, based on palinological data

The discussion on the Oligocene/Miocene boundary, based on faunistic criteria has not resulted in unambiguous conclusions so far. Some authors refer the entire Egerian to the Oligocene, others to the Miocene. J. Seneš (1975) suggests to separate the lower part of the Chattian from the Egerian commencing with the genus *Myogipsina gunteri* and *Chlamys carryensis*, i. e. from the zone N-4.

Basing upon microfloristic results, we have chosen criteria for distinguishing the Oligocene flora from the Miocene regarding climatic changes and the respective floral alterations in Central Paratethys.

Microfloristic researches in the West Carpathians show that between the Rupelian and the Egerian flora there is microflora younger than Rupelian and older than Upper Egerian.

The microflora was recognized by P. Snopková (1975) in the drill hole DV-1. After a comparison with horizons in the Egerian Wind brick-kiln it may be presumed that the microflora corresponds most likely to the middle-upper floral zone.

I have found such microflora in a brick-kiln at Lučenec. This microflora recalls the flora from the drill hole DV-1 and may be referred to the Lower Egerian.

The microfloral pattern still contains some Paleogene species and few arktotertiary floral elements. As regards climatic demands, the Upper Egerian is characterized by different flora. Sudden increase in arktotertiary flora, low percent of tropical-subtropical flora indicate a climatic change between the two Egerian zones mentioned. The marked cooling was observed in Paratethys (E. Planderová 1963, 1975; G. Andreánsky and E. Kovács 1955; E. Nagy 1975) in epicontinental region of Western Europe and in Tethys (F. Thiergart 1949, 1958; Neuy-Stolz 1958; M. Teichmüller 1958).

Basing on the correlation of microfaunistic study with palinological data on a broad area we may presume that the typical Paleogene flora faded-out in the Lower Egerian and the Miocene flora appears in the Upper Egerian.

The presumption is reasoned as follows:

1. Microflora of the first MF (Upper Egerian) contains as much as 30 % of arktotertiary species which cannot be caused by local microclimate, since an extensive area was investigated;

2. The Paleogene microflora like *Phoenix* (*Monocolpopollenites tranquillus*), some species of *Normapolles*, spores of *Mohria* and *Schizea* occasionally present in the Lower Egerian are absent in the Upper Egerian. In this zone (MF-1) the Miocene microflora appeared and no Paleogene floral elements occurred in the entire Miocene;

3. Palinologists in Poland and in Germany recorded a climatic change (cooling) in the same time. It might have influenced the composition of flora in Central Europe. M. Teichmüller (1957) recorded marked cooling at the base of the Miocene in the Dalmatian region. The correlation of microflora mostly of the central and western parts of Europe revealed contemporaneous cooling of climate which may reason the separation of the Paleogene microflora from the Neogene. Such definition of the boundary concerns the central part of Paratethys in the West Carpathians and in Central Europe — the areas of equal latitude. It may also facilitate age — and climatic correlations in an extensive area. The separation of the Miocene from the Pliocene according to microfloristic criteria is reasoned as follows:

Up to the Pontian (the VIIth florizone) the pollen spectra contain predominantly microflora with woody plants demanding subtropical climate, arktotertiary species and species with prevalence of the following geographical floral elements (North-American, East-Indian, cosmopolitan, Mediterranean and European). Their percent varied from the Miocene to the Upper Pliocene. In the Upper Sarmatian and in the Pannonian the East-Indian and North-American elements predominate. It follows that the sixth microflorizone still belongs to the Miocene (Upper Sarmatian-Pannonian). Cooling of climate is presumed for the period too. In the seventh zone microflora consists predominantly of herbal components, although climate was favourable to vegetation. As regards microfloristic zonation, the Miocene/Pliocene floral boundary may be placed between the sixth and the seventh zones. The correlations with micro- and macrofloristic results from Paratethys and Tethys are possible particularly for the Lower and Middle Miocene when climate was not yet decisively controlled by latitude. Changes in microflora due to demands on climate were most conspicuous in the Upper Miocene and especially in the Pliocene as revealed by correlation with northern and southern areas.

Conclusions

The paper contains palinological characteristics of the Miocene and the Pliocene. On the grounds of differences in the composition of microflora eight microflorizones were distinguished (Tab. 1, 2). Considered are migration of arktotertiary flora from the

north to our territory, and decrease of tropical flora due to cooling climate. Since the floral changes follow the cooling of climate, the two phenomena may be taken for the main criterium in age determinations of sediments. In microstratigraphy the phylogeny is unreliable, since from the Upper Cretaceous practically all present-day genera existed and accommodated to the existing climatic conditions. In valuating microflora, the entire association is considered with all changes in composition indicative of age, according to demands for temperature and humidity of climate.

All the zones are characterized by their microfloral composition according to the artificial morphological system and — if possible — also according to the natural system facilitating also presumptions of climatic changes.

On the grounds of microfloristic criteria the separation of the Paleogene microflora from the Miocene was made possible. Valuation of microflora from the view of botany resulted in the pattern of climatic evolution in our country with respect to both aridity and humidity. In the Neogene three optima of floral evolution were recognized with three periods of humid climate especially favourable to flora, and two periods of arid climate with the steppe vegetation predominant.

These palinological conclusions are a basis for microfloristic division of the Neogene in the present state of research. It is hoped that the study of microstructure of exine by scanning-electron microscope will facilitate detailed description of plant species and result in more accurate data on paleocological conditions. Detailed description of microflora according to botanic species will serve a basis for more detailed zonation of the Neogene in Paratethys.

Review: N. Gabrielová.

References

- ANDREÁNSKY, G. — KOVÁCS, E. 1955: A hazai fiatalabb harmadidőszaki flórák tagolódása és ekológiája. A magyar Állami földtani intézet Évkönyve, 44, 1, Budapest.
- ANDREÁNSKY, G. 1959: Die Flora der sarmatischen Stufe in Ungarn, Budapest.
- BENDA, L. 1971: Grundzüge einer pollenanalytischen Gliederung des türkischen Jungtertiärs. Beih. geol. Jb. Hannover, 113—465.
- BRELIE, G. 1967: Quantitative Sporenuntersuchungen zur Stratigraphischen Gliederung des Neogens in Mitteleuropa. *Revue of Paleobotany and Palynology* 2, Amsterdam.
- EISENACK, A. 1938: Hystrichosphaerideen und verwandte Formen im baltischen Silur. *Zeitsch. für Geschiebeforschung und Flachlandgeologie*, 14, Stuttgart.
- GABRIELOVÁ, N.—PLANDEROVÁ, E. 1967: Palinologická charakteristika a korelácia tortónu Slovenska a miocénu južných Čiech. *Geol. Práce, Správy* 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KLAUS, W. 1954: Die Palynologie als stratigraphische Methode in Tertiär. *Verl. der Geol. Bundesanst.*, 4, Wien.
- KLAUS, W. 1975: Palinologické vyhodnotenie spóromorf egerienu z lokality Klein Rust v Rakúsku, in Planderová, *Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän M1*. Bratislava

- KLAUS, R. 1959: Pollenanalytische Untersuchungen zur Feinstratigraphie der Tertiärkohlen von Mecklenburg, Berlin und der Lausitz. *Abb. der Deutsch. Akad. der Wissensch., Jhr.*, 59, 8, Berlin.
- KNOBLOCH, E. 1969: Tertiäre Flora von Mähren, Moravské Muzeum, Brno.
- KRIŠTOFOVIČ, A. 1935: A final link between the Tertiary Flora of Asia and Europe. *New Phytol.* XXXIV.
- KRUTZSCH, W. 1959: Mikropaleontologische Untersuchungen in der Braunkohle des Geiseltales. *Geologie, Beih.*, Berlin.
- KRUTZSCH, W. 1962: Stratigraphische und botanisch wichtige neue Sporen und Pollenformen aus dem deutschen Tertiär. *Geologie, Jhr.* 11, 1, Berlin.
- KRUTZSCH, W. 1967: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. Lief. 4, 5, Berlin.
- KRUTZSCH, W. 1971: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas. Lief., 7, Berlin.
- KRUTZSCH, W. — MAJERSKI, J. 1967: Zur Methodik der Pollenstratigraphischen Zonengliederung im Jungtertiär Mitteleuropas. *Abb. zentr. geol. Inst.*, 10, Berlin.
- LEOPOLD, B. E. 1969: Late Cenozoic palynology. Aspects of palynology, New York.
- MAI, D. H. 1967: Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellung über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik. *Abh. zentr. geol. Inst.*, 10, Berlin.
- MEUZEL, H. 1943: *Vergleichende Arealkunde I*, 1, Berlin.
- NAGY, E. 1958: Some new Spore and Pollen species from the Neogene of the Mecsek Mountain. *Acta Bot.*, 9, Budapest.
- NAGY, E. 1969: A Mecsek Hegység miocén rétegeinek palynológiai vizsgálata. *A Magyar Állami földtani intézet évkönyve*, LII, köz. fü. Budapest.
- NAGY, E. 1975a: Results of the working groups of Paleobotany. Report an activity of the RCMNS working groups, Bratislava.
- NAGY, E. 1975b: Palinologické zhodnotenie egerskej Windtehelne — in Planderová E. *Chronostatigraphie und Neostatotypen*. Egerien, Bratislava.
- NĚMEJC, F. 1958: Správa o floristicko-stratigrafických výskumoch neogénu karpatského v r. 1958. *Archiv Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- NEUY-STOLZ, G. 1958: Das Hauptflöz zur Flora der Niederrheinischen Bucht während der Hauptflözbildung unter besonderen Berücksichtigung der Pollen, Pilzreste in den Kohlenschichten. *Die Niederrheinische Braunkohlenformation I, 2*. Krefeld.
- OSZAST, J. 1960: Analiza pyłkowa ilow tortonskich ze Starych Gliwic. *Monographiae botanicae*, 9, 1, Kraków.
- OSZAST, J. 1973: The pliocene profile of Domanski wierch near Czorny Dunajec in the light of palynological investigations. *Acta paleobotanica*, 14, 1, Warszawa — Kraków.
- PANTIĆ, N. 1956: Biostratigrafija tercijarne flore Srbje. *Doktorska dizertacija*. Univerzitetu, Beogradu.
- PANTIĆ, N. 1967: Die jungterziäre Floren und der Klimawechsel in Balkanraum. *Klimaänderungen im Tertiär*. *Abh. des zentr. geol. Inst.*, 10, Berlin.
- PAPP, A. 1969: Die Koordinierung des Miozäns in der Parathetys. *Verhandl. der Geol. Bundesanst.*, Wien.
- PFLUG, H. D. 1952: Sporenbilder aus Island und ihre stratigraphische Deutung. *Neues. Jb. Geol. u. Paleont. Abh.* 107, 2, Stuttgart.
- PLANDEROVÁ, E. 1967: *Palynologische Charakteristik der Karpatischen Serie. Chronostatigraphie und Neostatotypen. Miozän M₃*. Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1969: Čiastková záverečná správa o palinologickom výskume spodnomiocénnych sedimentov z oblasti Západných Karpát na Slovensku. *Archiv Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1972: Pliocénne sporomorfy z oblasti Západných Karpát a ich stratigrafická interpretácia. *Geol. Práce, Správy* 59, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.

- PLANDEROVA, E. 1974: Morfológické spracovanie sporomorf z egerieniu na území Západných Karpát. Čiastková záverečná správa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1974: Palynologische Charakteristik des Sarmatien v. str. Chronostratigraphie und Neostatotypen, M5, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1975: Morfológické spracovanie spóromorf egerieniu. Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän M₁, Egerien, Bratislava.
- POTONIÉ, R. 1931: Pollenformen der miozänen Braunkohle. z. Mitt. Sitzungsber. Gesellsch. Natur. Freund., Berlin.
- POTONIÉ, R. 1934: Zur Morphologie der fossilen Pollen und Sporen. Arb. Inst. für Paleobot. und Petr. der Brenneusteine, Berlin.
- POTONIÉ, R. (I-V) 1960: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. Beih. Geol. Jhr., Berlin.
- POTONIÉ, R. — VENITZ, H. 1934: Zur Mikrobotanik des miozänen Humodils der niederrheinischen Bucht. Arb. Inst. für Paleobot. und Petr. der Brenneusteine, 5, Berlin.
- SITÁR, V. 1970: Výskum terciérnej flóry Západných Karpát. Sarmatská flóra z okolia Močiara na strednom Slovensku. Záverečná správa. Katedra PFUK, Bratislava.
- STUHLÍK, L. 1964: Pollen analysis of the miocene deposits at Rypin. Acta Paleobotanica, 5, 2.
- SCHULLER, M. — SITTNER, C. 1975: Données Paleoclimatiques a l'age des temps. Neogènes en haute Provence. VIIth Congrès, Bratislava.
- SENEŠ, J. et al. 1975: Regional stages of the Central Paratethys Neogene and the definition of their lower boundaries. Proceedings of the VIIth Congress, Bratislava.
- SNOPKOVÁ, P. 1975: Palinologické vyhodnotenie vzoriek zo štruktúrneho vrtu DV-1. Čiastková záverečná správa. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- STACHURSKA, A. et al. 1973: The neogene Flora at Sosnica near Wrocław in the light of geological and palynological investigation. Acta Paleobotanica, 14, 3, Warszawa — Kraków.
- TEICHMÜLLER, M. 1958: Rekonstruktionen verschiedener Moortypen als Haptflözes der niederrheinischen Braunkohle. Die Niederrheinische Braunkohlenformation. Fortschritt in der Geologie von Rheinland und Westfalen 1, 2, Kreefeld.
- THIERGART, F. 1938: Die Pollenflora der Niederlausitzer Braunkohle, besonders im Profil der Grube Marga bei Senftenberg. Jb. der Preuss. Geol. L. A, Berlin.
- THOMSON, P. W. — PFLUG, H. 1953: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontographica, 94, B. Stuttgart.
- TRAUDINK, NGHIA, 1974: Palynological investigation of neogene deposits in the Nowy Targ — Orawa basin. Acta paleobotanica PAN institut botaniky, 4, 2, Warszawa — Kraków.
- WODEHOUSE, R. P. 1933: Tertiary Pollen II. The oil shales of the Eocene Green River formation. Bull. of the Torrey Bot. Club. 60, New York.
- WOLFF, M. 1934: Mikrofossilien des pliozänen Humadils der Grube Freigericht bei Dettingen a. M. und Vergleich mit älteren Schichten des Tertiärs sowie posttertiären Ablagerungen. Arb. aus dem. Inst. für Paleobot. und Petr. der Braunsteine, 5, Berlin.

Mikrofloristické zóny v neogéne centrálnej paratetýdy

Resumé anglického textu

Na základe polinologického zhodnotenia veľkého množstva vzoriek z celého neogénu centrálnej paratetýdy sme stanovili osem mikrofloristických zón. Vychádzali sme pritom zo spórovo-peľovej charakteristiky predovšetkým tých sedimentov, ktoré už boli vekove paleontologicky doložené. Pre koreláciu sme použili aj výsledky absolútneho datovania hornín (tab. 2).

Zmeny v zložení flóry súviseli s prenikaním arktoterciérnej flóry od severu na naše územie a s ústupom tropickej flóry vplyvom ochladenia klímy. Keďže prenikanie chladnomilnejšej flóry je približne rovnaké v širšej oblasti našej zemepisnej šírky a je objektívne dané, flóra sa jej približne rovnako prispôsobuje. Preto môžeme považovať ochladenie klímy a v dôsledku toho zmenu flóry za hlavné kritérium pre posudzovanie veku sedimentov.

Pri posudzovaní veku sedimentov podľa mikroflóry berieme do úvahy charakter celého spoločenstva, zmeny nielen v jeho zložení, ale aj v kvantitatívnom zastúpení.

Všetky zóny sú charakterizované mikrofloristickým zložením, ktoré sme určovali podľa morfológického (umelého) systému a podľa možnosti aj prirodzeného systému. Práve prirodzený systém umožnil usudzovať na paleoekologické zmeny, t. j. zmeny klímy (tab. 2).

Na základe mikrofloristických kritérií bol položený základ pre oddelenie paleogénnej mikroflóry od miocénnej.

Na základe vyhodnotenia mikroflóry z botanického hľadiska bol načrtnutý vývoj klímy na našom území, a to aj z hľadiska vlhkosti, prípadne suchosti klímy. V neogéne sme zistili tri optimá rozvoja flóry s tromi obdobiami vlhkej, pre flóru veľmi vhodnej klímy (ottnang, sarmat, pont a dve obdobia suchšej klímy s dominujúcou stepnou vegetáciou (vrchný sarmat — panón a ruman).

Uvedené palinologické závery tvoria základ pre mikrofloristické členenie neogénu v dnešnom stave výskumu. Je veľmi pravdepodobné, že ďalší vývoj bude smerovať k dokonalejšiemu poznaniu druhov podľa porovnania mikroštruktúry exiny (ESM). Na základe porovnania mikroštruktúry bude možné bližšie určiť fosilné druhy, čo povedie k lepšiemu poznaniu paleoekologických podmienok.

Lepšie poznanie mikroflóry podľa botanických druhov nám umožní podrobnejšie členenie zón v neogéne paratýdnej oblasti.

Explanations of plates I—XVIII

MF—1

Plate I

- Fig. 1 *Leiotriletes adriennis* (Th. et Pf. 1953) W. Kr. 1959
2 *Verrucingulatisporites granulatus batizonatus* W. Kr. 1967
3 *Trilites corrivallatus* W. Kr. 1967
4 *Baculatisporites quintus* (Th. et Pf. 1953) W. Kr. 1967
5 *Baculatisporites quintus* SEM photo magn. 1000 ×
6 *Baculatisporites quintus* magn. 6000 ×
7 *Triplanosporites sinomaxoides* W. Kr. 1962

Plate II

- Fig. 1 *Pinus silvestris*
2 *Pinus* typ *Haploxylon*
3 *Pinus* typ *Diploxylon*
4 *Taxodiaceoideaepollenites* fsp.
5 *Taxodiaceoideaepollenites* photo SEM magn. 3000 ×
6 *Tsugaepollenites igniculus* (R. Pot. 1931) R. Pot. et Ven. 1934)

Plate III

- Fig. 1 *Sabalpollenites areolatus* (Thierg. 1937) Pf. 1953
2 *Sabalpollenites areolatus* photo SEM magn. 3000 ×
3 *Sabalpollenites areolatus* photo det. magn. 10 000 ×
4 *Carpinipollenites carpinooides* (Pf. 1953) Nagy E. 1969

- 5 *Magnolipollis neogenicus neogenicus* W. Kr. 1970
- 6 *Ulmipollenites undulosus* Wolff. 1934
- 7 *Ulmipollenites undulosus* photo SEM magn. 3000 ×
- 8 *Ulmipollenites undulosus* det. magn. 10 000 ×
- 9 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
- 10 *Alnipollenites verus* R. Pot. 1934
- 11 *Alnipollenites verus* det. photo ESM magn. 10 000 ×
- 12 *Myricipites plicatus* (Pf. 1953)
- 13 *Quercoidites microhenrici* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
- 14 *Quercoidites henrici* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
- 15 *Tricolporopollenites cingulum oviformis* Pf. et Th. 1953
- 16 *Tricolporopollenites liblarensis* Pf. et Th. 1953
- 17 *Nyssapollenites kruschi* R. Pot. 1934
- 18 *Hystrichosphaeridae*

MF-2

Plate IV

Fig. 1 *Retitriletes* fsp.

- 2 *Leiotriletes wolffi* W. Kr. 1962
- 3 *Polypodiaceoisporites gracillimus* Nagy E. 1969
- 4 *Polypodiaceoisporites gracillimus* SEM photo magn. 3000 ×
- 5 *Polypodiaceoisporites gracillimus* det. magn. 7500 ×
- 6 *Trilites asolidus* W. Kr. 1959
- 7 *Taxodiaceapollenites* fsp.
- 8 *Picea* sp.
- 9 *Ephedra* cf. *distachya*

Plate V

Fig. 1 *Pinus* typ *Haploxylo*n SEM zv. 1000 ×

- 2 *Pinus* typ *Haploxylo*n det. SEM. magn. 3000 ×
- 3 *Momipites punctatus* (R. Pot. 1931) Nagy E. 1969
- 4 *Sabalpollenites* fsp.
- 5 *Myricipites rurensis* (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969
- 6 *Corylus* sp.
- 7 *Ulmipollenites undulosus* Wolff. 1934
- 8 *Ulmipollenites undulosus* SEM magn. 3000 ×
- 9 *Betulaepollenites betuloides* (Pf. 1953) Nagy e. 1969
- 10 *Betulaepollenites betuloides* SEM magn. 3000 ×

Plate VI

Fig. 6 *Caryapollenites simplex* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960

- 2 *Faguspollenites* fsp.
- 3 *Lonicerapollenites* fsp.
- 4 *Nyssapollenites kruschi* R. Pot. 1934
- 5 *Nyssapollenites kruschi* photo SEM magn. 1500 ×
- 6 *Nyssapollenites kruschi* photo SEM magn. 5000 ×
- 7 *Quercoidites microhenrici* R. Pot. 1934
- 8 *Quercoidites microhenrici* photo SEM magn. 3000 ×
- 9 *Quercoidites microhenrici* photo SEM magn. 6000 ×

- 10 *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot. 1931) Pf. 1953
- 11 *Sapotaceoideaepollenites* fsp.
- 12 *Tricolporopollenites reticulatus* typ
- 13 *Ericaceae*
- 14 *Hystrichosphaeridae* photo SEM magn. 2000 ×
- 15 *Hystrichosphaeridae* photo SEM magn. 2000 ×

MF-3

Plate VII

- Fig. 1 *Leiotriletes wolffi* W. Kr. 1962
- 2 *Polypodiaceae*
 - 3 *Verrucatosporites* fsp. SEM magn. 1000 ×
 - 4 *Verrucatosporites* det. magn. 3000 ×
 - 5 *Taxodiaceoideaepollenites* fsp.
 - 6 *Pinus* typ *Haploxyton*
 - 7 *Pinus* typ *silvestris*
 - 8 *Tsuga epollenites igniculus* (R. Pot. 1931) R. Pot. et Ven. 1934.
 - 9 *Slowakipollis eleagnoides* W. Kr. 1962
 - 10 *Betulaepollenites betuloides* (Pf. 1953) Nagy E. 1969

Plate VIII

- Fig. 1 *Alnipollenites verus* R. Pot. 1934
- 2 *Myricipites rurensis* (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969
 - 3 *Carpinuspollenites carpinoides* (Pf. 1953) Nagy E. 1969
 - 4 *Caryapollenites simplex* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
 - 5 *Ulmipollenites undulosus* Wolff. 1934
 - 6 *Illexpollenites* fsp.
 - 7 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
 - 8 *Acer* sp.
 - 9 *Myricaceae*
 - 10 *Quercus* sp.
 - 11 *Tricolporopollenites microreticulatus*-form
 - 12 *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot. 1931) Pf. et Th. 1953
 - 13 *Tricolporopollenites microreticulatus*-form
 - 14 *Sapotaceoideaepollenites* fsp.
 - 15 *Chenopodiaceae*
 - 16 *Dephlandreidae* SEM magn. 800 ×
 - 17 *Dephlandreidae* magn. 3000 ×

MF-4

Plate IX

- Fig. 1 *Stereisporites stereoides stereoides* (R. Pot. et Ven. 1934) Th. et Pf. 1953
- 2 *Stereisporites stereoides stereoides* SEM magn. 3000 ×
 - 3 *Leiotriletes wolffi* Krutzsch 1962
 - 4 *Polypodiaceae*
 - 5 *Taxodiaceae*
 - 6 cf. *Ginkgo*
 - 7 *Pinus* typ *Haploxyton*
 - 8 *Podocarpus* sp.

Plate X

- Fig. 1 *Intratropollenites instructus* (R. Pot.) Pf. et Th. 1953
2 *Momipites punctatus* (R. Pot. 1931) Nagy E. 1969
3 *Myricipites* fsp.
4 *Carpinuspollenites carpinoides* (Pf. 1953) Nagy E. 1969
5 *Myricipites rurensis* (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969
6 *Liquidambarpollenites styracifluaeformis* Nagy E. 1969.
7 *Rhoipites pseudocingulum* R. Pot.
8 *Ostryapollenites rhenanus* Thoms.
9 *Faguspollenites* fsp.
10 *Faguspollenites* SEM magn. 2500 ×
11 *Tricolporopoll.cingulum* ssp. oviformis Pf. et Th. 1953
12 *Quercus* sp.

MF-5

Plate XI

- Fig. 1 *Laevigatosporites nutidus nutidus* W. Kr. 1967
2 *Stereisporites stereoides* (R. Pot. et Ven. 1934) Th. et Pf. 1953
3 *Pinus* typ *Haploxylon*
4 *Pinus silvestris*
5 *Pinus silvestris*
6 *Tsuga diversifolia*
7 *Taxodiaceoideaepollenites* fsp.
8 *Sequoiapollenites polymorphosus* Thierg. 1938

Plate XII

- Fig. 1 *Myricipites rurensis* (Pf. et Th. 1953) Nagy E. 1969
2 *Myricipites rurensis* det. *Myrica arguta* SEM magn. 3000 ×
3 *Betulacepollenites betuloides* (Pf. 1953) Nagy E. 1969
4 *Triatriopollenites* fsp.
5 *Pterocaryapollenites stellatus* (R. Pot. et Ven. 1934) Thierg. 1938
6 *Alnus* sp. det. SEM M magn. 10 000 ×
7 *Ulmipollenites undulosus* Wolff. 1934
8 *Corylus* sp.
9 *Ilexpollenites propinguus* (R. Pot. 1934) R. Pot. 1960
10 *Ilexpollenites margaritatus* (R. Pot) R. Pot. 1960
11 *Quercus* cf. *robur*
12 *Tricolporopollenites macrodurensis* subsp. *baculoferus* Pr. et Th. 1953

Plate XIII

- Fig. 1 *Slowakipollis oleagnoides* W. Kr. 1962
2 *Oleaceae*
3 *Oleaceae* SEM magn. 3000 ×
4 *Oleaceae* det. magn. 10 000 ×
5 *Nyssapollenites kruschi* R. Pot. 1934
6 *Nyssapollenites kruschi* R. Pot. 1934
7 *Aceripollenites rotundus* Nagy E. 1964
8 *Aceripollenites rotundus* SEM magn. 2500 ×
9 *Aceripollenites* det. magn. 7500 ×

- 10 *Chenopodipollenites multiplex* Weyl, et Pf. 1957
- 11 *Chenopodipollenites multiplex* ESM magn. 10 000 ×
- 12 *Quercoidites* fsp.
- 13 *Quercoidites microhenrici* (R. Pot. 1934) R. Pot. 1960
- 14 *Ericaceae*
- 15 *Graminidites media* (Cookson 1947) R. Pot. 1960

MF-6

Plate XIV

- Fig. 1 *Baculatisporites quintus* (Th. et Pf. 1953) W. Kr. 1967
- 2 *Lycopodium selago* L.
 - 3 *Cupressaceae*
 - 4 *Ephedra distachya* L.
 - 5 *Picea* sp.
 - 6 *Pinus* typ *Haploxylon*
 - 7 *Tsugaepollenites igniculus* (R. Pot. 1931) R. Pot. et Ven. 1934

Plate XV

- Fig. 1 *Caryapollenites simplex* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
- 2 *Ulmipollenites undulosus* Wolff. 1934
 - 3 *Pterocaryapollenites stellatus* R. Pot. et Ven. 1934/ Thierg. 1938.
 - 4 *Ilexpollenites iliacus* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
 - 5 *Rhoipites pseudocingulum* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
 - 6 *Eucommiaceae*
 - 7 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot. 1931) R. Pot. 1960
 - 8 *Tricolporopollenites cingulum* subsp. *pusillus* (R. Pot. 1931) Pf. et Th. 1953
 - 9 *Compositae*
 - 10 *Tubifloridites* fsp.
 - 11 *Ericipites* fsp.
 - 12 *Jussiaepollenites champlainensis* (Traverse 1955) Nagy 1969
 - 13 *Graminidites media* (Cookson 1947) R. Pot. 1960
 - 14 *Pleurozonaria stellulata* (Cookson et Manum 1960) Mädler 1968

MF-7

Plate XVI

- Fig. 1 *Laevigatosporites haardti* Th. et Pf. 1953
- 2 *Leiotriletes microlepidoides* W. Kr. 1962
 - 3 *Stereisporites* fsp.
 - 4 *Baculatisporites quintus* Pf. et Th. 1953
 - 5 *Psophosphaera pseudotsugoides* W. Kr. 1971
 - 6 *Tsuga canadensis*
 - 7 *Tsuga canadensis* det. magn. 1800 ×

Plate XVII

- Fig. 1 *Pterocaryapollenites stellatus* (R. Pot. et Ven. 1934) Thierg. 1938
- 2 *Alnus* sp.
 - 3 *Corylus* sp.
 - 4 *Scabiosa* sp.
 - 5 *Juglans* sp.
 - 6 *Quercoidites* fsp.

- 7 *Slowakipollis hippohaeoides* W. Kr. 1962
- 8 *Fagus* cf. *silvetica*
- 9 *Tricolporopollenites* sp. *reticulatus*
- 10 *Nyssapollenites kruschi accessorius* Pf. et Th. 1953
- 11 *Periporopoll. nigricans* Planderová 1972
- 12 *Polygalacearumpollenites granulatus* Planderová 1972

MF-8

Plate XVIII

- Fig. 1 *Pteridium* sp.
2 *Polypodium* sp.
3 *Sphagnum* sp.
4 *Pinus silvestris*
5 *Rosaceae*
6 *Chenopodiaceae*
7 *Caryophyllaceae*
8 *Umbeliferae*
9 *Tricolpopoll. sp.*
10 *Artemisia* sp.
11 *Umbeliferae*
12 *Betula* sp.
13 *Alnus* sp.
14 *Compositae*
15 *Graminae*
16 *Monogemmites pseudosetarius* W. Kr. 1971.

Ján Nemčok

Deformácie flyšových sedimentov ako odraz dynamiky podložia

7 obr. v texte, anglické resumé

Abstract. Presented is the pattern of surficial flysch structure of East Slovakia as a result of the movements of subjacent blocks. Considered is mutual relationship among and the significance of tectonic dislocations SW—NE or N—S and NW—SE striking. The autor deals with the time of the rise of individual tectonic dislocations, their surficial effects upon flysch sediments, and with the duration of movements along the individual dislocations. The double-vergent flysch sediments resulted from one-timed movement of the basement, and not from repeated opposite movements. The Magura flysch nappe in East Slovakia when considered on the basis of the existing data, is a nappe of different characteristics from that represented by the former nappe model.

Práca sa zaoberá deformáciami flyšových sedimentov a ich vzťahom k poruchovým systémom. Poruchové systémy, vrásová a šupinová stavba vo východoslovenskom flyši je dávno známa. Menšia pozornosť sa venovala mechanizmu vzniku príkrovov, existencii horizontálnych posunov a ich vzájomným vzťahom. Podrobnejšie štúdiá, ktoré sme urobili vo východoslovenskom flyši ukázali, že priečne poruchové systémy majú dôležitú úlohu v rozsahu celého flyšového pásma Slovenských Karpát a východoslovenského flyšu zvlášť. Najmä štúdium východoslovenskej sigmoidy v oblasti Veľkej Poľany a severné pokračovanie muránskeho zlomu vyvolalo niektoré úvahy o dynamike a kinematike procesov zviazaných so štruktúrami flyšového pásma.

Vo východoslovenskom flyšovom pásme môžeme podľa geotektonického vývoja odlíšiť sedimenty vrchnej kriedy, paleocénu až stredného eocénu a stredného eocénu — spodného oligocénu. Vrchnú kriedu reprezentujú lupkovské vrstvy (inocerámový vývoj). Na povrchu ležia v dukelskej jednotke. V magurskej jednotke sú iba pri južnom obmedzení smilnenského tektonického okna.

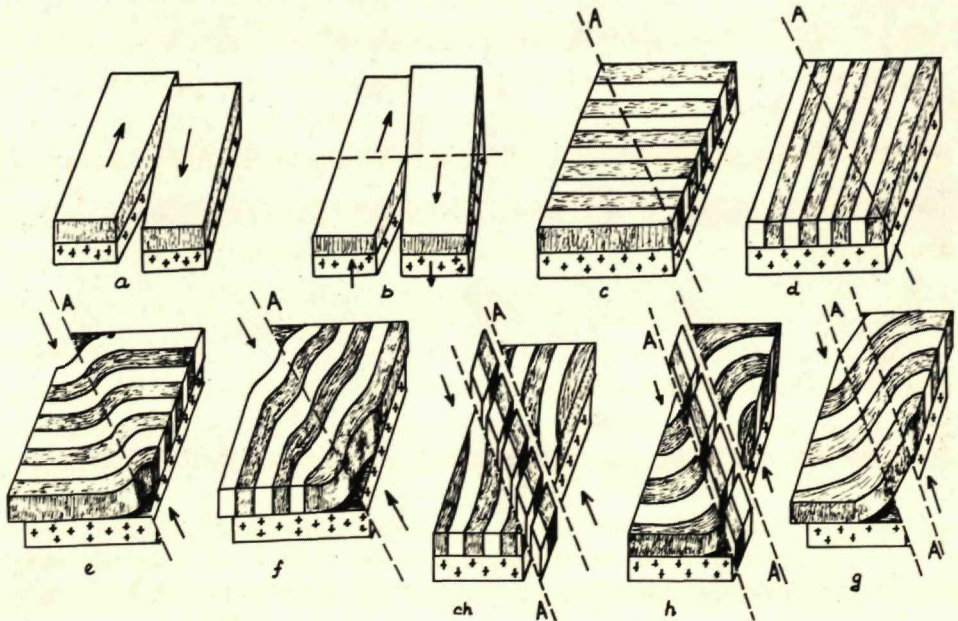
Paleocénne-strednoeocénne sedimenty magurskej a dukelskej jednotky tvoria hlavnú masu vonkajšieho flyšového pásma. Sú to belovežské vrstvy, zlínske vrstvy (bystrickej litofaciálnej jednotky), čerhovské pieskovce, podmenilitový eocén a pieskovce Veľkého Bukovca. Kriedové, paleocénne-strednoeocénne flyšové

sekvencie boli postihnuté hlavne ilýrskym, resp. ilýrsko-pyrenejským vrásnením. Strednoecénne-spodnooligocénne sedimenty centrálnokarpatského paleogénu, malčovsko-menilitové a krosnensko-menilitové vrstvy vonkajšieho flyšového pásma boli deformované popaleogénnymi tektonickými pohybmi.

Poruchové systémy a ich horizontálne a vertikálne prejavy

Už skôr (J. Nemček 1970) som sa zaoberal významom poruchového systému SSV—JJZ (SV—JZ) vo flyšovom pásme a smerom otočenia kriedových-spodnooligocénnych komplexov. Nové poznatky nám umožňujú zaoberať sa vzťahom dvoch na seba kolmých tektonických systémov, a to SV—JZ, resp. SSV—JJZ a SZ—JV, posúdiť ich deformačné prejavy, vznik a dynamiku pohybov.

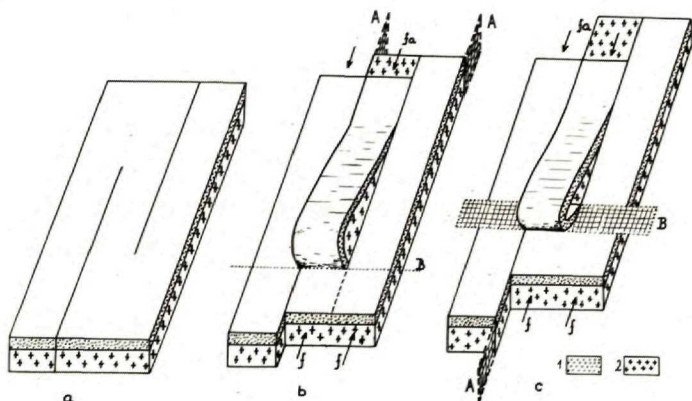
Skôr ako začneme analyzovať poruchové systémy z východoslovenského flyšu, považujeme za potrebné objasniť vznik jednotlivých tektonických porúch na priložených obrázkoch. Znázornené sú na nich horizontálne a vertikálne deformácie flyšových sedimentov a ich podložia, ktoré tvoria staršie konsolidované komplexy. Horizontálne deformácie, ako je napr. sigmoidálny ohyb, ale i vertikálne deformácie, mohli vzniknúť súčasne pri jednom a tom istom horizontálnom pohybe podložných blokov. Najdôležitejšiu úlohu pri vzniku deformácií mal pohyb podložných blokov



Obr. 1 Blokdiagramy znázorňujúce otočenie flyšových vrstiev (sigmoidálny ohyb) vplyvom posunu podložných blokov. A-tektonické poruchové systémy založené už v podložných blokoch;

— smer pohybu.

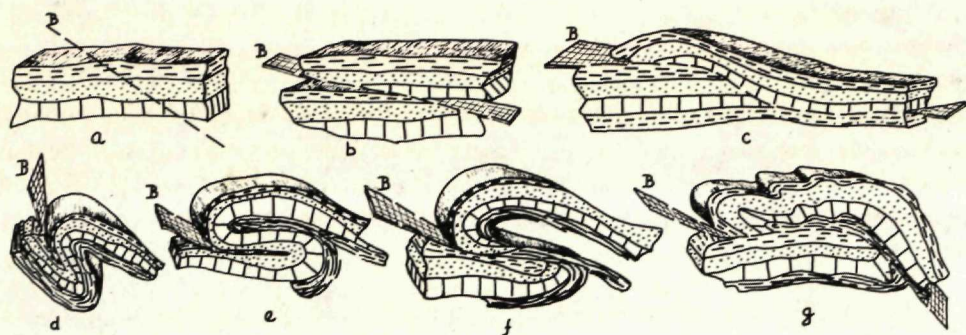
a tým sa stal zároveň strojcom stavby východoslovenského flyšu. V prípade, že dva susedné podložné bloky sa súčasne nerovnomerne pohybujú, v ich nadložnom plastickom obale vzniká deformácia. Ak jeden podložný blok napreduje rýchlejšie, druhý je oproti prvému brzdený (protisila). Rozdiel v rýchlosti postupujúcich podložných blokov je vyjadrený dĺžkou ich dráhy. Rýchlosť a dĺžka dráhy týchto blokov sa v nadložnom plastickom plášti prejavuje rôznym stupňom deformácií (obr. 1, 2). Pri postupujúcich blokoch s kratšou dráhou sa v nadložných deformovaných sedimentoch vrstvy iba ohýbajú (pootočené vrstiev) (obr. 1e, f, g),



Obr. 2 Blokdigramy znázorňujúce pôvod, počiatok, vznik i hĺbkový zásah tektonických porúch (upravené podľa L. Trevisana 1939). A-tektonické poruchové systémy založené v podložných blokoch. B-tektonické poruchy založené v nadložnom plášti. f-sila, pomocou ktorej dochádzalo k vrásneniu a premiestňovaniu hornín; fa-sila, vyjadrujúca odpor hornín pri ich deformácii a premiestňovaní; 1-vrásniaci sa obal; 2-podložný blok.

alebo vznikajú vrásky, či malé prešmyky (obr. 2b, c; obr. 3, b, d, e). Ak sú dĺžky dráh podložných blokov väčšie, deformácie vo flyšovom obale sa prejavili nielen vznikom poruchových systémov a sigmoidálnych ohybov, ale aj odlepením flyšových komplexov od podložia. Pritom nielen smer vrstiev, ale i smer štruktúr v zóne poruchových systémov súhlasí so smerom poruchového systému (obr. 1 h, ch).

Vertikálne deformácie v nadložných sedimentoch sa pri väčšom rozdielne horizontálneho pohybu podložných blokov prejavili ako doskovité štruktúry a vrásové štruktúry s rozličným polomerom zakrivenia (obr. 2, b, c; 3). Vznik násunov, prešmykov a príkrovov v plastickom plášti je teda dôsledok uplatnenia sa vertikálnej zložky deformácie, spôsobenej pohybom podložných blokov. Horizontálne a vertikálne deformácie plastických sedimentov v nadloží blokov sú krajné hodnoty tektonických deformácií, medzi ktorými existuje celý rad prechodných typov. Horizontálne deformácie vznikali okolo vertikálnej osi, vertikálne deformácie okolo horizontálnej osi deformácie (obr. 5).



Obr. 3 Blokdiagramy znázorňujúce vývoj tektonickej poruchy (príkovrovej plochy). a, b, c — doskovité deformácie; d, e, f, g — vrásové deformácie.

Ideálnych horizontálnych a vertikálnych deformácií je v prírode veľmi málo. Spôsobil to nerovnomerný pohyb podložných blokov a rôzne mechanicko-fyzikálne vlastnosti hornín. V prírode prakticky neexistujú horniny s rovnakými mechanicko-fyzikálnymi vlastnosťami.

Pohyb podložných blokov s deformovaným plášťom je často nožnicového charakteru (obr. 1 b). Spôsobil, že sa vytvárali nielen vertikálne a horizontálne deformácie, ale i veľa prechodných deformácií. Z toho dôvodu v prírode nachádzame množstvo tektonických deformácií, kde sa osi vrás ponárajú a s vertikálnou a horizontálnou osou zvierajú uhly rozličných hodnôt. Tak ako osi vrás, prešmykové a presunové plochy sú diagnostickým znakom vertikálnych deformácií, sigmoidálne ohyby a otočené kryhy sedimentov sú ukazovateľmi horizontálnych deformácií. Keď porovnáme obr. 1, 2, 3 s deformačnými procesmi vo východoslovenskom flyšovom pásme, potom tektonické poruchové systémy SSV—JJZ (SV—JZ) predstavujú poruchy „A“ a sz.-jv. tektonické poruchy na blokových diagramoch zodpovedajú tektonickým poruchám „B“. Kým tektonické poruchy „A“ (smeru SV—JZ) boli pre vývoj celej východoslovenskej flyšovej oblasti rozhodujúce, založené už vo svojom podloží (pozri obr. 2a, b, c), tektonické poruchy násunového a prešmykového charakteru (SZ—JV = „B“) sú viazané len na povrchovú flyšovú stavbu. Vývoj tektonických porúch obidvoch smerov („A“ = SV—JZ; „B“ = SZ—JV) je znázornený na obr. 2. Tektonické poruchy „A“, pozdĺž ktorých dochádza k odlepeniu vrásniacej sa hmoty, sa vytvárajú skôr ako tektonické poruchy „B“.

Z uvedeného vyplýva, že tektonické poruchy „B“ = SZ—JV na východnom Slovensku by nemohli vzniknúť bez pohybu podložných blokov po tektonických poruchách „A“ = sv.-jz. smeru. Prvé-tektonické poruchy „A“, sú nositeľmi a ukazovateľmi pohybu podložných blokov a druhé — „B“, — sú charakteristické pre povrchovú doskovitú a vrásovú stavbu.

Príkladov horizontálnych a vertikálnych deformácií vo východoslovenskom flyši nachádzame veľa. Na vyznačenej tektonickej schéme (príl. 1) sa nám najvýraznejšie

prejavujú horizontálne tektonické deformácie na tektonickom poruchovom systéme ružbašskom, plavečsko-maľcovskom, hankovskom a vihorlatsko-cirošskom. Na týchto poruchových systémoch („A“ = SV—JZ) došlo nielen k sigmoidálnym ohybom, ale sa otáčali celé horninové komplexy (pozri tektonickú schému v okolí ružbašského mezozoického ostrova, centrum Levočského pohoria, oblasť Braniska, Veľkej Poľany atď.). Tektonické línie vyznačené na tektonickej schéme čiarami reprezentujú systém porúch toho smeru, pozdĺž ktorého sa pohybovali podložné bloky.

Vertikálnymi zložkami deformácií vo východoslovenskom flyši sú vrásky, vrásové i ploché násuny. I také regionálne fenomény ako sz.—jv. presunové alebo prešmykové plochy medzi bradlovým pásmom a centrálnokarpatským paleogénom, bradlovým pásmom a magurským flyšom považujeme za prejavy vertikálnej deformácie. Typickým príkladom je nasunutie magurskej jednotky na dukelskú. Sz.—jv. tektonické poruchy prešmykového až násunového charakteru na rozhraní maľcovsko-menilitových sérií s podložnou magurskou jednotkou sú ďalším dôkazom vertikálnych deformácií magurskej jednotky.

Prejavom vertikálnych tektonických deformácií sú nielen tektonické poruchy prešmykového a násunového charakteru, ale tiež samotný vznik vrásových štruktúr vo východoslovenskom flyšovom pásme a centrálnokarpatskom paleogéne.

Vývoj tektonických porúch „B“ SZ—JV je relatívne ľahšie stratigraficky identifikovateľný ako vznik tektonických poruchových systémov „A“ sv.—jz. smeru na východnom Slovensku. Na stanovenie obdobia ich vzniku potrebujeme presné stratigrafické určenie celých komplexov hornín, ktoré sa s uvedeným poruchovým systémom stýkajú po celej dĺžke. Na východnom Slovensku tektonické poruchy „B“ = sz.—jv. smeru vznikli pravdepodobne tiež za ilýrskych tektonických pohybov po sedimentácii spodného oligocénu. Poruchy vytvorené ilýrskými tektonickými pochodmi boli viac-menej pospodnooligocénnymi tektonickými pochodmi zotreté a dnes sa nám všetky tektonické poruchy „B“ sz.—jv. smeru javia ako vytvorené po spodnom oligocéne. Ťažkosti v odlíšení dvoch vekov rôznych tektonických línií sz.—jv. smeru spočívajú v nedostatočnom množstve zachovaných sedimentov stredného eocénu — spodného oligocénu e_2 — O_1 . Vekovo rozdielne tektonické poruchy sz.—jv. smeru môžeme pozorovať len v oblastiach, kde máme zachovanú ombronskú sériu v diskordantnej pozícii. Sz.—jv. smer tektonických porúch pod ombronskou sériou a jej diskordantné uloženie dokazujú, že tieto tektonické poruchy sz.—jv. smeru vznikli ešte pred sedimentáciou stredného eocénu — spodného oligocénu. Posledné tektonické pochody po spodnom oligocéne svojou deformáciou spôsobili veľké skrátenie oblasti tektonicky deformovanej ilýrskymi pohybmi. Z tohto dôvodu pri štúdiu spomínanej problematiky môžeme údaje o tektonike čerpať len z oblasti centrálnokarpatského paleogénu a z oblasti, kde je ombronská séria zachovaná vo vonkajšom flyši.

Ak nastal pohyb, vznikali deformácie. Ak sa pohyb spomalil alebo zaostal,

v kordilierovej oblasti sa vytvorili podmienky pre eróziu i odnos a v sedimentačnom priestore dochádzalo k akumulácii sedimentov. Z tohto dôvodu sa na niektorých miestach vytvorili veľké tektonické poruchové systémy jz.—sv. smeru v určitých úsekoch úplne obnažené, vychádzajúce na povrch. Ak pokračujú nad mladšie sedimenty, prejavujú sa buď deformáciami nadložných sedimentov (sigmoidálne ohyby, odtrhávanie blokov celých stratigraficko-litologických postupností), alebo ich zaznamenávajú geofyzikálne merania a vrty. Za príklad si vezmeme napr. „muránsky zlom“, ktorý do flyšu pokračuje popod Levočské pohorie ako maľcovský poruchový systém. Smerom na JZ sa ponára pod sedimenty a vulkanity miocénu Krupinskej vrchoviny. V oblasti Slovenského Rudohoria sa tento poruchový systém prejavuje najmä tým, že sa tektonicky stýkajú dva úplne odlišné stratigraficko-litologické komplexy. Vo flyšovom pásme je poruchový maľcovský systém zastrený rovnakými stratigraficko-litologickými sedimentami. Tu sa poruchový systém prejavuje otočením celých flyšových komplexov hornín v centre Levočského pohoria, ako aj náhlym objavením sa maľcovsko-menilitovej série v bradlovom pásme pri Plavči a Maľcove.

Z uvedeného vyplýva, že poruchový systém „A“ = SV—JZ je odrazom stáleho pohybu uvedeného smeru k SSV, resp. SV a menšími prerušeniami. V období týchto prerušení vznikali nové transgresie a akumulácie sedimentov. Po ich sedimentácii sa pohyb obnovil a zintenzívnil po tektonických poruchových systémoch SSV—JJZ, resp. SV—JZ. Vo flyšovej oblasti východného Slovenska interval relatívneho pokoja podložných blokov môžeme vyčleniť do stratigrafických období. Prvý relatívny kľud podložných blokov z hľadiska flyšovej sedimentácie východného Slovenska bol od vrchnej kriedy (od laramských tektonických pohybov) po stredný eocén. V strednom eocéne pohyb podložných blokov vyvolal revolučnú zmenu. V rozpätí stredného eocénu sa revolučné zmeny prejavili tým, že vznikli vertikálne a horizontálne deformácie, vytvorili sa nové sedimentačné priestory a zmenili sa aj kordilierové oblasti. Ďalší relatívny pokoj bol medzi stredným eocénom a spodným oligocénom. Po tomto kľude v spodnom oligocéne znovu dochádza k ďalekosiahlym posunom podložných blokov a ich flyšového obalu po tektonickom poruchovom systéme ssv.—jjz., resp. sv.—jz. smeru. Ak sa obdobie vzniku týchto poruchových systémov rovná dĺžke pohybu a tento pohyb sa opakoval, vývoj poruchových systémov „A“ SSV—JJZ. resp. SV—JZ je tiež periodický. Poruchový systém „A“ teda vznikol v určitom období a z času na čas v tomto systéme pôsobili nové a nové pohyby.

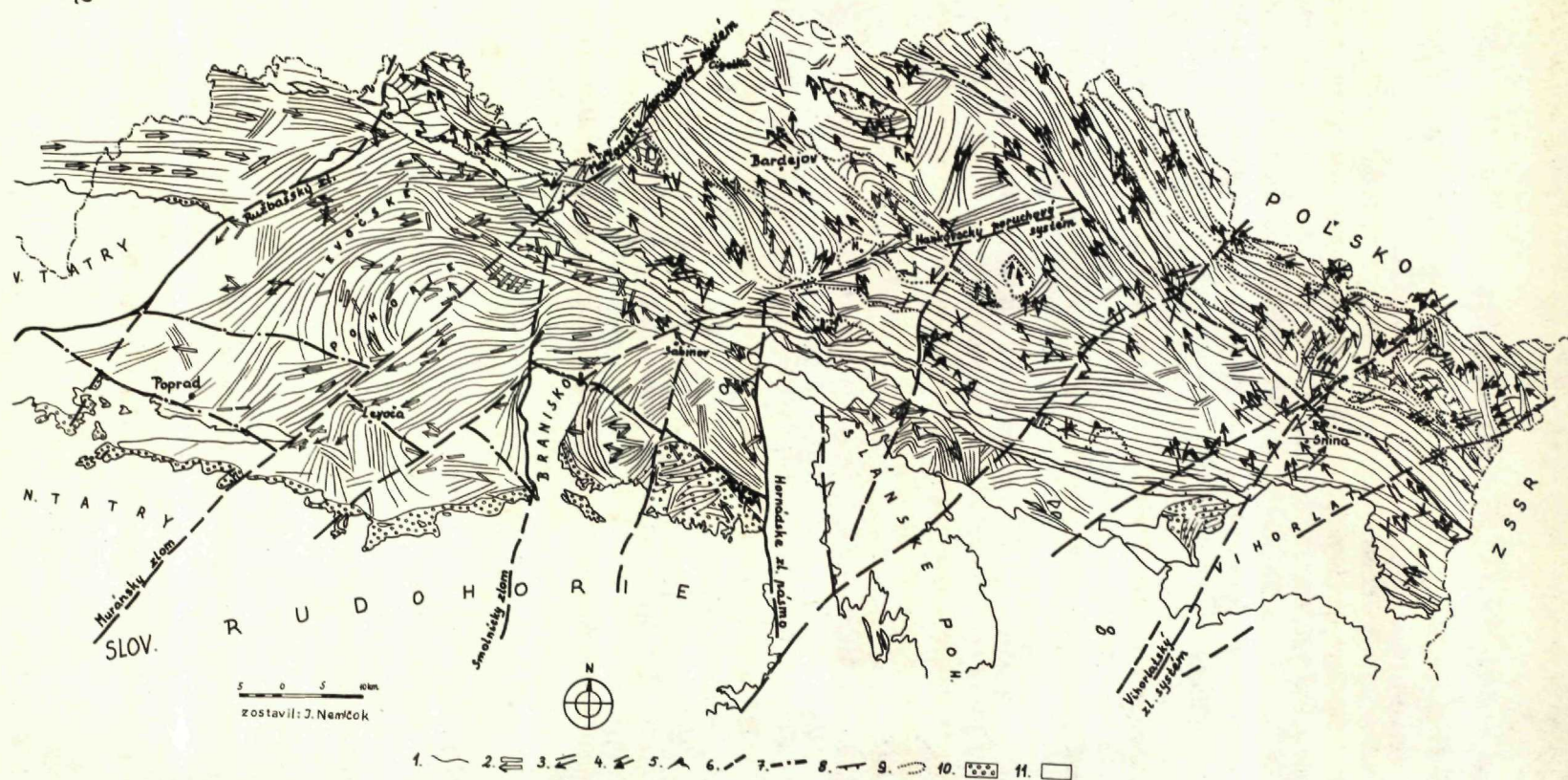
Paleotektonický vývoj flyšových sedimentov východného Slovenska

Terénnym výskumom získané tektonické a sedimentologické vektorové hodnoty vo flyšovom pásme východného Slovenska nám umožňujú zobrazit' plošné i priestorové usporiadanie flyšových sekvencií. Kombináciou a vzájomným doplňovaním tektonic-

kých a sedimentologických vektorových prvkov vznikol predložený tektonický obraz sledovanej flyšovej oblasti. Základom predpokladaného štruktúrneho plánu flyšových sedimentov (príl. 1) je smer vrstiev, smer synklinálnych a antiklinálnych osí vrásových štruktúr, ako aj smery paleoprúdenia klastík flyšových sedimentov. Vrstvy flyšových sedimentov určitého stratigrafického rozsahu (vrchná krieda — stredný eocén a stredný eocén — spodný oligocén) si zachovávajú väčšinou východokarpatský smer (SZ—JV). Na niektorých miestach sa tento smer náhle mení, čo zrejme spôsobili tektonické pohyby. V týchto miestach zmien smeru vrstiev sú v porovnaní s ich pôvodným smerom výrazné i zmeny sedimentologických vektorových prvkov. Dobrým príkladom je otočená kryha Veľkej Poľany na sigmoidálnom ohybe vihorlatsko-cirošského poruchového systému (J. Nemček 1970). Priamo školským príkladom tektonického ohnutia je ústredná časť Levočského pohoria. Rovnobežné vrchnoeocénne pieskovcové lavice severne od Levoče sú ohnuté do polkružnicového oblúka a takisto sú pootáčané aj namerané sedimentologické vektorové hodnoty. Horizontálna deformácia vrstiev v strednej časti Levočského pohoria bola pravdepodobne vyvolaná horizontálnym pohybom nerovnomerne sa pohybujúcich podložných blokov.

Centrálne Karpaty sa po strednokriedovom vrásnení stali zdrojovou oblasťou pre severnejšie sedimentačné priestory, (bradlový sedimentačný priestor i sedimentačnú oblasť vonkajšieho flyšového pásma). V bradlovom pásme to potvrdzujú valúny sklzových telies s blokmi vápencov a kryštalínika centrálnych Karpát, napr. v oblasti Jarabiny, Kamenice n/Torysou a Proča. Tieto sklzové telesá vznikli pravdepodobne na rozhraní vrchnej kriedy a paleocénu pôsobením laramských tektonických pohybov.

Vo vonkajšom flyšovom bazéne sú odrazom týchto tektonických pochodov najpravdepodobnejšie cisňanské pieskovce (Veľkého Bukovca), ktoré vznikli na rozhraní lupkovskej kriedy a podmenilitového eocénu. Sedimentácia flyšových drobnorytmických postupností paleocénu až stredného eocénu v bradlovom sedimentačnom priestore aj vo vonkajšom flyšovom sedimentačnom priestore je prejavom kľudnejších podmienok. Ďalší podstatný diastrofizm sa uskutočnil v strednom eocéne. Vo východoslovenských flyšových Karpatoch ho môžeme stotožniť s ilýrskými tektonickými pochodmi, ktoré sa vo východoslovenských flyšových Karpatoch prejavili už v strednom eocéne. Vo vonkajšom flyšovom pásme boli tektonicky vyvrásnené sedimenty staršie ako strednoeocénne, v severnej časti centrálnych Karpát nastal pokles a transgresia centrálnokarpatského paleogénu na poklesnutú časť bloku. Pokles severnej časti bloku centrálnych Karpát a tým zároveň aj pohyb bloku pozdĺž starozaložených tektonických poruchových systémov jz.—sv. smeru spôsobil stlačenie a pohltenie sedimentačnej oblasti bradlového pásma. V tejto fáze tektonických pochodov boli zároveň predstrednoeocénne flyšové magurské komplexy nasunuté na oblasť bradlového pásma. Dôkazom toho sú tektonické okná v Čerhovskom pohorí, kde spod čerhovskej jednotky na povrch vystupujú paleocénne



Príloha 1 Tektonická schéma východoslovenských flyšových sedimentov.

1-priebeh vrstiev flyšových sedimentov, 2-smery paleoprúdov e_3 , 4-smery paleoprúdov p-c; 4-smery paleoprúdov K_3 -p; 5-podmorské sklzové telesá; 6-poruchový systém s preukázateľným posunom vedľa ležiacich blokov; 7-poruchový systém s prevládajúcim vertikálnym pohybom vedľa ležiacich blokov; 8-tektonické poruchy násunového a prešmykového charakteru; 9-významné litologicko-stratigrafické hranice; 10-báza centrálnokarpatského paleogénu; 11-neogén, mezozoikum a kryštalinikum vcelku;

až strednoeocénne sedimenty bradlového paleogénneho obalu napr. Vavrinec—Detrik (J. Nemčok 1961).

Ilýrske pohyby vo flyšovej geosynklinálnej oblasti, v bradlovom pásme, ako aj v severnejších oblastiach bloku centrálnych Karpát mali oveľa väčší účinok, ako sa im v literatúre doteraz pripisovalo. Ilýrske tektonické pohyby v bradlovom pásme a v magurskej jednotke mali vrásnivý, ak nie i príkrovový charakter, v severných oblastiach centrálnych Karpát sa prejavili poklesom a zároveň aj posunom jednotlivých blokov po starozaložených poruchových systémoch.

Bazálna transgresívna litofácia predstavuje nový sedimentačný cyklus v centrálnych Karpatoch, ktorý nenasledoval hneď po vyvrásnení Západných Karpát, podnet k sedimentácii však zrejme dali ilýrske tektonické pochody. Tento predpoklad potvrdzuje úplný nedostatok vrchnej kriedy a paleocénu pod bazálnou transgresívnou litofáciou centrálnokarpatského paleogénu. Nový sedimentačný cyklus nasledujúci po ilýrskych tektonických pochodoch reprezentujú flyšové sedimenty centrálnokarpatského paleogénu a vonkajšieho flyšového pásma od stredného eocénu po spodný oligocén. Pritom mocnosť flyšových sedimentov centrálnokarpatského paleogénu stúpa od juhu na sever. Potvrdzujú to nielen odhady mocností v generálnych mapách (V. Tatry, Košice, Snina), ale aj sedimentologické a batymetrické štúdiá centrálnokarpatského paleogénu severne od Spišsko-gemerského rudohoria a Nízkyh Tatier (R. Marschalko 1966, R. Marschalko — O. Samuel 1960, P. Gross 1972 a ďalší). V centrálnokarpatskom paleogéne v severných svahoch Čiernej hory a Nízkyh Tatier môžeme odlíšiť bazálnu transgresívnu litofáciu so všetkými príznakmi plytkovodnej sedimentácie, niekedy až jazerno-močiarného pôvodu (medzivrstvičky uhlia). Lagunárne usadeniny bazálnej transgresívnej litofácie alebo pobrežné usadeniny reprezentujú bezprostredne svoje podložie. Sú to najmä konglomeráty a brekcie, ale aj organogénne vápence. Zaujímavé je, že numulitové bazálne vápence sa nevyskytujú v bazálnej transgresívnej litofácii na severných svahoch Spišsko-gemerského rudohoria. Numulitové vápence tu pravdepodobne nevznikli len preto, že v blízkom okolí bol nedostatok karbonatických sedimentov. Bazálnu transgresívnu litofáciu tvoria podobné horniny, ako blízke podložie centrálnokarpatského paleogénu.

Sú to sivé až čiernosivé dolomity, kremence, verfénske bridlice, ružové a tmavosivé vápence, čierne rohovce, sivé sludnaté pieskovce, rozložené melafýry, krinoidové vápence a zelenkaste rádiolarity (dogger?), rôzne typy vápencov (lias — neokom?), chloritické žuloruly, biotitické a muskovitické ruly, žuly, porfýroidy, zelenkaste fylity, slabo metamorfované, čierne jemne sludnaté bridlice, červené porfýry a kremeň. Je tu zjavne percentuálne viac slaboopracovaných valúnov žúl, žulorúl, bázických telies a karbonátov.

Pokles (prehlbovanie) dna sedimentačného bazénu centrálnokarpatského paleogénu smerom k bradlovému pásmu signalizujú nielen výskyty bazálnej transgresívnej litofácie na povrchu severných svahov Čiernej hory, Nízkyh Tatier, Vysokých Tatier a ružbašského mezozoického ostrova, ale tiež štruktúrne vrty Klčov a Šambron. Kým

vrtom Klčov 1 bola bazálna litofácia zastihnutá už v hĺbke 150 m, severný vrt Šambron 1 pri bradlovom pásme nezachytil bázu centrálnokarpatského paleogénu ani v 2000 m hĺbke.

Nový sedimentačný cyklus nasledujúci bezprostredne po ilýrskych tektonických pohyboch v centrálnych Karpatoch sa začal transgresiou bazálnej litofácie, vo vonkajšom flyšovom pásme sa prejavil sedimentáciou malcovsko-menilitovej série (ombronskej série). Ombronská séria sa nám dnes zachovala v magurskom a bradlovom pásme len vo výrazných depresiách, vytvorených popaleogénnym vrásnením. Popaleogénne tektonické pohyby spôsobili vytlačenie podložných mezozoických a kryštallických blokov nad úroveň flyšových sedimentov. Tieto pochody zapríčinili vyvlečenie takých podložných blokov, ako sú Vysoké Tatry, ružbašský mezozoický ostrov a Branisko. Na relatívne poklesnutejších blokoch centrálnych Karpát zakrytých flyšovými sedimentmi centrálnokarpatského paleogénu došlo k vrásneniu vlastného flyšového plášťa. Horizontálny pohyb týchto podložných blokov v plastickejšom flyšovom nadloží sa prejavil ako sigmoidálny ohyb, alebo ako sústava vrás či flyšových krýh s rovnobežným usmernením vrstiev so smerom tektonického poruchového systému (pozri prílohu 1, kde sa priebeh vrstiev pri Branisku, ružbašskom mezozoickom ostrove či Vysokých Tatrách zhoduje s ich tektonickým obmedzením). Nie náhodou sa v predpokladaných poruchových systémoch jz.—sv. smeru objavujú rozdielne stratigraficko-litologické sedimenty, alebo bradlové pásmo je výrazne pohltené či vytlačené (Plaveč—Ujak). Na tektonických poruchových systémoch jz.—sv. smeru došlo nielen k pohlteniu či vyvlečeniu podložných komplexov, ale tiež k usmerneniu alebo sigmoidálnemu ohnutiu nadložných flyšových sekvencií. Pohyb po týchto tektonických systémoch sa počas tektonických pohybov znovu a znovu opakoval. Poruchy jz.—sv. smeru sú z tohto dôvodu starozaložené, ale tiež (rejuvenizované) postupne omladzované. Ich veľký lineárny priebeh, (muránsky zlom, vihorlatsko-cirošský zlomový systém atď.) tento predpoklad potvrdzuje.

Tektonické plochy sz.—jv. smeru sú spravidla plochami násunov, presunov a prešmykov, a to nielen vo flyšových sedimentoch, ale aj v ich podložných komplexoch. Nie sú navzájom kontinuálne ako jz.—sv. poruchové systémy. Nedosahujú také veľké súvislé lineárne dĺžky ako poruchy jz.—sv. smeru. Poruchy východokarpatského sz.—jv. smeru majú zväčša plyšší sklon ako poruchy kolmé na tento smer. Ani v jednom prípade v oblasti centrálnokarpatského paleogénu na východnom Slovensku nenachádzame vyvlečené podložné bloky na tektonických poruchách sz.—jv. smeru, čo na jz.—sv. poruchových systémoch je dosť bežné (Vysoké Tatry, ružbašský mezozoický ostrov, Branisko). Výnimku tvorí bradlové pásmo, jeho spojenie so starším podložíom je však problematické, Vrt Svaljava 1 v Ukrajinských Karpatoch taktiež potvrdzuje, že je súčasťou flyšu.

Z vyššie uvedeného usudzujeme, že poruchové systémy JZ—SV sú hlbšie, skôr založené ako tektonické poruchy východokarpatského smeru (SZ—JV) a sú

rozhodujúce pre dĺžku posunov (príkrovov). Naproti tomu merateľnosť dĺžky presunov (príkrovov) vo flyšových sedimentoch je zrejmä len na základe tektonických plôch východokarpatského smeru (SZ—JV).

Osobitným problémom poruchovej stavby centrálneokarpatského paleogénu a jeho podložia je oblasť východne od hornádskeho poruchového systému. Centrálneokarpatský paleogén je zachovaný len v úzkom pruhu od Veľkého Šariša cez Hanušovce, pokračuje na humenské mezozoikum pod vulkanity Vihorlatu a tiahne sa na Zakarpatskú Ukrajinu. Litologicko-stratigrafický vývoj tohto paleogénu sa zhoduje s vývojom centrálneokarpatského paleogénu, aký je západne od hornádskeho zlomového systému v blízkosti bradlového pásma. Rozdiel je iba v tom, že kým blok centrálnych Karpát sa zachoval do usadenia centrálneokarpatského paleogénu ako viac-menej jednotný blok (dokumentujú to aj bazálne transgresívne zlepenice na severných svahoch humenského mezozoika), po jeho sedimentácii pri popaleogénnych tektonických pochodoch pozdĺž hornádskeho zlomového systému poklesol. Tento predpoklad nám dnes potvrdzujú smery paleotransportu v centrálneokarpatskom paleogéne sz. od Prešova, (ktoré poukazujú na to, že zdrojová oblasť tohto paleogénu bola niekde v oblasti dnešného Slanského pohoria), ako aj neogénna výplň východne od zlomového systému. Poklesnutá časť bloku centrálnych Karpát východne od hornádskeho zlomového systému môže byť totožná už so skôr pomenovaným zemplínskym blokom (J. Slávik — R. Rudinec 1970).

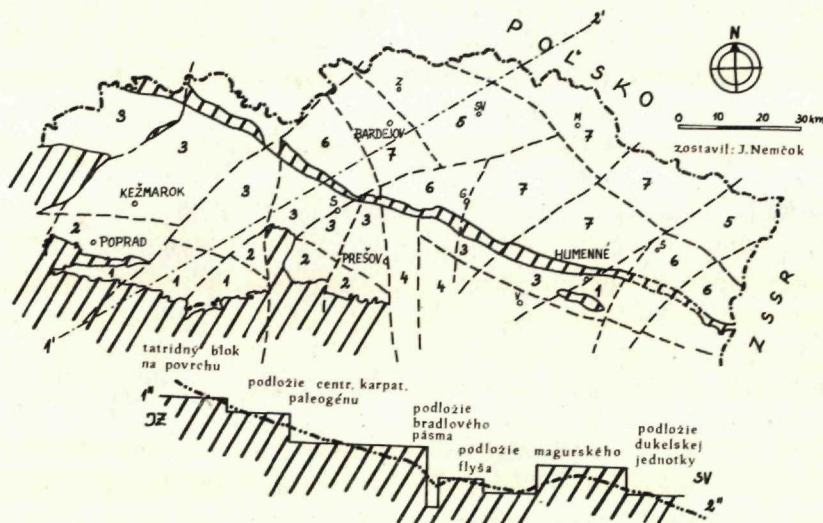
Bloková stavba podložia východoslovenského flyšu

V tejto kapitole sa zaoberáme podložími flyšových sedimentov len z aspektu povrchovej stavby flyšových sedimentov. Predložená schéma (príl. 2) relatívnych blokov flyšového podložia sa opiera hlavne o tektonicko-stratigrafické, sedimentologické poznatky a čiastočne aj o niektoré údaje regionálnej gravimetrie.

Početné priečne poruchové systémy, po ktorých dochádzalo k posunom oproti ležiacich sedimentov, sú neklamným znakom nielen povrchovej flyšovej mozaikovej vrásovej stavby, ale i mozaikovej stavby samotného podložia flyšu. Zaznamenané elevácie a depresie v povrchovej stavbe flyšu, často i priečného charakteru na karpatský smer štruktúr (ako napr. tektonická kryha Veľkej Poľany na vihorlatsko-cirošskom poruchovom systéme (J. Nemček 1970) len dopĺňujú hodnovernosť názoru o mozaikovej stavbe flyšového povrchu a mozaikovej stavbe podložia flyšu. Dokladom mozaikovej stavby podložia sú nad úroveň flyšu vystupujúce mezozoické a kryštalické komplexy centrálnych Karpát. Komplikácie pri interpretácii podložia vo vonkajšom flyšovom pásme spôsobuje veľká hrúbka sedimentov a najmä tým, že sa v ňom nenachádzajú určujúce znaky podložia, ako je bazálna transgresívna litofácia. Nie je preto vylúčené, že niektoré podložné bloky interpretované vo vonkajšom flyšovom pásme ako relatívne najvyššie sa prejavujú v štruktúrnom pláne ako

najvyššie, pretože najstaršie flyšové sedimenty na povrchu nemusia byť dôkazom vytlačenia podložia, ale len dôsledkom enormného nahromadenia flyšových sedimentov nad sebou. Práve pri tomto tektonickom nahromadení sedimentov boli vyvlečené staršie flyšové stratigraficko-litologické komplexy.

Tento príklad povrchovej elevácie možno vysvetliť aj inak. Môže súvisieť s poruchovým systémom v karpatskom východoslovenskom flyši. Tektonické línie karpatského smeru (SZ—JV) na východnom Slovensku nie sú hlboko založené,



Príloha 2: Schéma relatívnych hĺbok podložia vo východoslovenských flyšových Karpatoch.

Centrálnokarpatský paleogén: 1-najvyššie bloky podložia; 2-stredné bloky podložia; 3-najnižšie bloky podložia; 4-bloky maximálnej hĺbky. V onkajší flyš: 5-najvyššie bloky podložia; 6-stredné bloky podložia; 7-najnižšie bloky podložia; 1'—2' profil blokov podložia východoslovenského flyšu; 1''—2'' krivka relatívneho vyklenutia podložia flyšu na základe povrchovej stavby.

prejavili sa len v sedimentoch flyšu. Vyvlečenie najstarších flyšových sedimentov (prípadne i tektonických útržkov inej flyšovej jednotky — smilenské tektonické okno) môže a nemusí byť následkom elevácie podložia. Staršie stratigraficko-litologické komplexy flyšu bývajú vyvlečené aj vo vnútri jednej vrásniacej sa jednotky. Z týchto dôvodov podložie smilenského tektonického okna a podložie dukelskej jednotky východne od vihorlatsko-cirošského poruchového systému nemusia byť relatívne najvyššie. Relatívne najvyššiu pozíciu podložia pod flyšovými sedimentmi, vo vonkajšom flyšovom pásme v oblasti Smilna a východne od ciroško-vihorlatského poruchového systému, indikuje nahromadenie a vyvlečenie najstarších flyšových sedimentov.

Prihliadnuc na to, že v bloku centrálnych Karpát smerom na juh nachádzame vždy staršie sedimenty a morská sedimentácia sa sťahuje čím ďalej na sever, mohli by sme predpokladať, že aj podložie flyšových sedimentov smerom na sever klesá. Tento

predpoklad je logický a aj opodstatnený zatiaľ len pre oblasť centrálneokarpatského paleogénu po oblasť bradlového pásma.

Rekonštrukciou blokov v podloží sedimentov získame obraz o podloží znázornený na prílohe 2. Výsledná krivka relatívneho smerovania podložia, a najmä jeho morfológické nerovnosti sa prejavujú na juhu, resp. JZ k S a SV takto: tatrídny blok južne od centrálneokarpatského paleogénu je obnažený, a tvoria ho najmä kryštalinické, paleozoické a mezozoické horniny Spišsko-gemerského rudohoria, Stratenskej hornatiny, Vikartovského chrbta a Nízkych Tatier. Ďalší blok zachytený v profile je severný svah tatrídneho bloku, na ktorom, ešte na povrchu, nachádzame bazálnu transgresívnu litofáciu. V panve centrálneokarpatského paleogénu sa tieto bloky prejavujú ako morfológické elevácie, vyčnievajúce až nad úroveň sedimentov centrálneokarpatského paleogénu, prípadne sú prekryté len tenkou vrstvou sedimentov flyšu (vrt Klčov-1). Vysoká pozícia podložia v centrálneokarpatskom paleogéne v oblasti Spišského Podhradia sa dá interpretovať aj na základe hydrogeologických poznatkov tejto oblasti. Spišské travertíny vyvrážené z nasýtených vôd CaCO_3 neprechádzajú cez mocné flyšové sedimenty. V prípade dlhých migračných ciest nasýtených vôd CaCO_3 by sa travertíny vyvrážali už vo flyšových sedimentoch. Hĺbka nasýtenia vôd CaCO_3 pod povrchom flyšových sedimentov v Spišskom Podhradí pravdepodobne nepresahuje hranicu 200—300 m.

O hĺbke väčšiny blokov centrálneokarpatského paleogénu nemáme hodnoverné geologické údaje. Vrtné práce urobené v severných častiach v príbradlovej oblasti (PU-1 Šambron) nedosiahli podložie flyšu. V týchto miestach sa môžeme opierať len o odhady mocností flyšových sedimentov, ďalej o geologicko-stratigrafický a paleoprúdový výskum a ich paleogeografickú interpretáciu. Na základe vyššie uvedených údajov podložný blok centrálneokarpatského paleogénu, ktorý sa nachádza medzi oblasťou bradlového pásma a blokmi dosiahnutými vrtnými prácami (Klčov-1), je relatívne najhlbší pod centrálneokarpatským paleogénom.

Oblasť podložia bradlového pásma, (podľa literárnych údajov) zóna veľkého stlačenia a pohltenia, je zatiaľ veľmi nejasná.

V magurskej a dukelskej oblasti sme pri interpretácii podložných blokov vychádzali z povrchovej stavby, stratigraficko-litologických meraní prúdových stôp a rozloženia sklzových telies (v rozmedzí paleocén — stredný eocén). Závery vyplývajúce zo sedimentologických meraní a štúdiá sklzových telies pri južnom okraji magurskej jednotky (pozri T. Koráb — J. Nemčok — T. Ďurkovič — R. Marschalko 1962 a J. Nemčok — T. Koráb — T. Ďurkovič 1968) dokazujú, že zdrojová oblasť dodávajúca materiál do magurskej sedimentačnej oblasti ležala južne od dnešnej magurskej oblasti. Sedimenty karskej série (paleocén — stredný eocén), ktoré svoj klastický materiál čerpali z tohto južného zdroja (kordiliery), sú nasunuté južným smerom na oblasť bradlového pásma. Uvedené údaje navodzujú predpoklad, že časť poklesnutého bloku (zdrojová zóna) môže dnes tvoriť podložie najjužnejšej magurskej litofaciálnej jednotky. Táto časť poklesnutého bloku podložia je pri

južnom okraji bloku magurskej jednotky relatívne vyššia ako podložie v centrálnej časti magurskej jednotky (je to približne územie bystrickej litofaciálnej jednotky.)

Z rekonštrukcie blokov podložia centrálnokarpatského paleogénu a vonkajšieho flyšového pásma dostaneme krivku relatívneho vyklenutia povrchu podložných blokov (príl. 2). Táto krivka nevyjadruje hĺbkový údaj o ponorených blokoch podložia, ale v hrubých črtách znázorňuje pomer vyklenutia jednotlivých podložných blokov navzájom.

Magurský príkrov východného Slovenska vo vzťahu k tektonickým poruchám

Mnoho nejasností nachádzame stále v tektonike centrálnokarpatského paleogénu, magurského príkrovu (magurského flyšového pásma) a dukelskej jednotky (michovský príkrov, Z. Opolski 1930) na východnom Slovensku. Dosiaľ totiž nie je známy model magurského príkrovu, nie je jasné, odkiaľ a kde bol presunutý a z tektonického hľadiska nie je charakterizovaná ani dukelská jednotka. Názor, že dukelská jednotka a magurský príkrov mali odlišný sedimentačný priestor v čase paleogénu, je dnes už neplatný. Takisto vysvetľovať tektonickú diferenciáciu magurských čiastkových litologicko-stratigrafických jednotiek odlišnosťou sedimentačných priestorov je nemožné. Dnes vieme, že tektonická diferenciácia magurských litologicko-stratigrafických jednotiek je predovšetkým výsledkom sedimentologických procesov diferenciácie v jednom sedimentačnom priestore. Rôzne fyzikálno-mechanické vlastnosti flyšových sekvencií pri tektonických pohyboch spôsobili, že čiastkové litofaciálno-stratigrafické jednotky magurského príkrovu majú svoj osobitný tektonický štýl. Analýza vertikálnych deformácií odhaľuje vejárovitú orientáciu vergencií vrás flyšových sedimentov. Kým na JZ, v oblasti čiastkovej čerhovskej (krynickej) jednotky prevláda vergencia vrás k bradlovému pásmu, vo vonkajšej račianskej litofaciálnej jednotke vergencia vrás je zasa k SV. V oblasti bystrickej litofaciálnej jednotky v celom jej priebehu na východnom Slovensku prevládajú vrásy so striedavou dvojsmernou vergenciou. V magurskom flyšovom pásme presunové plochy overené aj technickými prácami majú tiež protismerné úklony. Kým presunová plocha magurského príkrovu pri jeho sv. ukončení má sklon k JZ, v oblasti krynickej (čerhovskej) jednotky presunová plocha má sklon k SV. Úklon protismerných presunových plôch dokumentujú okrem technických prác a priamo nameraných sklonov týchto plôch aj početné tektonické okná podložných flyšových jednotiek. Pri južnom, resp. jz. okraji magurského flyšového pásma sú to tektonické okná vytvorené z paleogénnych sedimentov bradlového pásma (pozri J. Nemček 1961). Sv. okraj magurského príkrovu na hranici dukelskej jednotky má charakter strižného nasunutia, dokonca A. Matějka—O. Kodym (1949) uvádzajú aj úklon tejto plochy 45° k JZ. Neskôr bol tento sklon na základe vrtov v oblasti Veľkej Radvane poopravený (E. Menčík—V. Pesl 1963) v tom

zmysle, že magurské nasunutie na dukelskú jednotku je zvlnené. V každom prípade plocha nasunutia magurského príkrovu má svoje predpolie overené pomocou vrto a tektonických okien, meria niekoľko desiatok km (A. Matějka et al. 1964. H. Swidzinski 1956; Książkiewicz 1956).

V starších prácach nachádzame dôkazy i zmienky o tom, že vergencia vrás ukazuje smer vrásnenia a tým aj smer tektonických pohybov. Na základe vergencie vrás sa uvažovalo o protichodných, po sebe nasledujúcich tektonických pohyboch a s odlišným presunutím deformovaných más. Konkrétne dvojvergentnosť, ako aj protismernosť násunových plôch v magurskom flyši sa dodnes pripisuje tektonickým sávskym pohybom (resp. predburdigalským — eggenburským) a štýrskym. Hlavné vyvrásnenie flyšových Karpát vyvolali sávске tektonické pohyby (pred eggenburgom = burdigalom). Spätne vyvrásnenie flyšových sedimentov sa pripisuje štýrskym tektonickým pohybom. Ako dôkaz spätých tektonických pohybov sa uvádza práve prešmyknutie krynickej (čerhavskej) jednotky na bradlové pásmo (A. Matějka et al. 1964; E. Menčík 1969).

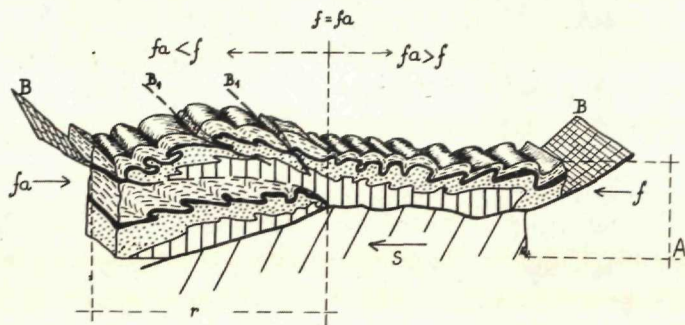
Dvojvergentnosť pozorujeme aj v dukelskej jednotke. Výraznejšia je východne od vihorlatsko-cirošského poruchového systému ako západne od neho (J. Nemčok 1961, B. Leško — O. Samuel 1968). Na styku magurského príkrovu a dukelskej jednotky prevláda šupinová stavba a sklony osí vo vytvorených vrásach sú naklonené proti magurskému nasunutiu. V periférnych oblastiach dukelskej jednotky, v poľských flyšových Karpatoch má vymedzená jednotka vergenciu vrás opačnú. Z experimentálnych deformácií vrstiev poznáme, že dvojstranná vergencia vrás, ako aj dvojstranné prešmyskové, resp. presunové plochy sa môžu vytvoriť pri jednom a tom istom smerovom pohybe posúvajúcего sa podložia. Smer tektonických pohybov vo východoslovenskom flyšovom pásme bol určovaný smerom pohybu podložia ktorý sa dá odvodiť z deformačných prejavov podľa ich stratigrafickej nadväznosti a veľkých tektonických porúch presunového charakteru.

Z tohto dôvodu nasunutie južnej krynickej (čerhavskej) litologicko-stratigrafickej jednotky na bradlové pásmo nemôže byť dokladom spätých pohybov štýrskej fázy vrásnenia.

Tektonické poruchy sz.—jv. smeru, vergencie vrás a vôbec celá škála vertikálnych tektonických deformácií vo východoslovenskom flyšovom pásme sú sledovateľné len vo flyšových sedimentoch. Vytvorili sa v sedimentoch nad svojím podloží (pôvodné geosynklinálne dno) v čase, keď sa toto podložie dalo do pohybu. Tieto dve samostatné zložky zemskej kôry, podložie a sedimentárny flyšový obal, sa pri tektonických pochodoch samostatne deformaovali. V sedimentoch flyšu východného Slovenska sa vytvorila vejárovitá stavba. Podložné bloky sa posúvali po tektonických poruchových systémoch prevládajúceho sv.—jz. smeru. Poruchové systémy podložia prezrádzajú horizontálne deformácie.

Z vyššie uvedeného vyplýva, že príkrovová stavba východoslovenského vonkajšieho flyšového pásma, a najmä príkrovová stavba magurského flyšu sa trochu odlišuje

od staršieho modelu príkrovu. Magurský príkrov východoslovenského flyšového pásma tvoria súbory flyšových hornín s výraznými vrásovými a doskovitými, štruktúrami často dvojvrgentného uloženia na protifahlých koncoch príkrovu. V týchto miestach sú vytvorené aj dve výrazné tektonické plochy a to príkrovová, väčšieho rozsahu v smere postupujúceho príkrovu a prešmyková alebo násunová, menších rozmerov (bližšia k sile, ktorá deformovala horniny) (obr. 4). Segmentácia magurského príkrovu východného Slovenska a dĺžka presunutých flyšových vrás



Obr. 4 Blokdigram znázorňujúci schematické rozloženie vertikálnych deformácií magurským príkrovom východného Slovenska.

A-tektonický poruchový systém založený v podložných blokoch; B-tektonické poruchy založené v nadložných vertikálnych deformáciách násunového, prešmykového a príkrovového charakteru; B₁-čiastkové tektonické poruchy založené v nadložných vertikálnych deformáciách; S-smer pohybu podložia; f-sila, pomocou ktorej dochádzalo k zvrásneniu a premiestneniu hornín; fa-sila, znázorňujúca odpor hornín pri ich deformácii a premiestňovaní; r-dĺžka nasunutia príkrovu na paraautochtón.

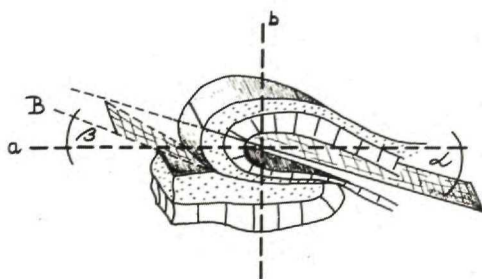
(meria sa dĺžkou príkrovovej tektonickej poruchy), je nepriamo úmerná dĺžke postupujúceho diferencovaného podložia na tektonických poruchách s.—j., sv.—jz. resp. ssv.—jjz. smeru. Dĺžka dráhy podložia je priamo úmerná dĺžke rozvinutých deformovaných sedimentov (obr. 2b, c).

Rozvinutím vertikálnych deformácií flyšových sedimentov magurského príkrovu na východnom Slovensku dostaneme dĺžku dráhy posunutého podložia. Vzdialenosť presunutia magurského príkrovu prakticky nikdy presne nezmeráme. Z tohto dôvodu starší model príkrovovej stavby vzdialenosť presunutia príkrovu zväčša riešil odhadom. Môžeme však presne merať dĺžku nasunutia príkrovu na jeho rovnovekový, resp. stratigrafický mladší paraautochtón. Táto dĺžka sa obyčajne považuje za vzdialenosť presunutia príkrovu (obr. 4).

Tektonické rozdiely východných a západných flyšových Karpát Slovenska

Podľa vzťahov medzi pohybmi podložia flyšového obalu ako najprirodzenejšia hranica medzi východoslovenskými a západnými flyšovými Karpatmi Slovenska sa javí severný revúcko-párnický poruchový systém. Na východ od párnicej sigmoidy je na bradlové pásmo nasunutá magurská čiastková litologicko-stratigrafická jednotka (oravskej Magury = čerhovská). Tento záver dopĺňa faktologický materiál v podobe nameraných smerov sklonu vrstiev na severnej strane bradlového pásma samotných tektonických plôch, ako aj vystupujúce tektonické okná paleogénneho bradlového obalu.

Bradlové pásmo v západnej časti od oblasti párnicej sigmoidy až po oblasť západne od Púchova sa stýka priamo s čiastkovou bystrickou litofaciálno-stratigrafickou jednotkou. Vzťah násunu magurskej jednotky na západe na bradlové pásmo je zatiaľ nejasný. Bystrická jednotka pokračuje ďalej juhozápadným smerom až do oblasti „nezdenického zlomu“ (A. Matějka — Z. Roth 1955, 1956). Nezdenický poruchový systém pokračuje do kulmu Dražanskej vrchoviny. Na tomto poruchovom systéme sz.—jv. smeru je vo flyšových Karpatoch založený poklesnutý



Obr. 5 Blokdiagram deformačných hodnôt.

a-horizontálna os deformácie; b-vertikálna os deformácie; α -uhol vyjadrujúci vychýlenie roviny vrásky, od osi „a“; β -uhol vyjadrujúci hodnotu medzi osou „a“ a násunovou, prešmykovou alebo príkrovovou plochou.

pliocén Hornomoravského úvalu, ako aj priečna flyšová štruktúra v oblasti Luhačovice — Gottwaldov, prejavujúca sa zmenou smeru vrstiev. J. Dvořák (1971) potvrdil, že na týchto „zlomoch“ v Nízkom Jeseníku vznikali pohyby horizontálneho charakteru. Na vyššie uvedenom poruchovom systéme v Západnej časti flyšovej oblasti nachádzame horizontálne otočenie vrstiev, ktoré sa zhoduje so smerom tektonického poruchového systému, náhlu zmenu paleoprúdových stôp, ako aj výrazné zaniknutie čiastkovej litofaciálno-stratigrafickej jednotky Oravskej Magury.

Tektonický poruchový systém (SZ—JV resp. S—J) zo západnej časti flyšových Karpát, svojím založením a funkciou zodpovedá tektonickému poruchovému systému SSV—JJZ, SV—JZ = „A“ smeru vo východnej časti flyšových Karpát.

Tektonické plochy prešmykového a presunového charakteru vo flyšových sedimentoch východného Slovenska majú sz.—jv. a v západných flyšových Karpatoch sv.—jz. smer. Z uvedeného vyplýva, že pohyb podložných blokov na ktorých vznikali vertikálne a horizontálne deformácie v západnej časti flyšových Karpát, bol od JJV k SSV a vo východnej časti flyšových Karpát od JJZ k SSV. Tento disperzný (vejárový) pohyb podložných blokov zanechal vo svojom flyšovom nadloží zodpovedajúce horizontálne a vertikálne deformácie. V západnej časti flyšových Karpát vznikli horizontálne deformácie (sigmoidálne ohyby vrstiev, rotácie celých sekvencií hornín) nielen vo flyšových sedimentoch pozdĺž sz.—jv. resp. s.—j. smerov tektonických poruchových systémov, ale tento jav možno pozorovať už v kulme Dražanskej vrchoviny (J. Dvořák 1971). Odlišné vertikálne deformácie, nachádzajúce sa bokom od priebehu tektonického poruchového systému „A“ (pozri obr. 2) vo východoslovenskom flyšovom pásme, nachádzame v oblasti párnicej sigmoidy, ako aj po oboch stranách nezdenického poruchového systému. Otočenie paleoprúdových smerov spolu s im zodpovedajúcimi flyšovými sekvenciami v oblasti Gottwaldov—Luhačovice je ďalším prejavom horizontálnych deformácií pohybu podložných blokov v sz.—jv. smere.

Z vyššie uvedeného rozboru pohybov podložných blokov sa dá usúdiť, že pohyb diferencovaného podložného bloku v čase ilýrskych a popaleogénnych tektonických pohybov bol prevládajúci v smere od JJZ k SSV. Pohyb posúvajúceho sa podložného bloku a jeho povrchové deformácie v západnej flyšovej časti zodpovedajú pohybom a deformáciám ramena sigmoidy (pozri obr. 3, J. Němček 1970).

Do tlače odporučil M. Maheľ a R. Marschalko.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1965: Geológia československých Karpát, 3, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- DVOŘÁK, J. 1971: Důkaz existence pohybu po příčných zlomech během plastické deformace. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GROSS, P. et al. 1973: Sedimentológia a stratigrafia vrchnej časti bazálnej litofácie centrálnokarpatského paleogénu od Šarišskej vrchoviny po Liptovskú kotlinu. Manuskript-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KORÁB, T. et al. 1962: Prehľadný výskum orientovaných sedimentárnych textúr vo flyši východného Slovenska. Geol. Zborn. 13, 2, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- KORÁB, T.—ĎURKOVIČ, T. 1973: Sedimentológia a paleogeografia podmienitových vrstiev duklianskej jednotky. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KSIĄŻKIEWICZ, M. 1956: Geology of the Northern Carpathians. Geol. Rdsch., 45, 2, Stuttgart.
- KÜHN, O. 1934: Ein Eozänvorkommen auf Chalkidike. Mineral. Geol. Abt. B, 3, Stuttgart.
- LEŠKO, B.—SAMUEL, O. 1968: Geológia východoslovenského flyšu. Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- MAHEĽ, M. 1969: Zlomy a ich úloha počas mezozoika vo vnútorných Karpatoch. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- MATĚJKA, A.—KODYM, O. 1949: Magurské nasunutí na východním Slovensku. Věst. Stát. geol. Úst., 24, Praha.
- MATĚJKA, A. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, Zborov—Košice, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MATĚJKA, A.—ROTH, Z. 1956: Geologie magurského flyše v severním povodí Váhu mezi Bytčou a Trenčínem. Rozpravy Ústř. Úst. geol., 22, Praha.
- MARSCHALCO, R. 1966: Geológia a sedimentológia flyšových okrajových litofácií centrálnych Karpát (Šarišská hornatina), Západné Karpaty 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALCO, R.—SAMUEL, O. 1960: Predbežná správa o nálezoch oligocénu v paleogéne Centrálnych Karpát. Geol. Práce, Správy 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MENČÍK E. 1969: O některých tektonických problémech v magurské skupine flyše. Geol. Práce, Správy 47, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MENČÍK, E.—PEŠL, V. 1963: O hlavní povaze směrných dislokací v magurském flyši. Čas. Min. Geol. 8, 1, Praha.
- NEMČOK, J. 1961: Vznik a výplň depresii v magurskom flyši na východnom Slovensku. Geol. Zborn. 12, 2, Vydav. Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- NEMČOK, J. 1970: Príspevok k poznaniu niektorých tektonických zmien východoslovenského flyšu vo vzťahu k paleoprúdovým systémom. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- 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.
- ROTH, Z. 1974: Paleotektonická klasifikace geosynklinální výplně vnějších Karpat. Sborník geol. věd, Geologie 26, Praha.
- RUDINEC, R.—SLÁVIK, J. 1970: Geologická stavba podložia východoslovenského neogénu. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SWIDZINSKI, H. 1956: The dimensions of the horizontal displacement in the Northern Carpathians (rés.) Congreso geol. int 20 a Sesión 299, Mexico.

Ján Nemčok

Deformations of flysch sediments as a reflection of dynamics of the basement

Summary of Slovak text

The author deals with deformations of surface structure of flysch sediments from East Slovakia. The deformed sediments of the flysch zone may be divided according to their geotectonic history into the sediments of the Upper Cretaceous, of the Paleocene through Middle Eocene and of the Middle Eocene through Lower Oligocene.

These lithofacial sequences were affected by Illyrian and post-Paleogene deformation processes. In the Outer Flysch Carpathians and in the Central-Carpathian Paleogene, these tectonic movements resulted in folds, thrusts, overthrusts, nappes, sigmoidal bends, and dislocations systems. All deformation phenomena resulting from the tectonic movements belong either among vertical or horizontal deformations. These reflect dynamics of movements along the dislocations. The systems were significant for the deformations. Horizontal and vertical deformations of flysch sediments are presented in block diagrams. The basement of the sediments deformed consists of compact and consolidated rocks. Prior to the deformation processes the rocks formed the floor of the sedimentation basin. Movements of the subjacent blocks undermined the fold structure of the East-Slovakian flysch. When two adjoining subjacent blocks move unevenly with respect to

each other, then their overjacent plastic mantle is deformed. When a block moves quicker than another, then the slower one is a brake (counter-force) for the quicker. Difference in velocities of the advancing subjacent blocks is expressed by the length of their way. The velocity and the length of way of the blocks are revealed in various degrees of deformation in the overjacent plastic mantle (block diagrams 1, 2).

When the way of advancing blocks is shorter and the difference is small, then in overjacent deformational sediments only bending of beds (torsion) (block diagram 1e, f, g) or folds, or minor overthrusts (block diagram 2b, c; 3a, b f) appear.

When the difference between lengths of ways of the subjacent blocks is greater, then deformations of overjacent plastic sediments are more conspicuous. In such cases horizontal deformations resulted not only in sigmoidal bends, but also on chopping off of entire rock complexes. Horizontal deformations are reflected in accordance between the strikes of beds and of dislocation system (block diagrams 1h, ch).

Vertical deformations (at greater differences in the lengths of way of subjacent blocks) in overjacent plastic sediments produced slab-like and fold-like structures with varied amplitudes (block diagrams 2b, c, 3). Thrusts, overthrust and nappes in the plastic mantle are products of vertical deformations due to the movements of subjacent blocks. Horizontal and vertical deformations of plastic sediments overlying the blocks are extreme values of tectonic deformations including many intermediary deformations. Horizontal deformations arose around the vertical; vertical — around the horizontal axis of deformation (block diagram 5).

Ideal horizontal and vertical deformations are quite infrequent in the nature. It is due to irregular movements of subjacent blocks and to different mechanical-physical properties of rocks. There are practically no rocks with the same mechanical-physical properties with respect to deformation processes. It is best evidenced by lithofacial alternations in the horizons deformed.

Sometimes the movements of subjacent blocks with their deformed mantle are scissors-like (block diagram 1b). Owing to that many intermediary deformations took place besides the vertical and horizontal. For this reason there are many tectonic deformations with their axes declining inwards the earth and meeting the vertical and horizontal axes at various angles.

Axes of folds, thrust and overthrust planes are diagnostic features of vertical deformations; and sigmoidal bends and distorted blocks of sediments are characteristic of horizontal deformations. A comparison of block diagrams (1, 2, 3) with deformation processes in the East-Slovakian Flysch belt shows that tectonic dislocations „A“ represent NNE—SSW (NE—SW) tectonic dislocation systems, and tectonic dislocations in block diagrams „B“ correspond to NW-SE tectonic dislocation systems. While the tectonic dislocations „a“ (NE—SW) are most significant in the history of the entire East-Slovakian flysch region or they commence in their basement (cf. block diagrams 2a, b, c), tectonic dislocations of the thrust and overthrust nature (NW—SE = „B“) are only confined to the surficial flysch structures. The development of the tectonic dislocations of both types („A“ = NE—SW; „B“ = NW—SE) is presented in block diagram Nr. 2. Tectonic dislocations „A“ along which the folding mass separates, are already formed; but tectonic dislocations „B“ perpendicular to the former, may only be defined when the folded or overthrust deformed rocks are arranged vertically. The dislocation plane (tectonic dislocation) „B“ resulted from the overthrust of flat or fold structures after the tectonic dislocation „A“. Consequently, tectonic dislocations „B“ = NW—SE in East Slovakia are conditioned by movements of subjacent blocks along the tectonic dislocations „A“ = NE—SW striking. The tectonic dislocations „A“ represent movements of subjacent blocks and „B“ are characteristic of the surficial slab-like and fold structure.

In the East-Slovakian flysch are many examples of horizontal and vertical deformations. In the tectonic scheme (Illustration 1.) most pronounced are horizontal tectonic deformations on the Ružbachy, Plaveč—Maľcov, Hankovce and Vihorlat—Cirocha tectonic dislocation systems. On these systems „A“ = NE—SW not only sigmoidal bending but also torsion of entire rock complexes took place. (cf. the tectonic scheme around the Ružbachy Mesozoic island, in the centre of the Levočské pohorie mountains, around Branisko, Veľká Poľana, a. o.). Tectonic lines marked in the tectonic scheme represent a dislocation system striking NE—SW, along which the subjacent blocks moved.

Vertical deformations of flysch sediments in East Slovakia produced folds, fold-and areal thrusts. It is evidenced by thrust planes between the Klippen Belt and the Central-Carpathian Paleogene on the one hand, and the Magura flysch on the other. The data on vertical deformations are completed by the fact of the thrust of the Magura unit over the Dukla unit. The NW—SE tectonic thrusts and overthrusts on the boundary between the Malcov—Menilite series and the subjacent Magura unit are another evidence of vertical deformations of the Magura unit. Vertical tectonic deformations are represented not only by tectonic thrusts and overthrusts, but also by fold structures. Folds resulted from vertical deformations. They are very frequent in the East-Slovakian flysch belt. Folds with different amplitude and vergency are in the Central-Carpathian Paleogene, and mostly in the Outer Flysch,

The time of origin of the tectonic-dislocations is different. Tectonic dislocations „B“ = NW—SE may be stratigraphically classified better than the systems „A“ = NE—SW in East Slovakia. For determining the time of their origin inevitable is exact stratigraphical reference of entire rock complexes connected with the above tectonic dislocation system along its whole length. Most likely, tectonic dislocations „B“ = NW—SE in flysch sediments in East Slovakia arose during the Illyrian tectonic movements, after the sedimentation of the Lower Oligocene. Dislocations resulting from the Illyrian tectonic movements were wiped-out by more or less post-Lower Oligocene tectonic movements, and now all tectonic dislocations „B“ = NW—SE appear as if formed after the Lower Oligocene. It is difficult to differentiate the ages of different NW—SE tectonic lines because of insufficient amount of sediments preserved from the Middle Eocene—Lower Oligocene (e_2 — O_1). The age of the different tectonic dislocations may be exactly determined only in the Central-Carpathian Paleogene, since there are no pre-Middle Eocene sediments. Then also the transgression area of the Central-Carpathian Paleogene—with respect to the deformation of the region may be regarded as having formed as late as during the Illyrian tectonic movements; and then dislocations in flysch sediments and the NW—SE tectonic dislocations are post-Paleogene. In the Outer Flysch, chronologically different tectonic dislocations NW—SE may mostly be found in areas with the Ombron series preserved. The NW—SE striking tectonic dislocations below the Ombron series and unconformable position of the Ombron series on its basement also evidence the origin of the NW—SE tectonic dislocations prior to the sedimentation of the Middle Eocene—Lower Oligocene. The last post-Lower Oligocene movements caused by their tectonic deformation a marked shortening of the area tectonically deformed by the Illyrian movements. For this reason the Illyrian-deformed area is confined by the Central-Carpathian Paleogene on the south, and by the Ombron series in the Magura flysch on the north. Determination of the time of the origin of tectonic dislocations systems „A“ = NE—SW must be based upon exact stratigraphy of rock complexes in which the dislocation system formed. The time of the rise of a dislocation system is determined by the time of movements. When the deformation started moving, when the movement slowed down or stopped, then in the cordillera area were conditions favourable for erosion and transport, and in the sedimentation area accumulation of sediments commenced. For this reason, in some places are extensive tectonic dislocation systems SE—NW, fully exposed in some segments, and cropping out. When the systems continue below younger sediments, they produce either deformations of overlying sediments (sigmoidal bends, chopping-off of block of entire stratigraphic-lithologic sequences), or they are recorded by geophysical measurements and boring. As an example may serve the so-called „Muráň fault“ extending in the flysch below the Levočské pohorie mountains as the Plaveč—Malcov dislocation system. Southwestwards it submerges below the sediments and volcanites of the Miocene in the Krupinská vrchovina mountains. In the Slovenské Rudohorie mountains the dislocation system represents tectonic contact between two completely different stratigraphic-lithologic complexes. In the flysch area the dislocation system represents contact between equal stratigraphic-lithologic complex. Consequently, the dislocation system „A“ = NE—SW reflects permanent NNE or NE-ward movement with eventual small interruptions. In the time of interruptions, repeated transgressions and accumulations of sediments took place. The sedimentation was followed by more intensive movements along the NNE—SSW or NE—SW dislocation systems. In the East-Slovakian Flysch region the interval of a comparative dormancy of subjacent blocks may be divided in

stratigraphical periods. The first dormancy interval of the subjacent blocks with respect to East Slovakia lasted from the Upper Cretaceous (since the Laramian tectonic movements) to the Middle Eocene. During the Middle Eocene a revolutionary change was caused by moving subjacent blocks. Within the Middle Eocene the revolutionary changes resulted in vertical and horizontal deformations, and in new sedimentation areas, and in altering cordillera areas. The next interval of a comparative dormancy lasted from the Middle Eocene and Lower Oligocene. In the Lower Oligocene, the subjacent blocks and their Flysch mantle advanced over great distance along the NNE—SSW or NE—SW tectonic dislocation system. When the time of the origin of the dislocation systems equals the length of movements, and when the movements repeated in the course of the time, then the evolution of the dislocation systems „A“ — NNE—SSW or NE—SW was periodic as well. In other words: the dislocation system „A“ arose in a certain period and along the system still new movements took place from time to time.

The author deals not only with tectonic deformations — the last tectonic processes to form the final tectonic pattern of the Flysch region — but attention is also paid to paleotectonic and paleogeographic history of the flysch sediments studied. The structural plan as presented in the tectonic scheme (Illustration 1) is a final product of the post-Paleogene tectonic processes. Deciphering the structural plan in time and space, and successive investigations show that the entire Flysch zone of East Slovakia is to be studied from the view of geotectonics since the time of the Laramide tectonic processes. Paleotectonic pattern and paleotectonic history of the Flysch region may be studied by confronting and combining tectonic and sedimentologic vector elements in the individual stratigraphic-lithologic sequences. A comparison of such data on the area studied resulted in an actual idea of tectonically formed flysch sediments in the course of the Laramide, Illyrian and post-Paleogene tectonic movements. In the East-Slovakian Flysch zone, the Illyrian tectonic processes represent the most significant period from the view of paleotectonics. While in the Balkan (O. Kühn 1934) the Illyrian tectonic processes were in the upper part of the Eocene; in the East-Slovakian Flysch zone they proceeded in the Middle Eocene. In the Central-Carpathian Paleogene and in the Outer Flysch, the Illyrian tectonic processes, preceded immediately transgression of the base. The period of the Illyrian tectonic processes is most significant for the East-Slovakian Flysch zone, because in that time interval we may decipher tectonic effects, deformations and their place in time and space.

In the Outer Flysch zone the tectonically folded flysch sediments were older than Middle Eocene. In the Outer Flysch zone and in the Klippen Belt, the Illyrian tectonic processes resulted in folding; in the northern part of the Tatrid block they only caused its subsidence, advance along old tectonic lines, and transgression of the Central-Carpathian Paleogene upon the subsided Tatrid block. The subsidence and advance of the Tatrid block along the old SW—NE tectonic dislocation systems caused compression and subduction of the sedimentation area of the Klippen Belt. In the same phase of tectonic movements the pre-Middle Eocene Magura Flysch complexes were overthrust on the area of the Klippen Belt. Consequently the Illyrian tectonic movements produced folds and nappes in the Klippen Belt and in the Outer Flysch Belt. In the northern parts of the Tatrid blocks they caused subsidence and thrust of the subjacent blocks along old dislocation systems. The next part concerns post-Paleogene tectonic movements, and different paleotectonic history of the Central-Carpathian Paleogene to the east of the Hornád dislocation system.

Tectonics of subjacent blocks in the Flysch zone of East Slovakia concerns the relative depths below the Flysch mantle and the ratio of their heights. It is illustrated by the curve of relative amplitude of the surface of subjacent blocks (Illustration 2). The subjacent blocks are correlated with the subjacent rocks extruded along tectonic dislocation systems above the flysch sediments (the Vysoké Tatry mountains, The Ružbachy Mesozoic island, Branisko).

The next chapter concerns the Magura nappe. Described are: distribution of fold vergencies in the Magura nappe, tectonic dislocations and the most probable origin of deformations at unidirectional movement of the basement. Block diagram Nr. 4 represents the model of the Magura nappe in East-Slovakia. The structure of the Magura nappe is partially different from the former model of the nappe. The Magura nappe in the East-Slovakian Flysch zone consists of complex of flysch rocks with pronounced fold-like and slab-like structures, frequently resting bivergently upon the opposite ends of the nappe. There are

also two conspicuous tectonic planes: a larger, nappe plane extending to the advancing nappe, and a smaller, thrust plane (nearer to the force supporting deformation of rocks; cf. block diagram Nr. 4). Segmentation of the Magura nappe in East Slovakia, and the length of the overthrust flysch folds (measured by the length of the tectonic dislocation is indirectly proportionate to the length of the differentiated basement advancing along N—S, NE—SW or NNE—SSW tectonic dislocations.

The length of the movement of the basement is directly proportionate to the length of the folded out deformed sediments (block diagram 2b, c). The folded out vertical deformations of flysch sediments in the Magura nappe in East Slovakia represent the length of the way of the advanced basement. It is practically impossible to measure the exact length of the thrust of the Magura nappe. This is why in the former model of the nappe structure the length of the thrust was most frequently guessed. It is, however, possible to measure the exact length of the thrust of a nappe over its coeval or younger paraautochthon. Usually, the length is regarded as the distance of the thrust of the nappe (block diagram 4). In the last chapter treated is the relationship between the East-Slovakian Flysch Carpathians and the West-Slovakian. Compared is the functional significance of the NE—SW and NW—SE tectonic dislocations in the eastern and western parts of the Slovak Flysch Carpathians. On the basis of the results of deformations it may be concluded that the function of tectonic dislocation systems „A“ = NE—SW, N—E or NNE—SSW in East Slovakia equals to that of the NW—SE systems in the Western Flysch Carpathians of Slovakia. The NW—SE tectonic dislocations in the flysch sediments of East Slovakia correspond to the NE—SW tectonic dislocations developed to the southwest of the Párnica—Zázrivá sigmoid.

The analysis of the thrust of subjacent blocks in the Tatric among the Illyrian and post-Paleogene tectonic movements predominant were movements from the southwest northeastwards. Movements of the Tatrid block and its surface deformations in the western part of the flysch region correspond to the movements and deformations of a limb of the sigmoid (cf. the block diagram Nr. 3., J. Nemčok 1970).

Translation by E. Jassingerová.

Explanations of text-figures

Fig. 1. Block diagrams illustrating torsion of flysch beds (sigmoidal bend), caused by shifting subjacent blocks.

A-tectonic dislocations located in subjacent blocks; ————— = direction of movements.

Fig. 2 Block diagrams illustrating origin, genesis and depth range of tectonic dislocations (modified after L. Trevisan 1939). A-tectonic dislocations located in subjacent blocks; B-tectonic dislocations located in the overjacent mantle; f-the force causing folding and replacement of rocks; fa-the force representing resistance of rocks against deformations and replacement; 1-folding mantle; 2-subjacent block.

Fig. 3 Block diagrams illustrating the development of a tectonic dislocation (nappe plane); a, b, c — platy deformations; d, e, f, g — fold deformations.

Fig. 4 Block diagram of the schematic distribution of vertical deformations in the Magura nappe of East Slovakia.

A-tectonic dislocation system located in subjacent blocks, B-tectonic dislocations located in the overjacent vertical; deformations of the thrust, overthrust and nappe characters; B₁-partial tectonic dislocations located in overjacent vertical deformations; S-direction of movement of the basement; f-the force causing folding and replacement of rocks; fa-the force representing resistance of rocks against deformation and replacement; r-the length of overthrust of the nappe upon its paraautochthon.

Fig. 5 Block diagram of deformation values

l-horizontal axis of deformation; b-vertical axis of deformation; α -the angle between the fold plane and the „a“ axis; β -the angle between the „a“ axis and the thrust plane, overthrust or nappe plane.

Illustrations 1 Tectonic scheme of East-Slovakian flysch sediments.

1-the course of beds of flysch sediments; 2-paleocurrent directions e_3 ; 3-paleocurrent directions $p-e_2$; 4-paleocurrent directions K_3-p ; 5-sumarine slump bodies; 6a-dislocation system with evidenced thrust along subjacent blocks; 7a-dislocation system with predominant vertical movements along subjacent blocks; 8-tectonic dislocations of thrust and overthrust nature; 9-significant lithological-stratigraphical boundaries; 10-base of Central-Carpathian Paleogene; 11-the Neogene, Mesozoic and Crystalline as a whole.

Illustration 2 A scheme of relative depths of the basement in the East-Slovakian Flysch Carpathians.

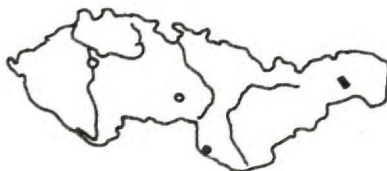
Central-Carpathian Paleogene: 1-the uppermost blocks of the basement; 2-the middle blocks of the basement; 3-the lowermost blocks of the basement; 4-blocks at the maximal depth. Outer Flysch; 5-the uppermost blocks of the basement; 6-the middle blocks of the basement; 7-the lowermost blocks of the basement; 1'—2' profile of blocks of the basement of the East-Slovakian flysch; 1''—2'' the curve of relative amplitude of the basement of the flysch, based upon the surface structure.

Stanislav Jacko

Litologicko-štruktúrna charakteristika centrálnej časti pásma Čiernej hory

1 obr. v texte, anglické resumé

V súvislosti s prehodnocovaním koncepcie stavby a vývojových etáp kryštalinika Západných Karpát v posledných rokoch sa stále naliehavejšie pociťovala nutnosť doplniť informácie aj o kryštaliniku pásma Čiernej hory. Aj preto autor príspevku detailne preštudoval centrálnu časť pásma Čiernej hory, v ktorej je vývoj kryštalinika i jeho obalových útvarov úplný. Zo štruktúrno-petrograrickej analýzy predterciérnych



komplexov tejto oblasti vyplynul celý rad závažných poznatkov o vývoji kryštalinika celého pohoria. Predmetom príspevku sú princípy nového členenia kryštalinika Čiernej hory, charakteristické črty jednotlivých etáp jeho hercýnskeho a alpínskeho vývoja a vzťahy kryštalinika Čiernej hory k ostatným jadrovým pohoriam Západných Karpát.

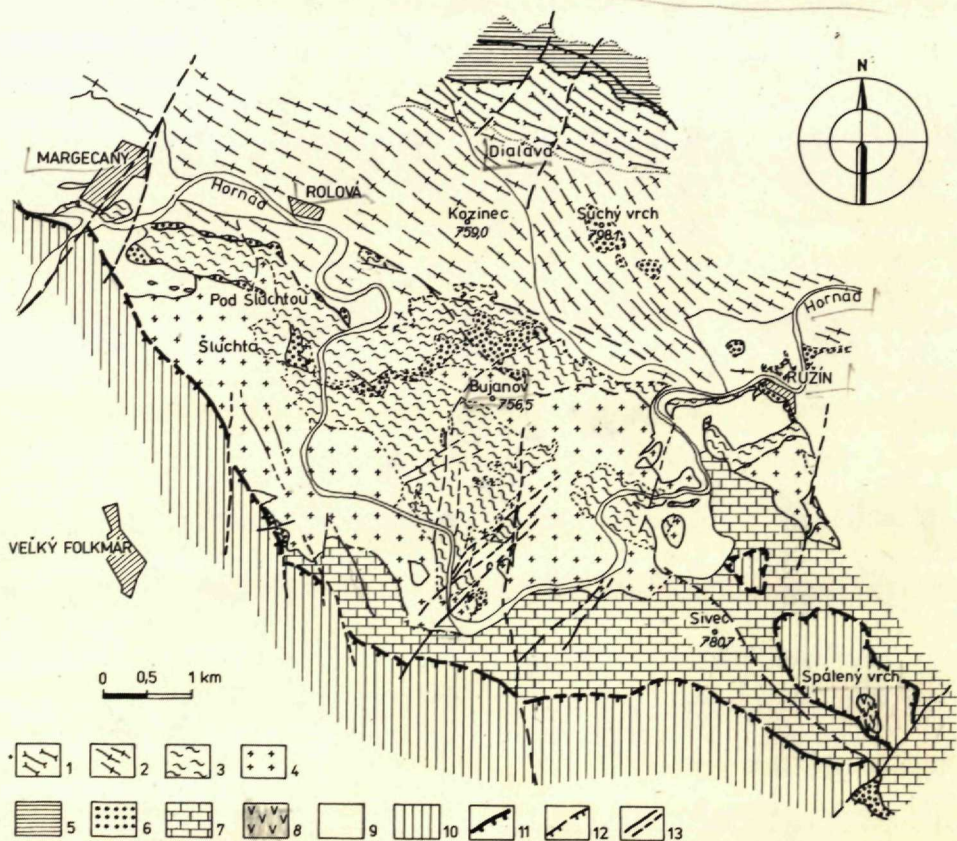
Základné črty stavby pásma Čiernej hory

Pásmo Čiernej hory je najvýchodnejším jadrovým pohorím Západných Karpát s klasickým sledom litologicko-startigrafických celkov. Súčasný typ a štýl jeho stavby je nepochybne kontrolovaný neoidne modifikovanými štruktúrami. I minerálna asociácia všetkých horninových variét kryštalinika je často niekoľkonásobne prepracovaná neoidnými tektonometamorfnými procesmi. Rekonštrukcia tektono-

metamorfného vývoja kryštalinika je v týchto podmienkach značne komplikovaná. Závisí od spofahlivého odlišenia produktov a sukcesie všetkých jeho vývojových etáp.

Z komplexnej analýzy predmetného územia vyplynulo, že stavba kryštalinika Čiernej hory bola sformovaná v priebehu dvoch orogénnych cyklov — hercýnskeho a alpínskeho.

Štruktúrny inventár hercýnskeho orogénneho cyklu má v profile kryštalinika bujanovského masívu i v z. časti Čiernej hory prevažne nepenetratívny charakter a mezoskopický rad. Len juv. od Margecian v granitizovanom komplexe Bujanovej sa vyskytujú makroskopické úseky so zastúpením hercýnskej stavby D_1 . V plochách



Schematická geologicko-štruktúrna mapa centrálnej časti pásma Čiernej hory (zostavil S. Jacko 1976)

Kryštalinikum pásma Čiernej hory: 1—komplex primorogénnych migmatitov a pararúl; 2—komplex diafortitizovaných pararúl, 3—4—granitizovaný komplex Bujanovej, (3—metamorfity, 4—granitoidy); mladšie obalové paleozoikum: 5—karbón—perm; ružinská séria: 6—spodnotriasové kvarcity; 7—ostatné mezozoikum vcelku; 8—pyroxenicko—amfibolický diorit (krieda); 9—kvartér; gemeridy: 10—severogemeridný príkrov vcelku; 11—násunová plocha severogemeridného príkrovu; 12—prešmykové línie, 13—zlomy.

kliváže osovej roviny V_1 vrás (stavby D_1) je situovaná pestrá škála produktov regionálnej mobilizácie už synkinematicky regionálne metamorfovaných kryštalic-
kých bridlic. Stavba D_1 je teda relatívne staršia ako uvedený typ migmatizácie a vznik
granitoidov pásma Čiernej hory. Podľa štruktúrnych a petrografických kritérií
i starších, nepriamych vzťahov, patrí k raným štádiám hercýnskeho orogénneho
cyklu. Má v.—z. priebeh, štýl šikmých, stlačených i zovrených vrás so s.-ssv.
vergenciou a pravdepodobne monoklinálnym typom symetrie.

V rámci alpínskeho orogénneho cyklu boli preukázané štyri relatívne samostatné
deformačné štádiá (D_2, D_3, D_4, D_5) s určenou postupnosťou ich vývoja. Z hľadiska
neoidného tektonometamorfného vývoja kryštalínika majú zásadný význam de-
formačné štádiá D_2 a D_3 .

Počas prednásunovej tektonometamorfnjej etapy štádia D_2 obalové útvary pásma
Čiernej hory, predovšetkým mezozoikum ružínskej série, boli sformované do para-
lelných, asymetrických, šikmých až ležatých vrás V_2 so s.—ssv. vergenciou a prav-
depodobne subhorizontálnou pozíciou vrásových osí.

Táto tektonometamorfná etapa štádia D_2 sa v kryštalíniku pásma Čiernej hory
prejavila najmä regionálnou modifikáciou (stlačením) vrás V_1 . V relatívne plastic-
kejšej, centrálnej časti kryštalínika — v komplexe diaforitizovaných pararúl je
prezentovaná i tvorbou mezoskopických vrás V_2 vo vertikálnom rozpätí 340 m
a epizonálnou diaforézou.

S druhou tektonometamorfnou etapou štádia D_2 , ktorá je sukcesívne zhodná s ná-
sunom severogemeridného príkrovu na pásmo Čiernej hory, je spojené regionálne
penetratívne razenie plôch s_2 s miernym úklonom k J-JJZ (kliváž osovej roviny vrás
 V_2) vo všetkých litologických celkoch pásma Čiernej hory. V kryštalíniku sa táto
etapa prejavila rozstrihovaním existujúcich vrásových štruktúr, selektívnym trans-
portom rigidnejších blokov k S—SSV a regionálnou diaforézou v podmienkach
epizóny. Vývoj plôch s_2 bol v profile kryštalínika overený v rozpätí 450 m. Podľa
výsledkov štúdia je tektonometamorfné štádium D_2 veľmi pravdepodobne produktom
mediteránnej fázy vrásnenia.

Súčasný štýl stavby pásma Čiernej hory bol však sformovaný počas dvoch etáp
ponásunového, pravdepodobne subhercýnskeho štádia deformácie D_3 .

V prvej plikatívnej etape tohto štádia vznikli niekoľko centimetrové až kilometrové
vrásky so strmými osovými rovinami inkl. M. Maheľom (in M. Maheľ et al. 1967)
vyčlenených megaštruktúr jz.-jv. smeru v pásme Čiernej hory i v príslušnom úseku
gemeríd. Intenzita vývoja vrás V_3 v kryštalíniku sľubického antiklinória je priamo
úmerná intenzite vývoja plôch s_2 . V centrálnom úseku cm- 100 m radu, v granitizo-
vanom komplexe Bujanovej sú mezoskopicky vyvinuté a viazané na úzke zóny
plôch s_2 pri s. okraji komplexu, resp. na styku metamorfitov s rigidnejšími blokmi
granitoidov. Túto etapu štádia D_2 sprevádzala prográdna syn-posttektonická
mezometamorfóza.

V záverečnej etape štádia deformácie D_3 došlo k litologickej a štruktúrnej homo-

genizácii všetkých horninových celkov pásma Čiernej hory z príslušného úseku gemeríd. Vznikol regionálne penetratívny systém plôch s_3 mm—cm, prípadne dm radu so stredným úklonom k JZ, ktorý symetrológicky i sukcesívne zodpovedá kliváži osovej roviny vrás V_3 . V materiálave i štruktúrne predisponovaných úsekoch sa sformovali prešmykové zóny margecianskeho typu, zvýraznené tektonickou selekciou horninových celkov. Regionálna diaforéza kryštalinika pásma Čiernej hory v sz.—jv. zónach fylonitov a mylonitov sa nesporne viaže na túto metamorfnú etapu deformačného štádia D_3 .

Laramicky naložené, priečne orientované štruktúry sa v megastavbe pásma Čiernej hory a v príslušných štruktúrnych jednotkách uplatňujú najmä disjunktívnymi systémami. Dislokačné zóny s.—j. smeru i relatívne mladšie zóny sv.—jz. smeru majú rytmický (km — resp. 10 km) trend. Na nich sú založené depresné štruktúry, obvykle vyplnené vnútrokarpatským paleogénom, resp. (pri v. okraji pohoria) neogénnymi sedimentmi.

Členenie kryštalinika pásma Čiernej hory a prehľad litológie odlišených komplexov

Súčasná chápanie geológie kryštalinika Čiernej hory je založené najmä na výsledkoch prác F. Rosinga (1947) a O. Fusána (1954 a, b). Petrografický výskum metamorfítov západnej časti pohoria vykonal J. Pták (1956) a J. Šalát (1953) a V. Radzo (1958). V granitoidoch pásma Čiernej hory odlišili dve základné variety — kyslý typ (aplity a pegmatity) a bázický typ (biotitickú žulu).

F. Rosing (l. c.) zaraďuje kryštalinikum Sľubice a Čiernej hory k Ľumbierskemu pásmu. Tento záver po výskume kryštalinika Sľubice akceptuje i L. Kamenický (1958). Pararuly a amfibolity z. časti Čiernej hory F. Rosing (l. c.) považuje za metamorfované ekvivalenty sedimentov varískej geosynklinály. Odlišuje ortoruly a porovnáva ich s „vysokoorogénnym granitom Ľumbierskeho typu“.

Výstižný prehľad litológie a stavby jv. časti kryštalinika Čiernej hory podal O. Fusán (l. c.). Za najstarší komplex hornín považuje (l. c., b.) sériu svorových rúl, ktorú na základe predmetamorfných znakov paralelizuje s gelnickou sériou gemeríd. Pripomína, že časť svorov môže patriť aj k fylitovo-diabázovej sérii.

Na základe uvedených poznatkov bol vzťah kryštalinika pásma Čiernej hory k ostatným segmentom kryštalinika Západných Karpát viacnásobne reinterpretovaný v šesťdesiatych rokoch. Tak napr. M. Máška—V. Zoubek (1961) považujú metamorfity Čiernej hory a Sľubice za východné pokračovanie „kohútskej série“. Zvrásnenie a progresívnu metamorfózu tejto série spájajú s asýnskym vrásnením. A. Matějka—O. Fusán (in A. Matějka et al. 1964) zaraďujú metamorfovaný komplex celej elevácie do tatranskej (rulovej) série spodno — až strednoproterozoického veku. J. Kamenický (in M. Mahef et al. 1967) začleňuje kryštalické bridlice pásma Čiernej hory do jarabskej série staro- až strednoproterozoického veku. Kryštalinikum Sľubice interpretuje ako východné pokračovanie Ľumbierskeho kryštalinika s obsahom všetkých typov granitoidov predkambrického vývojového cyklu (l. c.). Kryštalinikum Čiernej hory s. s. na základe intenzívnej regionálnej diaforézy porovnáva s kryštalinikom krakovského pásma. Granitoidy Čiernej hory považuje za normálne postkinematické granitoidy varískeho vývojového cyklu.

Vychádzajúc z posledných výskumov, môžeme v centrálnej časti kryštalinika Čiernej hory odlišiť tri, viac-menej samostatné litologické komplexy:
komplex primorogénnych migmatitov a pararúl
komplex diaftoritizovaných pararúl
granitizovaný komplex Bujanovej

Vyčlenené komplexy majú zsz.—vjv. priebeh a výrazné rozdiely v predneoidnej litologickej náplni. V jv. časti Čiernej hory prvé dva v podstate zaberajú rozsah série svorových rúl vymedzenej O. Fusánom (l. c.). Západne od údolia Bystrej budujú celý profil kryštalinika Čiernej hory. Granitizovaný komplex Bujanovej je jz. od Margecian prekrytý nasunutými gemeridami. Vzájomný styk odlišených komplexov i kryštalinika ako celku s obalovými útvarmi je výrazne, často viacnásobne reaktivovaný neoidnými tektonometamorfnými procesmi.

Komplex primorogénnych migmatitov a pararúl

Vyvinutý je pri sv. okraji kryštalinika Čiernej hory. Jeho v. pokračovanie je jv. od Miklušoviec zakryté obalovými útvarmi. K tomuto komplexu počítame i primorogénne migmatity s podstatným podielom substrátu i metatektu pri s. okraji kryštalinika Sľubice (O. Fusán et al. 1963). Žuloruly a migmatity s malým podielom substrátu (l. c.) v zmysle charakteristiky J. Ptáka (1956) i pomerov na j. a s. svahoch Bujanovej sú naloženým neskorokinematickým fenoménom jednotného (hercýnskeho) orogénneho cyklu.

Na s. svahoch Bujanovej v diskutovanom komplexe jednoznačne prevládajú stromatiticko-nebulitické migmatity. Sú to drobnozrnné, šedo-zelené horniny s mm prúžkami aplitoidného metatektu. Zloženie substrátu v zásade zodpovedá jemnozrnným biotitickým rulám. Okrem podstatných minerálov — kremeňa, živcov (K — živec < plagioklas 27—30% An), chloritizovaného biotitu, je prítomný nepodstatný muskovit a akcesorický apatit, zirkón, resp. rudné minerály.

Smerom k j. okraju komplexu vzrastá obsah rúl (K živec > plagioklas) a diaftoritizovaných rúl, v ktorých miestami prevláda plagioklas nad K — živcom. Uvedené variety rúl kontinuálne prechádzajú do migmatitov. Pre oba typy je charakteristický zvýšený obsah biotitu a stála prítomnosť akcesorického granátu.

Špecifickým znakom tohto komplexu je prítomnosť 10—100 m intrafoliačných telies aplit-pegmatitoidných granitov. Styk grynitov s metamorfitmi je v koncových úsekoch telies sprostredkovaný nástrekmi pegmatitoidného metatektu centimetrových hrúbok. V rozsiahlejších (10—100 m) zónach difúzných migmatitov dochádza k všesmernej blastéze 4,0—5,0 mm veľkých muskovitov, ktoré miestami uzatvárajú fibroblastický sillimanit.

Komplex diaftoritizovaných pararúl

Tvorí centrálnu časť kryštalinika Bujanovej. Od severnejšieho komplexu sa odlišuje neprítomnosťou stromatiticko-nebulitických migmatitov a od granitizovaného komplexu Bujanovej nedostatkom prejavov granitizácie. Opis listologickej náplne komplexu z. od Bystrej je zahrnutý v prácach F. Rosinga (1947) a J. Ptáka (1956).

V oblasti bujanovského masívu sa na jeho zložení podieľajú jednak diaftoritizované pararuly s pomerne dobre zachovanými vzťahmi predneoidného tektonometamorfneho vývoja, najmä však diaftoritické svory týchto hornín. Sporadicky (pri j. okraji) sú zastúpené i relikty svorov predgranitoidného metamorfneho štádia. Najrozšírejšími metamorfittmi komplexu sú rôzne variety fylonitov, vznikajúce na úkor všetkých predchádzajúcich typov kryštalických bridlic. Mimoriadne závažná je i prítomnosť hornín, na zložení ktorých sa podieľajú mezometamorfne minerálne asociácie dvoch časovo veľmi vzdialených tektonometamorfnych etáp — regionálne metamorfnej (predgranitoidnej) etapy a neoidnej (ponásunovej), progresívne metamorfnej etapy. Extrémne produkty tejto izozonálnej interferencie paragenéz sme nazvali *polygénnymi svormi*.

Pôvodný charakter metamorfítov vyčleneného komplexu možno rekonštruovať z reliktov diaftoritizovaných pararúl, ktoré sa vyskytujú hlavne v centrálnom a sv. úseku komplexu. Tvoria tu zvyčajne šošovkovité, pretiahnuté bloky vo fylonitoch. Najvyššie temperované produkty predgranitoidnej dynamometamorfózy sú v tomto úseku reprezentované najmä diaftoritizovanými rulami (K — živec > plagioklas). Vyskytujú sa hlavne v závere údolia Dialavy, kde pozvoľne zasahujú i do severnejšieho komplexu primorogénnych migmatitov a pararúl. Diskutovaný typ metamorfítov sa vyznačuje vysokou petrografickou variabilitou, ktorá je kontrolovaná jednak menlivým pomerom slúd a živcov, jednak významným a nerovnomerným uplatnením alochemických procesov počas neoidného vývoja kryštalinika. Typický znak týchto hornín — prevaha K — živca nad plagioklasmi — ostáva však zachovaný na každom stupni neoidných premien.

Spolu s rulami (K — živec > plagioklas) vystupujú i diaftoritizované ruly (plagioklas > K — živec), ktoré reprezentujú druhú základnú varietu predgranitoidných metamorfítov tejto oblasti. V porovnaní s predchádzajúcim typom rúl majú opačné modálne vzťahy živcov. Ich relikty sa vyskytujú i v južnejších úsekoch komplexu (Lieskovec, Rolová). Týmto smerom zároveň narastá i rozsah diaftoritov týchto hornín, čo môže poukazovať na primárne priestorové vzťahy obidvoch horninových typov. Uvedený predpoklad je pravdepodobný tým skôr, že v južnej časti komplexu tieto ruly miestami obsahujú zvýšený podiel granátu a staurolitu. Juhovýchodne od Rolovej v podstate pozvoľne prechádzajú do diaftoritizovaných granatických a stauroliticko-granatických svorov, ktoré sú najnižšie temperovanými produktmi predgranitoidnej metamorfózy kryštalinika Čiernej hory.

V strednej a jv. časti komplexu diaftoritizovaných pararúl sú bežne zastúpené

diaftoritické ekvivalenty charakterizovaných metamorfítov, ktoré obsahujú 15—49 % proterogénnych komponentov. Po obidvoch svahoch údolia Diaľavy sú hojne rozšírené silicifikované ruly (K — živec > plagioklas). Tieto horniny sú teritorálne i petrograficky prechodným členom od diaftorizovaných rúl (K — živec > plagioklas) k diaftoritickým svorom. Petrograficky sú príznačné rozsiahlym zatláčaním blastoporfyrických živcov kremeňom. Ďalšie litologické typy diaftoritov tvoria buď dm—m, zvyčajne disharmonicky vrásnené polohy v chlorit-muskovit-kremitych svoroch, alebo samostatné, pretiahnuté šošovky vo fylonitoch, ktorých forma a priebeh sú zvyčajne výsledkom stupňa interferencie neoidnej vrásovej stavby a naložených, koaxiálnych foliačných systémov.

Z hľadiska neoidného vývoja kryštalinika Čiernej hory je mimoriadne dôležitá skupina polygénnych svorov. V minerálnej asociácii týchto hornín je čo do obsahu temer rovnomerne zastúpená mezozonálna paragenéza predgranitoidnej regionálnej termodynamometamorfózy a faciálne skoro ekvivalentná paragenéza neoidnej (ponásunovej) metamorfózy. Prvá je reprezentovaná plagioklasom I (An 26—28), granátom, staurolitom, akcesorickým biotitom I, apatitom a \pm zirkónom. Neoidná paragenéza zastúpená biotitom II, plagioklasom II (An 8—14), muskovitom a turmalínom preukázateľne zatláča vyššie uvedené proterogénne komponenty i šošovky sekrečného kremeňa. Posledné sú mozaikovite rekryštalizované a prerastené všesmerne orientovanými lupienkami muskovitu a biotitu II.

Polygénne svory sú viazané na zámkové úseky sz.—jv. vrás. Tvoria drobné (dm—m) šmuhovité polohy, najmä v nekompetentných litoch vrásových štruktúr. Neoidná paragenéza svorov má zároveň syntektonické až posttektonické vzťahy ku sz.—jv. vrásam a v regionálnom meradle predkinematické relácie k plochám s_3 , t. j. k penetratívnej kliváži osovej roviny sz.—jv. vrás.

V hlbšie založených prešmykových zónach sz.—jv. smeru miestami neoidný muskovit a biotit jednoznačne rastie v plochách stavby s_3 . I mozaikovite rekryštalizovaný undulózný agregát šošoviek sekrečného kremeňa dokumentuje prekryštalinné razenie plôch s_3 . Uvedené vzťahy boli preukázané v prešmykovej zóne Bujaniska.

Táto disjunktívna megaštruktúra prebieha centrálnou časťou Bujanovej a smerom k JV deštruuje obalové útvary včítane mezozoika ružinskej série. Na Spálenom vrchu je v nej situované teleso pyroxenicko-anfibolikého dioritu, ktoré je nepochybne mladšie než samotná zóna.

Hlbšie založené zóny s_3 prešmykového typu sa zrejme vyznačujú dlhodobou aktivitou s prejavmi kompresie i uvoľňovania. Boli využité pre výstup neoidných intrúzií, resp. izotermálnych plôch relatívne mladšieho pulzu neoidnej prográdnej metamorfózy.

Výsledným produktom neoidnej „homogenizácie“ parakryštalinika sú fylonity. Sú najrozšírenejším horninovým typom komplexu. Vyvinuté sú predovšetkým na jv. leme, hlavne v sz. časti komplexu. Ich vznik je kontrolovaný jednak štruktúrnym, jednak litologickým faktorom. Aj to je jeden z dôvodov prevahy „kremitejších“ diaftoritov v komplexe diaftoritizovaných pararúl. Majú zvyčajne „húžvovitú“

textúru, ktorá je výsledkom listrickej odlučnosti po príslušnej foliačnej ploche a parciálnej translácie po strižných plochách mladšieho systému kliváže. Z petrografickej štruktúrnej analýzy územia vyplýva, že fylonity nie sú produktom iba jedného tektonometamorfného aktu a majú málo variabilné petrografické zloženie.

Granitizovaný komplex Bujanovej

Zaberá podstatnú časť jv. úseku kryštalinika Čiernej hory. Medzi Ružínom a Košicami je väčšinou zakrytý obalovými útvarmi. Vzájomne izolované výskyty komplexu v oblasti Ťahanoviec, Sokola a Kysaku vykazujú však úzke priestorové i litologické analógie k typickému vývoju komplexu na j. svahoch Bujanovej. K najnápadnejším patrí zreteľná prevaha granitoidov nad kryštalickými bridlicami v jv. časti komplexu, naznačená už v oblasti Ružína, a v rámci granitoidov nedostatok autometamorfovaných variét smerom k JV. Rovnako povaha substrátu a metatektu v xenolitoch plášťa a reakcie medzi nimi sú vo všetkých telesách ekvivalentné.

Najúplnejší sled litologických variét granitizovaného komplexu Bujanovej je vyvinutý medzi Margecanmi a Ružínom. Na stavbe komplexu sa tu podieľa litologicky pestrá škála metamorfítov, granitoidov a neoidných tektonitov týchto hornín.

Kryštalické bridlice zaberajú asi jednu tretinu bujanovského úseku komplexu. Vystupujú najmä v dvoch, temer súvislých pruhoch zsz.—vjv. smeru v centrálnej a severnej časti komplexu, ktoré sú oddelené smernými telesami granitoidov.

Špecifickou črtou metamorfítov komplexu Bujanovej sú jednoznačné prejavy mobilizácie a granitizácie, ktorých konečným produktom sú najrozšírenejšie variety granitoidov — hybridný a strednozrnný biotitický granodiorit. Tieto vzťahy sa prejavujú zintenzívňovaním migmatizácie smerom ku granitoidom, analogickým zložením metatektu v migmatitoch a neostrými hranicami všetkých produktov mobilizácie.

Nepodstatný až akcesorický podiel parciálne anatektickej paragenézy obsahujú len drobnozrnné biotitické a dvojsľudné pararuly. Sú vyvinuté najmä v axiálnej časti centrálneho pruhu komplexu metamorfítov. Ich zloženie je v podstate dané rekryštalizovanou asociáciou komponentov s podstatným zastúpením kremeňa, plagioklasu (28—32 % An, resp. 23—26 % An), biotitu a K — živca. Granát, muskovit, rudné minerály, apatit, zirkón a staurolit majú akcesorické zastúpenie.

Mimoriadne závažná je prítomnosť proterogénneho staurolitu a granátu. Spolu s ďalšími príznakmi indikuje stupeň predgranitoidného metamorfizmu komplexu a jeho priamu nadväznosť na zónu proterogénnych svorov komplexu diaforitizovaných pararúl.

Spolu s biotitickými a dvojsľudnými pararulami vystupujú i migmatity s podstatným podielom paleozómu. Aplitoidný neozóm migmatitov obvykle tvorí izometrické 0, X mm veľké kumuloblasty. Smerom ku granitoidným telesám uvedené variety

prechádzajú do migmatitov s podstatným podielom neozómu, ktorý je tvorený oftalmiticko-stromatitickým agregátom plagioklasu (An 25—27 %), K — živca, kremeňa a \pm muskovitu. Styk kryštalických bridlic s granodioritmi je zvyčajne sprostredkovaný nebulitickými migmatitmi a perlovými rulami.

Metabáziká tvoria dm—m, celkom výnimočne (Kunazov) i hrubšie, obvykle ložné, navzájom nesúvislé polohy v rulách a migmatitoch, prípadne xenolity v granodiorite. Na styku s ostatnými typmi metamorfítov bývajú vyvinuté amfibolické ruly. K najrozšírenejším petrografickým varietám patria hrubozrnné masívne amfibolity, strednozrnné masívne biotitické amfibolity, drobnozrnné amfibolity a amfibolické ruly. V oblasti Kunazova boli zistené i 1×3 m telesá masívnych veľkozrnných amfibolovcov vystupujúcich v centrálnej časti najväčšieho telesa metabázitov.

V exokontakte autometamorfovaných granitov sú vyššie uvedené variety metamorfítov difúzne migmatitizované. Neozóm tejto naloženej etapy migmatitizácie je tvorený oftalmitickými kumuloblastami kremeňa, ortoklasu a mikroklínu, resp. (v prikontaktných 10 m zónach) len porfyroblastami ortoklasu asi $2,2 \times 1,5$ cm veľkosti.

Podstatná časť granitizovaného komplexu Bujanovej je tvorená granotoidnými horninami. Vyskytujú sa najmä v dvoch kilometrových telesách, ktoré sa líšia i proporcionálnym zastúpením základných petrografických variét, strednozrnného biotitického granodioritu, hybridného granodioritu, autometamorfovaného granitu aplit-pegmatitoidných granitov.

V severnejšom telese, vyvinutom na oboch stranách rázsochy Holý vrch — Bujanová — Štolda, prevláda hybridný granodiorit. Drobné, neostro ohraničené výskyty autometamorfovaného granitu a strednozrnného biotitického granodioritu vystupujú najmä v oblasti Štoldy. Rozsiahlejšie teleso pri jz. okraji kryštalinika je tvorené hlavne strednozrnným biotitickým granodioritom. Hybridný granodiorit je vyvinutý pri sz. ukončení telesa, na s. svahoch Šluchty.

Značne rozšírený autometamorfovaný granit obsahuje šmuhovité polohy aplit-pegmatitoidných granitov. Juhovýchodne od Veľkého Folkmára v podloží obalových útvarov tvorí súvislé, asi 3 km dlhé a 250 m široké teleso. Menšie telesá v oblasti Šluchty, Terbecínu a Záhradiek v prevažnej miere sledujú kontakt granitoidov s metamorfítmi.

Styk jednotlivých variet granitoidov je neostvý. Základný a najrozšírenejší typ — strednozrnný biotitický granodiorit — má podstatný obsah plagioklasov (An 21—35 %) kremeňa, K — živca a biotitu. Z akcesórií je prítomný muskovit, apatit, zirkón, rutil, vzácné i ortit. V zmysle klasifikácie A. Streckeisen (1973) patrí jednoznačne granodioritu.

Vo vrcholových úsekoch a na styku s metamorfítmi strednozrnný biotitický granodiorit pozvoľne prechádza do hybridného granodioritu, ktorý podľa modálnych vzťahov určujúcich minerálov A. Streckeisenovej (l. c.) klasifikácie zodpovedá

mela-granodioritu; niektoré úseky s vysokým obsahom restitov plášta majú zloženie tonalitov a v exokontaktach autometamorfovaného granitu kremitych monzodioritov. V reprezentatívnej asociácii minerálov prevláda plagioklas (An 30—36 %) nad biotitom, kremeňom a K — živcom. Akcesórie tvoria apatit, muskovit, zirkón, rutil, ortit a rudné minerály.

Autometamorfovaný granit vznikol metasomatickým zatláčaním obidvoch predchádzajúcich typov. Modálne sa od nich líši prevahou K — živca nad plagioklasmi (An 28—33 %), podstatne vyšším obsahom kremeňa a zníženým podielom biotitu. Patrí do skupiny granitu A. Streckeisenovej (l. c.) klasifikácie.

Na stavbe uvedeného komplexu sa významne podieľajú neoidné tektoniky. Vznikajú predovšetkým na styku mechanicky kontrastných celkov a v štruktúrne predisponovaných úsekoch. Najrozšírenejšie sz.—jv. zóny majú stredný úklon k JZ a šírku v rozsahu 10—100 m radu. Tvoria ich prevažne fylonity kryštalicích bridlíc a blastomylonity granitoidov.

Reprezentatívne znaky predneoidných vývojových etáp kryštalinika Čiernej hory

Napriek pokročilému stupňu neoidnej rekryštalizácie distribúcia vyčlenených litologických komplexov kryštalinika Čiernej hory si zachováva základné črty predalpínskych štruktúrno-metamorfných vzťahov.

Tak vo všetkých troch vyčlenených komplexoch bola overená prítomnosť taxonomického prvku stavby D_1 — vrás V_1 . Pre limitovanie vrchnej hranice formovania vrás V_1 , je rozhodujúca prítomnosť drobných samostatných telies hybridného i strednozrnného biotitického granodioritu v plochách s_1 , t. j. kliváži osovej roviny vrás V_1 i vo vrásnených plochách s_0 (granitizovaný komplex Bujanovej). Nemenej závažným faktorom je i petrogenetická úloha plôch s_1 , ktoré v metamorfitech granitizovaného komplexu Bujanovej plnia funkciu kryštalizačnej bridličnatosti. Sú zvýrazňované obvykle mimetickou blastézou slúd, amfibolov a ložnými polohami kumuloblastov metatektu. Produkty mobilizácie granitizovaného komplexu Bujanovej fixujú základné štruktúrne prvky vrás V_1 . Sú teda mladšie, ako stavba D_1 . Podstatné črty predgranitoidnej metamorfózy možno rekonštruovať z priestorových vzťahov príslušných horninových variét a asociácie minerálov v obidvoch severnejších komplexoch. Tak pre sv. okraj kryštalinika — pre komplex primorogénnych migmatitov a pararúl sú charakteristické stromatiticko-nebulitické migmatity a diafortitizované ruly (K — živec > plagioklas). Smerom k j. sú postupne nahradzované diafortitizovanými rulami (plagioklas > K — živec).

Pri okraji komplexu diafortitizovaných pararúl obsahujú diafortitizované ruly (plagioklas > K — živec) zvýšený podiel granátu i staurolitu a kontinuitne prechádzajú do diafortitizovaných granátických, resp. stauroliticko-granátických svorov. Na druhej strane, v komplexe primorogénnych migmatitov a pararúl bola

overená prítomnosť sillimanitu v asociáciách, ktoré poukazujú na jeho vznik v predgranitoidnej metamorfnej etape. Z uvedeného vyplýva, že *stromatiticko-nebulitické migmatity sú pravdepodobne najvyšším a diafторitizované (primárne stauroliticko-granátické i granáticko-staurolitické) svory metamorfne najnižším produktom predgranitoidnej metamorfnej etapy.*

Prítomnosť oboidvoch minerálov (hlavne staurolitu) a ich sukcesívne vzťahy k periplutonickéj paragenéze a metatektu v granitizovanom komplexe Bujanovej sú závažným momentom, ktorý poukazuje na postupnú nadväznosť predgranitoidného metamorfizmu kryštallických bridlic tohto komplexu na reliktu teraz diafторitizovaných pararúl. Toto zistenie má zásadný význam. Dokazuje *príslušnosť metamorfítov granitizovaného komplexu Bujanovej k relatívne staršej, metamorfne jednotnej sérii kryštallických bridlic v bujanovskom masíve.* Poskytuje tiež ďalší argument na limitovanie spodnej hranice anatektickej mobilizácie tohto komplexu, ktorá je zároveň preukázateľne vrchnou hranicou predgranitoidnej metamorfnej etapy uvedenej jednotnej série kryštallických bridlic. *Minerálna asociácia metamorfítov tejto série bola konštituovaná pred anatektickou mobilizáciou* a má v rámci študovaného profilu kryštallinika regionálny charakter. Tieto relácie kryštallických bridlic komplexu diafторitizovaných pararúl a granitizovaného komplexu Bujanovej sa premietajú i do neoidnej stavby kryštallinika. Vylučujú neoidnú redukciu oboidvoch komplexov mimo rozsahu mezozóny predgranitoidnej regionálnej metamorfózy.

Pri sumarizácii prichádzame k záveru o *s.—j. trende distribúcie izometamorfnych zón predgranitoidného regionálneho metamorfizmu* v kryštallických bridliciach bujanovského masívu. Tento poznatok presahuje rozsah skúmanej oblasti i pásma Čiernej hory. Umožňuje bezprostrednú konfrontáciu generálnych čít príslušnej metamorfnej etapy s ostatnými jadrovými pohoriami centrálnych Západných Karpát. K analogickému zisteniu gradácie predgranitoidného metamorfizmu v kryštalliniku Západných Karpát dospel aj E. Krist (1973).

Pre upresnenie regionálneho predgranitoidného metamorfizmu v termínoch *deformácia — kryštallizácia* je rozhodujúca prítomnosť rotoblastov indexových minerálov (k-živca, staurolitu) i granátu v reliktoch typomorfných variét predgranitoidnej metamorfózy — v diafторitizovaných sľudnatých rulách a v diafторitizovaných svoroch. *Sigmoidálne zoradené inklúzie v týchto mineráloch potvrdzujú synkinematickú blastézu katazonálnej i mezozonálnej paragenézy predgranitoidného metamorfizmu* — teda termodynamometamorfny charakter regionálnej metamorfózy kryštallinika bujanovského masívu.

I v širších súvislostiach je nemenej závažnou otázkou vek regionálnej termodynamometamorfózy. Jej interpretácia je iste poplatná použitej metodike výskumu. Geochronologické údaje z oblasti kryštallinika Čiernej hory zatiaľ neboli publikované. Z interpretácií nepriamych súvislostí sú dôležité pozvoľné prechody predneoidných reliktov kryštallických bridlic medzi komplexom primorogénnych migmatitov a pararúl a komplexom diafторitizovaných pararúl, i kontinuitná nadväznosť

posledného s granitizovaným komplexom Bujanovej. Tieto relácie sú závažným argumentom pre jednoaktový vznik regionálne metamorfnej paragenézy. Jej s.—j. gradáciu v zmysle diskutovaných poznámok interpretujeme ako primárny (zonálny) faktor tejto metamorfnej etapy.

V kryštálických bridliciach bujanovského masívu neboli zistené žiadne metamorfne, ani štruktúrne anomálie, ktoré by nebolo možné objasniť z hľadiska neoidných tektonometamorfných štádií, resp. vplyvom s. l. postorogénnych procesov hercýnskej plutonizácie. Naopak, na príklade najnižšieho štádia mobilizácie — premeny stauroliticko-granátických svorov na drobnozrné biotitické pararuly v granitizovanom komplexe Bujanovej je možné preukázať rozsah, dôvod, sukcesívnu pozíciu i metamorfne primárny charakter „faciálneho skoku“ v rámci tej istej série kryštálických bridlíc. Anatektická mobilizácia kryštálických bridlíc má alochemický charakter a je taká rozsiahla, že objemove prevládajúce, pokročilejšie produkty s výnimkou metabázitov sa obvykle nedajú paralelizovať s pôvodnými horninami.

Pri intenzívnych procesoch neskoropostkinematickej hercýnskej mobilizácie je ťažko vylúčiť predchádzajúcu vysoko-orogénnu etapu metamorfózy so zodpovedajúcou „faciálnou hladinou“. Odporujú tomu i vyššie diskutované úzke vzťahy lokalizácie metatektu mobilizátov granitizovaného komplexu Bujanovej (vrátane granitoidov) s plochami s'_0 a s'_1 vrás V_1 . Tieto planárne systémy, menovite plochy s'_1 sú plochami kryštalizačnej bridličnatosti metamorfítov granitizovaného komplexu Bujanovej. Rovnaké vzťahy kryštalizačnej bridličnatosti ku kliváži osovej roviny vrás vo vysokometamorfovaných komplexoch patria k najtypickejším znakom metamorfných rajónov (V. V. Belousov—I. V. Kirillovová 1970). Pokiaľ by teda stavba V_1 metamorfítov bola produktom intraalgonického, resp. bajkalského vrásnenia, v súlade s granitotvornými procesmi, pripisovanými týmto fázam (J. Kamenický 1968), kryštalizačná bridličnatosť vrás V_1 by mala byť využívaná migmatitmi týchto orogénov a študované kryštalinikum by malo obsahovať selektívne mobilizačné, prípadne palingénne subautochtónne granity v zmysle J. Kamenického (l. c.). Avšak i podľa tohto autora (l. c. 1973) granitoidy Čiernej hory patria k variskemu orogénnemu cyklu. Metamorfity Čiernej hory zaraďuje J. Kamenický (in M. Maheľ et al. 1967) do jarabskej série, vrásnenej a metamorfovej (l. c.) v prekambrickom orogénnom cykle. Pri akceptovaní tejto predstavy vznikajú ďalšie ťažkosti. Po prvé, v nedostatku prejavov mladších (kaledónskych a hercýnskych) metamorfných etáp, ktoré by sa v kryštálických bridliciach Čiernej hory mali uplatniť zrejme retromorfne (presnejšie diaforicky), a po druhé, v časovo neúmerne homogénnej orientácii stavby V_1 , ktorá by bola spodobená a zvýraznená až hercýnsky postkinematickými granitoidmi pásma Čiernej hory. Ak porovnáme tieto aspekty s niekoľkonásobnými zmenami trendu tektonometamorfných etáp i orientácie štruktúrneho plánu, v najlepšie doložených neoidných štádiách deformácie sú uvedené problémy veľmi výrazné aj za predpokladu oveľa menšej intenzity uvedených tektonometamorfných cyklov.

Rovnako, geochronologické údaje o veku metamorfítov kryštalinika Západných Karpát, sumarizované A. Bojkom—L. Kamenickým—P. N. Semenkom—B. Cambelom—N. Ščerbakom (1974), nepotvrdzujú iný než paleozoický (presnejšie hercýnsky) vek tatrídneho úseku kryštalickej bridlic jarabskej série bezohľadu na použitú metodiku (K/A, resp. Rb/Sr). Časť hodnôt, napr. 385 mil. rokov (oválne zrnká zirkónu z migmatitov Nízkych Tatier), resp. 413 mil. rokov (leukokrátne ruly masívu Goríčkovej — J. Burchart 1970, ex. l. c.) je buď nejednoznačne interpretovateľná, prípadne (J. Burchart ex. E. Krist 1973) naznačená a poukazuje na kaledónsky? orogénny cyklus.

Sukcesívna pozícia litologických variet granitizovaného komplexu Bujanovej v tektonometamorfnom vývoji kryštalinika Čiernej hory vyplýva z predchádzajúcich poznámok. Navyiac, úlomky granitoidov tvoria časté fragmenty v sedimentoch permu. Podľa štruktúrnych i petrografických kritérií možno túto etapu predneoidnej metamorfózy kryštalinika interpretovať ako etapu *neskoropostorogénnej s. l. regionálnej mobilizácie kryštalinika* a jej produkty možno považovať za v podstate mimetické tektonity s bližšie nešpecifikovanou blastetrix. Mobilizácia tmavých komponentov anatektitov sa prejavuje už na úrovni metatexity-diatexity.

Pre kryštalinikum granitizovaného komplexu Bujanovej je typická i *prítomnosť relatívne mladšej K — živcovej metamorfnej etapy*. Naložený charakter tejto etapy vyplýva z typicky metasomatických reakcií autometamorfných komponentov s minerálnou asociáciou hybridného a strednozrnného biotitického granodioritu, i s relatívne staršou paragenézou kryštalickej bridlic komplexu. Neoidný vek autometamorfovaných granitov vylučuje erozívny styk s obalovým permom i valúnový materiál granitu v zlepenoch tohto útvaru (autorove výskumy).

K — živcové migmatity i autometamorfovaný granit možno v zmysle J. Suka (1964) považovať za výsledok spoločného procesu typu kontaktnej migmatitizácie, ktorá využila plochy materiálovej, ale i štruktúrnej inhomogenity v granitizovanom komplexe Bujanovej ako prívodné cesty. Finálnym produktom sa zdajú byť neostre šmuhy a hniezda aplitov a pegmatitov v samotnom granite, ale tiež sporadické žily, vystupujúce obvykle na styku kryštalickej bridlic a plutonitov. Zdroj kálie je buď v pôvodných horninách, v ktorých lokálne mohli v procese mobilizácie vzniknúť podmienky na jeho koncentráciu (chemicky nerovnovážnym stavom podmieneným petrochemickou povahou asimilovaných metamorfítov), alebo sa nachádzali v prínose z hypotetických plutonitov v hĺbke.

Polymigmatity pri sv. okraji kryštalinika — v komplexe primorogénnych migmatitov a pararúl majú menší rozsah, odlišný petrografický charakter a špecifické vystupovanie. Sú úzko späté s drobnými telesami aplitoidných granitov. Tvoria ich kontaktné aureoly s vnútornou (najmä terminálnou) zónou, obvykle dm radu a s externou, pozvoľne vyznievajúcou zónou radove 10 m. Pre prvú zónu je typický vznik injekčných stomatitických migmatitov s max. 3,0 cm hrúbkou pegmatitoidného metatektu, druhá zóna je špecifická vysokým obsahom max. 6,0 mm lupeňov

muskovitu. K — živec má spravidla akcesorické zastúpenie, čím sa i takto preformované (polymigmatizované) úseky stromatiticko-nebulitických migmatitov s mezoskopickými reliktnými vrás V_1 zásadne líšia od polymigmatitov granitizovaného komplexu Bujanovej.

Migmatitové (resp. polymigmatitové) aureoly aplitoidných granitov sú typickými zónami kontaktných migmatitov. V porovnaní s K — živcovými kontaktnými migmatitmi granitizovaného komplexu Bujanovej predstavujú nepatrne mladšiu etapu, viazanú na subautochtónne injekcie finálnych apliticko-pegmatitoidných mobilizátorov. Sukcesívne ekvivalentné relácie vykazujú napokon i hniezdovité akumulácie a žily apliticko-pegmatitoidných granitov (resp. aplitov-pegmatitov) v granitizovanom komplexe Bujanovej. Vyhranené chemické zloženie týchto finálnych produktov plutonizácie objasňuje i osobitný typ kontaktnej modifikácie plášťa leukokrátnych granitov pri sv. okraji kryštalinika.

Z uvedených poznámok a petrograficky i štruktúrne úzkych vzťahov regionálneho termodynamometamorfizmu kryštalických bridlíc bujanovského masívu a anatektonickej mobilizácie týchto metamorfítov na j. svahoch Bujanovej možno predpokladať kontinuitný sled obidvoch procesov v hercýnskom orogénnom cykle. Granitoidné variéty sú takto integrálnou súčasťou hercýnskej orogénnej zóny západokarpatského kryštalinika. Ich depozícia je v študovanom úseku kontrolovaná štruktúrnym plánom makro- megaštruktúr V_1 .

Pre kryštalinikum Čiernej hory je v zásade možné akceptovať Burchartovu (1970 ex E. Krist 1973) schému členenia karbónskej metamorfózy Západných Tatier na:

1. etapu vysokoteplotného metamorfizmu + anatektickej diferenciácie (v prípade Čiernej hory s neskoroposttektonickou tvorbou migmatitov a anatektických granitoidov),

2. etapu posttektonického K — metasomatizmu, završeného tvorbou apliticko-pegmatitoidných granitov.

Pozícia kryštalinika pásma Čiernej hory v kontexte jadrových pohorí Západných Karpát

Z uvedeného prehľadu stavby a litológie kryštalinika Čiernej hory možno zhrnúť súbor typických znakov, ktoré sú rozhodujúce pre jeho zaradenie do kontextu kryštalinika Západných Karpát. Patria k nim:

- vz. orientácia synmetamorfnej hercýnskej stavby so štýlom s.—ssv. vergentných šikmých, stlačených vrás,

- s.—j. trend a severná gradácia predgranitoidnej regionálnej termodynamometamorfózy,

- naložený, postkinematický charakter hercýnskej mobilizácie kryštalinika a ďalších granitotvorných procesov; ich priestorové a štruktúrne vzťahy a typ minerálnych paragenéz,

- špecifická asociácia vulkanizmu v obalovom perme (S. Jacko 1975a, b),
- intenzita a povaha polyštadiálnej adaptácie hornín kryštalinika v priebehu neoidných tektonometamorfných procesov.

Východozápadnú orientáciu a analogický (izoklinálny) typ predneoidných vrás overil v dumbierskom kryštaliniku K. Siegl (1973), v kryštaliniku Vysokých Tatier Š. Kahan (1969) a v kryštaliniku veporid A. Klínec (1966). Vz. vrásové štruktúry zdajú sa byť teda homogenizujúcim elementom predneoidnej stavby západokarpatského kryštalinika. Ich prítomnosť v kryštaliniku pásma Čiernej hory nerieši otázku jeho západného pokračovania. Naznačuje však jeden zo spoločných znakov stavby kryštalinika Západných Karpát.

I povahou a trendom predgranitoidnej regionálnej termodynamometamorfózy sa kryštallické bridlice sľubického antiklinória v podstate nelíšia od metamorfítov vyššie uvedených jadrových pohorí. Predgranitoidné minerálne asociácie v profile antiklinória zodpovedajú fácii almandinických amfibolitov faciálnej série typu Barrow H.G. Winklera (1969). Pri j. okraji komplexu diaforitizovaných pararúl typickú asociáciu stauroliticko-almandinovej subfácie nahrádza smerom k S asociácia distén-almandín-muskovitovej subfácie. Tepelne najvyššej subfácii almandín-amfibolitovej fácii, zastúpenej pri s. okraji antiklinória, zodpovedá viac druhá asociácia komponentov z ílovitých sedimentov, t. j. kremeň + almandín + biotit + ortoklas + plagioklas (l. c. 1969).

I ďalší typický znak kryštalinika Čiernej hory — prítomnosť vysokometamorfných komplexov s obsahom granitoidov v nadloží tepelne nižšej hercýnskej regionálnej termodynamometamorfózy — podľa najnovších štúdií je spoločný pre kryštalinikum porovnávaných jadrových pohorí. Analogická je aj subhorizontálna orientácia a neoidná aktivizácia stykových plôch predmetných komplexov (Vysoké Tatry, veporidy, Čierna hora). V podloží sunutých, vyššie metamorfovaných komplexov kryštalinika sú často zakorenené segmenty obalových útvarov (Čierna hora, veporidy) a superponované komplexy sú evidentne prevrásnené alpínskymi vrásovými štruktúrami (S. Jacko 1975a, b; A. Klínec 1966). Varísky predisponované inhomogenity mali zrejme dôležitú úlohu pri neoidnej redukcii fundamentu Západných Karpát ako celku.

I z paleotektonického hľadiska je mimoriadne zaujímavý *typ vulkanizmu v obalovom perme pásma Čiernej hory*. Zatiaľ čo kemité porfýry sú známe z permu obidvoch severnejších subzón veporid, *nález bázických vulkanitov v perme bujanovského masívu je v rámci tatroveporidného kryštalinika ojedinelý*. Asociácia kemitých porfýrov s feno-metaandezitmi dokumentuje rozsiahlu dilatáciu vnútorného okraja kryštalinika v príslušnom období a z toho vyplývajúce paleogeografické vzťahy obalového permu, a tým aj jeho podložia.

Rovnaký typ vulkanizmu je v Západných Karpatoch známy v severogemeridnom perme. Ako sme uviedli v nepublikovanej práci (S. Jacko 1975), severogemeridné porfýry a dioritové porfýry opísané I. Rojkovičom—J. Vozárom (1972) sú

i petrograficky veľmi blízko feno-metaandezitom pásma Čiernej hory. Ponúka sa tak záver o v podstate *jednotnom permskom sedimentačnom bazéne so spoločným, hlboko založeným, vulkanogénnym aparátom, ktorého s. okraj zasahoval i oblasť Čiernej hory* a ktorý bol už počas sedimentácie spodného triasu diferencovaný na faciálne samostatné sedimentačné žľaby. Do uvedených relácií integrálne zapadá i M. Maheľom (1975) uvažovaný laterálny prechod chočského a severogemeridného permu sz. od kryštalinika Čiernej hory a Sľubice. I priestorove a vertikálne mimoriadny rozsah vrás V_2 v kryštaliniku Čiernej hory je z uvedeného hľadiska prirodzeným fenoménom. Poukazuje na vysokú mobilitu tejto zóny v raných štádiách alpínskeho orogénneho cyklu — teda i na nestabilný typ kôry južnejších veporidných zón. Komentované priestorové asociácie dopĺňa i typ a rozsah neoidnej tektono-metamorfnjej reaktivácie kryštalinika Čiernej hory, ktorý je veľmi blízky výsledkom štúdií S. Vránu (1966) z j. okraja kráľovohoľskej subzóny a subzóny Kohúta.

V detailnejšom pohľade vykazuje kryštalinikum pásma Čiernej hory najviac spoločných črt s veporidným kryštalinikom i v charaktere a distribúcii predneoidných horninových variet. Zníženým obsahom sillimanitu v komplexe primorogénnych migmatitov, pararúl a žulorúl na jednej strane, asociáciou komponentov diafortitizovaných svorov na druhej strane, najmä modálnym zastúpením i zrnitosťou granátu, sa predgranitoidná asociácia kryštalicích bridlic najviac približuje metamorfítom hronského komplexu A. Klinca (1966). Typický člen hronského komplexu, muskoviticko-granátické svory (l. c.) možno až na prítomnosť staurolitu paralelizovať s diafortitizovanými svormi j. okraja komplexu diafortitizovaných pararúl v masíve Bujanovej.

Ešte jednoznačnejšie vzťahy k veporidnému kryštaliniku vykazuje trend a škála neskoropostkinematickej, hercýnskej mobilizácie v granitizovanom komplexe Bujanovej. Základné litologické typy kryštalicích bridlic a granitoidov tohto komplexu pásma Čiernej hory možno obvykle bezprostredne paralelizovať s analogickými horninami kráľovohoľského komplexu A. Klinca (l. c.). Z hľadiska jeho detailnejšieho členenia je významná prítomnosť viacerých spoločných znakov medzi granitizovaným komplexom Bujanovej a oboma subzónami kráľovohoľského komplexu — kráľovohoľskou i kohútskou subzónou. Ide predovšetkým o rovnaký typ a proporcionálne zastúpenie základných variet metamorfítov (biotitických pararúl, amfibolitov, resp. amfibolovcov) vo všetkých troch oblastiach kryštalinika. I trend, prechodné typy a výsledné produkty migmatitizácie (ako to vidieť na vzťahu kryštalicích bridlic k biotitickým granodioritom) sú v porovnávaných oblastiach veľmi blízke. Na analógiu s kryštalinikom kráľovohoľskej subzóny poukazuje i priestorove obdobný charakter distribúcie základných typov hornín — migmatitov, biotitických granodioritov a metasomatických (resp. autometamorfovaných) granitov s porfýroblastami K — živca. Rozdiel možno vidieť v nerovnomerných reláciách stromatitických migmatitov, ktoré sú bežné pri s. okraji kráľovohoľskej subzóny.

K subzónu Kohúta — presnejšie málineckému subpasmu J. Kamenického (in

M. Maheľ et al. 1967) sú mimoriadne úzke vzťahy granitizovaného komplexu Bujanovej, prezentované ekvivalentnými typmi migmatitov a častejšou kontamináciou granodioritu i metasomatického granitu xenolitmi pláštá. Petrograficky porovnateľná je nielen škála „mobilizačných“ migmatitov (perlové, okaté inhibičné ruly, oftalmické, nebulitické migmatity, žuloruly, amfibolity bez biotitu, biotitické amfibolity — cf. A. Klinec—I. Lehotský—S. Vrána 1962), ale i charakter a produkty naloženej K — metasomatózy.

Z uvedených vzťahov kryštalinika sľubického antiklinória a veporidného kryštalinika vyplýva:

— predgranitoidné metamorfity pásma Čiernej hory a Sľubice vykazujú úzke litologické i metamorfne vzťahy k hronskému komplexu vyčlenenému A. Klinecom (1966);

— zo sj. trendu predgranitoidnej metamorfózy oblasti sľubického antiklinória (S. Jacko 1975) a vo veporidnom kryštaliniku (E. Krist 1973) je možné predpokladať laterálne vzťahy medzi diaforitizovanými svormi masívu Bujanovej a granátickými svormi hronského komplexu, vystupujúcimi s. od rimavického subpásma J. Kamenického (in M. Maheľ et al. 1967);

— produkty hercýnskej migmatitizácie a plutonizácie v granitizovanom komplexe Bujanovej obsahujú najviac spoločných znakov s kohútskou subzónou kráľovohoľského komplexu, menovite s málineckým subpásmom J. Kamenického (in l. c.);

— na priestorovú analógiu j. okraja kryštalinika sľubického antiklinória a s. úseku kryštalinika subzóny Kohúta poukazujú; asociácie komponentov predgranitoidného metamorfizmu, typ a produkty hercýnskej mobilizácie, paleotektonické relácie obalového permu Čiernej hory, polyaktový charakter a produkty neoidnej tektonometamorfózy v obidvoch oblastiach.

Voľnejší prístup k paralelizácii západného pokračovania kryštalinika sľubického antiklinória si objektívne vynucuje charakter a polyštadiálny priebeh neoidne naložených tektonometamorfnych procesov vo veporidách. A. Klinec (l. c.) preukázal pogrinitizačný vek superpozície kráľovohoľského komplexu na hronskom komplexe a jeho vyvrásnenie so sériou Foederáta. Amplitúda superpozície nie je nateraz doložená ani odhadnutá. Jej parametre nemožno teda porovnať so situáciou v masíve Bujanovej. Otázka redukcie priestoru, a tým i izometamorfnych zón prednásunovou etapou neoidného vrásnenia nebola pre oblasť veporíd ako celku predbežne sledovaná. Ani pre sľubické antiklinorium nie je zatiaľ bližšie rozvedená. Bude objektom ďalších štúdií. Z analogických dôvodov nemožno navzájom posúdiť stupeň redukcie fundamentu ani izometamorfnych zón ponásunovým neoidným vrásnením. Rovnako je akceptovateľná i redukcia priestoru na mladších ponásunových prešmykových zónach čertovického, pohorelského, lubenického a margecianskeho typu. Doložiť jej rozsah je cieľom súčasných i budúcich výskumov.

Je známou skutočnosťou, že uvedené prešmykové zóny sú produktom mladších —

ponásunových štádií neoidného tektonometamorfného cyklu. Práve ich priebeh bol využitý na členenie veporidného fundamentu do pásiem, resp. subzón. O ich megaštruktúrnom význame v neoidnom štruktúrnom pláne veporid i pásma Čiernej hory netreba pochybovať, hoci sú určite jeho produktom, a nie príčinou. Z týchto dôvodov nemožno hľadať štruktúrny ekvivalent takto členených veporidných subzón v slubickom antiklinóriu jednoducho i preto, že azimut týchto prešmykových zón je diagonálny a protiklonný.

Výskumom stykovej oblasti pásma Čiernej hory a gemeríd bolo upresnené sukcesívne i funkčné postavenie margecianskej prešmykovej zóny v týchto smeroch:

— *margecianska prešmyková zóna nie je ani časove ani priestorove totožná s násunovou plochou severogemeridného príkrovu. Je mladším, naloženým fenoménom s uhlovou i azimutálnou superpozíciou voči násunovej ploche príkrovu;*

— *Táto zóna nie je špecifickou disjunktívnou štruktúrou územia. Funkčne i radove má ekvivalenty tak v pásme Čiernej hory (prešmyková zóna Bujaniska i Rolovej), ako aj v gemeridách (folk márska prešmyková zóna, košicko-margecianska zlomová zóna P. Greculu 1973);*

— Margecianska prešmyková zóna nepredstavuje jedinú disjunktívnu plochu. Ide o niekoľko sto metrov širokú zónu s nerovnomerným zahustením prešmykových plôch, ktoré často vystupujú ako samostatné štruktúry a prebiehajú nezávisle od erozívneho styku oboch jednotiek (oblasť Diany, Pokrýv, Bradla, Hole) s postupným vyznievaním do obidvoch jednotiek.

Východné pokračovanie pásma Čiernej hory bolo overené vrtmi v podloží neogénu čížatickej depresie (J. Slávik 1973). Podľa tohto autora jednotky Čiernej hory a Braniska spolu s gemerikom sa stýkajú na prešovsko-slanskej tektonickej línii vyššieho radu so samostatnou tektonickou jednotkou — zemplinikom, ku ktorej patrí (l. c.) i kryštalinikum Byšty. Až na geochronologické údaje (G. Pantó et al. 1967) a zvýšený obsah sillimanitu v sillimaniticko-granáticko-biotitických pararulách by kryštalinikum v oblasti Byšty bolo možné paralelizovať s kryštalinikom slubického antiklinória.

Do tlače odporučil A. Biely a D. Hovorka.

Literatúra

- BELOUSOV, V. V.—KIRILLOVOVÁ, V. I. 1970: Očerky struktúrnej geológie složno dislocirovaných tolišč. Izd. „Nedra“, Moskva, 302.
- BOJKO, A.—KAMENICKÝ, L.—SEMENENKO, N. P.—CABEL, B.—ŠČERBAK, N. 1974: Časť rezultatov opredelenia absolútneho veku horných porod krystalického masiva Západných Karpat i súčasného zloženia znaní. Geol. Zborn., Geologica Carpathica, 25, 1, Bratislava, 25—39.
- FUSÁN, O. 1954a: Poznámky ku geológii juhovýchodnej časti pohoria Čiernej hory. Geol. Zborn. SAV, 5, 1—4, Bratislava, 111—115.

- FUSÁN, O. 1954b: Správa o prehľadnom geologickom mapovaní východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. Práce, Správy 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FUSÁN, O. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000. List Vysoké Tatry. Bratislava, Geofond, 215.
- GRECULA, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov., 5, 3, Spišská Nová Ves, 221—245.
- JACKO, S. 1975a: Litologicko-štruktúrny vývoj južnej časti kryštalinika bujanovského masívu. Manuskript-archív PF UK, Bratislava, 304.
- JACKO, S. 1975b: (in S. JACKO—L. ROZLOŽNÍK—J. SLAVKOVSKÝ—F. ZÁBRANSKÝ—V. ZORKOVSKÝ 1975) Záverečná správa výskumnej úlohy č. II-8-4/7. Manuskript-archív Katedry geol. a min. BF VŠT Košice, 150.
- KAHAN, Š. 1969: Eine neue Ansicht über den geologischen Aufbau des Kristalinikums der West Tatra. Acta geol. geogr. Univ. Comen., 18, Bratislava, 19—78.
- KAMENICKÝ, J. 1958: Správa k prehľadnému geologickému mapovaniu za rok 1957. Geofond, Bratislava, 1—35.
- KAMENICKÝ, J. 1968: Some problems of the West Carpathian Crystalline complex. Geol. Zborn., Geologica Carpathica, 19, 1, Bratislava, 7—20.
- KAMENICKÝ, L. 1973: Lithologische Studien und strukturelle Rekonstruktion des kristalinikums der Zentralen Westkarpaten. Geol. Zborn. SAV — Geologica Carpathica, 24, 2, Bratislava, 281—302.
- KLINEC, A. 1966: K problémom stavby a vzniku veporského kryštalinika. Západné Karpaty, 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—28.
- KLINEC, A.—LEHOTSKÝ, I.—VRÁNA, S. 1962: Vysvetlivky k listu Revúca, Geofond, Bratislava.
- KRIST, E. 1973: Čiastková správa úlohy II-8-3/6, časť I. Geofond, Bratislava, 74.
- MAHEL, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR. Západní Karpaty I, Academia, nakl. ČSAV, Praha.
- MAHEL, M. 1971: K zlomovej tektonike Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 57, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 161—173.
- MAHEL, M. 1975: O problémoch postavenia gemeridného paleozoika a mezozoika v Západných Karpatoch. Prednáška na XX. zjazde čl. spol. pre geológiu a mineralógiu v Košiciach.
- MÁŠKA, M.—ZOUBEK, V. 1961: (in T. BUDAY et al. 1961) Tektonický vývoj Československa. Ústř. Úst. geol., Praha, 249.
- MATĚJKA, A. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Košice — Zborov. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava — Ústř. Úst. geol., Praha, 254.
- * PANTÓ, G. et al. 1967: Rb/Sr — check of Ansyntian and Caledonian igneous activity and metamorphism in northeastern Hungary. Acta geol. Acad. Sci. hung., 11, Budapest, 279—281.
- PTÁK, J. 1956: Predbežná správa o petrografii kryštalinika Čiernej hory medzi Margecanami a Kľuknavou. Geol. Práce, Správy 5, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 143—147.
- RADZO, V. 1958: Nový nález molybdenitu v biotitickom granodiorite Čiernej hory pri Ťahanovciach, na SZ od Košic. Geol. Práce, Správy 12, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 43—58.
- ROJKOVIČ, I.—VOZÁR, J. 1972: Contribution to the relationship of the Permian volcanism in the Northern Gemerides and Choč. Geol. Zborn. SAV, 23, 1, Bratislava, 87—98.
- ROSING, F. 1947: Die geologischen Verhältnisse des Braniskogebirges und der Čierna hora (Karpaten). Z. Dtsch. geol. Gesell., 99, Berlin.
- SIEGL, K. 1973: Čiastková správa úlohy II-8-3/8 za roky 1971—1972. Geofond, Bratislava, 74.
- SLÁVIK, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. Geofond, Bratislava, 341.
- STRECKEISEN, A. 1973: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks Recommendations. Neu. Ib. Mineral, Mg, H. 4, 149—164.
- SUK, M. 1964: Vznik migmatitů při regionální a kontaktní migmatitizaci. Věst. Ústř. Úst. geol., 39, 1, Praha, 55—64.

ŠALÁT, J. 1953: Petrografia žúl Čiernej hory medzi Margecanami a Košicami. Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

VRÁNA, S. 1966: Alpidische Metamorphose der granitoide und der Foederata — Serie im Mittelteil der Veporiden. Západné Karpaty 6, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—84.

WINKLER, F. G. H. 1969: Die Genese der metamorphen Gesteine (Zweite, erweiterte Auflage). Izd. „Mir“, Moskva, 246.

S. Jacko

Lithological-structural characteristics of the central part in the Čierna hora region

Summary of the Slovak text

The Čierna hora region is the most eastern Core — mountain of the West Carpathians, with a classical sequence of the lithologico-stratigraphical units. It is built of metamorphites and granitoids and of Upper Carboniferous, Permian and Mesozoic sediments. The Mesozoic sequence covers older units. These lithologico-stratigraphical units are completely developed just in the Bujanova massif, i. e. in the central part of the Čierna hora region between the villages Margecany and Ružín.

The Čierna hora region has orographically and structurally very narrow relations to the east margin of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. despite the tectonic boundary between these two structural units. The NW part of the region between Čierna hora massif shows analogical relations to the Branisko massif. The morphological independence to the Čierna hora and the Branisko region is evident only in relation to depressions which are situated at the NE, W, and E borders of both of these mountains and they are filled with Tertiary sediments.

Three more or less independent lithological complexes have been differentiated in the crystalline unit of the Bujanova massif namely: The complex of primorogenic migmatites and paragneises situated on the northern margin of the crystalline unit, the complex of diaphthoritized paragneises — in the central part of the crystalline core, and the granitized complex of Bujanova situated on the southern slopes of the Bujanova. Both former lithological complexes have their equivalents in the western part of the Čierna hora Mts. and in the Sľubica massif. The latter is in the NW part overcovered by napping of the Gemeride unit. To SE from the Bujanova massif, the crystalline core of the Čierna hora region is almost completely substituted by granitoids.

Within the complicated tectonometamorphic development of the Čierna hora region it became possible to distinguish the Products of Hercynian and Alpinian orogenic cycles. In the first phase of the regional termodynamometamorphosis of the Hercynian orogenic cycle, primary clay-sandy sediments with local intercalations of basic rocks were altered into a uniform group of crystalline schists, with a N—S trend and with N gradation zone of the izometamorphism. The intensity of the metamorphism is limited by parameters of the sillimanite isograde (at the northern margin) resp. of the staurolite isograde at the southern margin of the crystalline core. The fabric of metamorphites had a E—W course and its style was that of inclined and closed folds with N—NNE vergency. The mobilization of crystalline schists, the origin of the granitoids, the K — feldspar metablastesis and of the contact migmatites in the and part of the aplite pegmatite granites are connected with other three postkinematically metamorphic phases of Hercynian age.

Four deformation stages were distinguished in the Alpinian orogenic cycle. The inclined folds of E—W strike of dm—km order originated in the oldest stage D_2 especially in the cover systems, but also in the crystalline core of the Čierna hora region. The paleozoic units of the Spišsko-gemerské ore Mts. were napped on the Čierna hora region in the final part of the D_2 stage. Both deformation phases of the stage D_2

were accompanied by the diaphthoresis of the Crystalline massif. The first tectonometamorphic phase of the stage D_3 formed the present NW—SE meso-megafolded structure of the Čierna hora and of the adjacent Gemerides. It was accompanied by prograde metamorphism on the biotite level in the crystalline complex and on the level of muskovite-chlorite isograd in the cover formations. The second phase of D_3 brought about a lithological (phylonites, blastomylonites) as well as a structural homogenization of all the units in this area. In the axial part of the NW—SE folds, monoclinical zones of Margecany type were formed and they have on approximately 45° general SW dip. The N—S and NE—SW structures of stages D_4 and D_5 of the deformation segmented the NW—SE megastructure are of disjunctive character and are of one km or 10 km order, with a densification of the dislocations at the modes of the rhythm.

The products of the pregranitic thermodynamometamorphosis of the Čierna hora region are correlated with the metamorphites of the Hron Complex of Veporides (A. Klínec 1966). The lithological types of the granitized Bujanova complex are most similar to the segment of the Kráľova hora complex (l. c.) situated in the Kohút subzone of the Veporides.

Translated by E. Jassingerová.

С. Яцко

Литологическо-структурная характеристика центральной части области Чирна Гора

Резюме

Область Чирной горы является самой восточной кристаллической горной цепью Западных Карпат с классической последовательностью литологическо-стратиграфических комплексов. Кроме кристаллического ядра (метаморфиты и гранитоиды) в ее состав входят и карбон, пермь и мезозой, который по отношению к старшим системам находится в оболочном положении. Приведенные литологическо-стратиграфические комплексы полностью развиты именно в массиве Буянова, т. е. в центральном участке области Чирной горы, между селами Маргецаны и Ружин.

Несмотря на тектоническое соприкосновение область Чирной горы орографически и структурно узко связана с восточным краем Спишко-гемерского рудогорья. СЗ часть области Чирной горы — массив Слюбица — показывает аналогические отношения к массиву Браниско. Морфологическая самостоятельность области Чирной горы и Браниско заметна лишь в сопоставлении с кайнозойскими заполненными депрессиями на СВ, З и В краю обеих горных цепей.

В кристаллическом ядре буяновского массива были разграничены три более-менее самостоятельные литологические комплекса: комплекс приморогенных мигматитов и парагнейсов расположенный при северном краю кристаллического ядра; комплекс диафторезных парагнейсов образующий центральный участок кристаллического ядра и гранитизованный комплекс Буяновой, расположенный на Ю откосах буяновского массива. Первые два литологические комплекса имеют свои эквиваленты в З части Чирной горы и в массиве Слюбица. Последний в направлении к СЗ перекрытый надвинутыми гемеридами. ЮВ от массива Буянова кристаллический массив Чирной горы представлен почти исключительно гранитоидами.

В сложной тектонометаморфической эволюции области Чиерной горы были разграничены продукты герцинского и алпийского орогенного циклов. В первом, регионально термо-динамометаморфном этапе герцинского орогенного цикла были первоначальные глинисто-песчаные осадки с спорадическими прокладками основных пород трансформированные в единую свиту кристаллических сланцев с С—Ю направлением и С нарастанием изометаморфических зон. Интенсивность метаморфоза ограничена параметрами силлиманитовой изограды (при С краю кристаллического массива), или же ставролитовой изограды при Ю краю кристаллического массива. Строение метаморфитов имело В—З ход, стиль наклонных, сжатых складок с С—ССВ vergence. С следующими тремя (посттектоническими) метаморфическими этапами герцинского возраста связана мобилизация кристаллических сланцев и образование гранитоидов, К-фельдшпатитический метабластез, и образование контактных мигматитов в терминальных участках аплит-пегматитовых гранитов.

В рамках альпийского орогенного цикла были определены четыре деформационных стадий. В самой отдаленной стадии, D_2 , стадии возникли В—З наклонные складки дм-км порядка именно в оболочных системах, но и в кристаллическом ядре области Чиерной горы. В конце D_2 стадии на область Чиерной горы надвинулся палеозой северогемеридного покрова. Оба деформационных этапа D_2 стадии были сопровождаемы диафторезом кристаллического массива. Первый тектонометаморфический этап следующей D_3 стадии деформации сформировал нынешнюю СЗ—ЮВ систему мелких и крупных складок области Чиерной горы и прилегающего участка гемеридов. Сопровождалась проградным метаморфозом, в кристаллическом массиве на уровне биотитовом, в оболочных системах на уровне мусковит-хлоритовой изограды. Второй тектонометаморфический этап D_3 стадии вызвал литологическую (филониты, бластомилониты) и структурную гомогенизацию всех единиц территории. В аксиальном поясе СЗ—ЮВ складок возникли моноклинные взбросовые зоны маргецанского типа с средним наклоном к ЮЗ, С—Ю или же СВ—ЮЗ структуры D_4 или D_5 стадии деформации сегментируют СЗ—ЮВ мегастроение, имеют дизъюнктивный характер и км, или 10 км порядок с уплотнением дислокаций в узловых точках ритма.

Продукты догранитоидного термо-динамометаморфоза области Чиерной горы коррелятивные с метаморфитами гронского комплекса вепорид (Ф. А. Клинец 1966). Литологические типы гранитизованного комплекса Буяновой имеют наиболее общих признаков с сегментом кралевогольского комплекса (сенсу л. ц.) размещенным в когутской субзоне вепорид.

Jozef Forgáč — Miroslav Pulec

Vývoj vulkanosedimentárneho a vulkanogénneho komplexu v centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov

5 obr. v texte, 4 fotogr. tab., anglické resumé

Abstract. The authors deal with stratigraphy and history of the volcanic-sedimentary complex in the middle part of the Central-Slovakian neovolcanic region (the Žiarska, Banskobystrická and Zvolensko-slatinská kotlina depressions). The authors distinguished five evolutionary stages (Badenian-Pliocene) and presented their detailed valuation.

Úvod

V neogéne zasahovala na územie Slovenska od juhu paratetýda. Na jej severných výbežkoch sa pravdepodobne začiatkom spodného miocénu vyzdvihli bloky predmiocénnych útvarov. Tieto bloky tvorili akoby bariéru, ktorá zabraňovala výbežkom paratetýdy prenikať na sever. Severne od tejto bariéry vznikli sladkovodné jazerá. Dôkazom toho je, že sa na vyzdvihnutých blokoch, priamo na predmiocénnych útvaroch, vytvoril vulkanogénny komplex so zreteľnými znakmi suchozemského vývoja. Takýto komplex sa nachádza v oblasti pohoria Javorie, o čom svedčí pliešovský ostrov (M. Kuthan 1963), a na báze Štiavnického pohoria s dnešným štiavnickým ostrovom (L. Rozložník 1966). Na západe je to Pohronský Inovec (K. Karolus 1967), na severe Vtáčnik (J. Gašparik 1969) a Kremnické pohorie (M. Böhmer—L. Škvarka 1970—F. Fiala 1957). Na juh od tejto bariéry, v priestoroch, kam zasahovali severné výbežky paratetýdy, sa tvoril prevažne vulkanosedimentárny komplex v morskom prostredí; na sever od nej medzi vyzdvihnutými kryhami prebiehala tvorba vulkanosedimentárnych súvrství v sladkovodnom prostredí. Sladkovodné sedimentačné bazény sa nachádzali v oblasti Zvolensko-slatinskej, Banskobystrickej a Žiarskej kotliny.

V minulosti bola každá z týchto kotlin študovaná samostatne; k ich vzájomnej paralelizácii sa neprišlo pre nedostatok spoľahlivých podkladov, najmä hĺbkových. Poznatky z oblasti Banskobystrickej a Zvolensko-slatinskej kotliny

zhrnuli E. Planderová—M. Pulec—O. Samuel—M. Vaňová (1963). Poukázali predovšetkým na osobitosti vývoja paleogénu. M. Pulec (1965, 1966, 1969) vo svojich správach opísal litostratigrafický a geotektonický charakter tohto územia. Rozčleňuje ho na kotlinu Zvolensko-slatinskú, vyplnenú prevažne vulkanoklastickým materiálom (báden — pliocén) a na kotlinu Banskobystrickú, vyplnenú prevažne tufitmi a piesčitými štrkami s polohami uhlia (sarmat — pliocén).

Pri riešení otázok vývoja Žiarskej kotliny sú názory vyššie menovaných pracovníkov zhodné v tom, že pri jej tvorbe zohrali dôležitú úlohu tektonické línie, pozdĺž ktorých kotlina počas svojho vývoja voči okolitým vulkanickým pohoriam poklesávala. Túto skutočnosť zdôraznil J. Gašparik (1973) a poukázal na tektonický vzťah Turčianskej kotliny ku Hornonitrianskej a Žiarskej kotline. Určité rozdiely v názoroch sa týkali i plošného rozšírenia a stratigrafického členenia kotliny. Pri stratigrafickom členení výplne Žiarskej kotliny sa prevažná časť pracovníkov zhoduje v tom, že najstaršie sedimenty patria bádenu, mladšie sarmatu a najmladšie pliocénu (E. Brestenská 1963 — M. Pulec 1966 — J. Gašparik — E. Planderová 1970). V posledných rokoch sa zistilo, že sladkovodné sedimenty Žiarskej kotliny sú rozšírenejšie, ako sa pôvodne predpokladalo, a hlboko zasahujú do okolitých vulkanických pohorí, kde ich prekrývajú produkty mladšej vulkanickej činnosti (J. Forgáč 1972, 1975, J. Gašparik—M. Pulec 1972).

Vzťahy Zvolensko-slatinskej, Banskobystrickej a Žiarskej kotliny

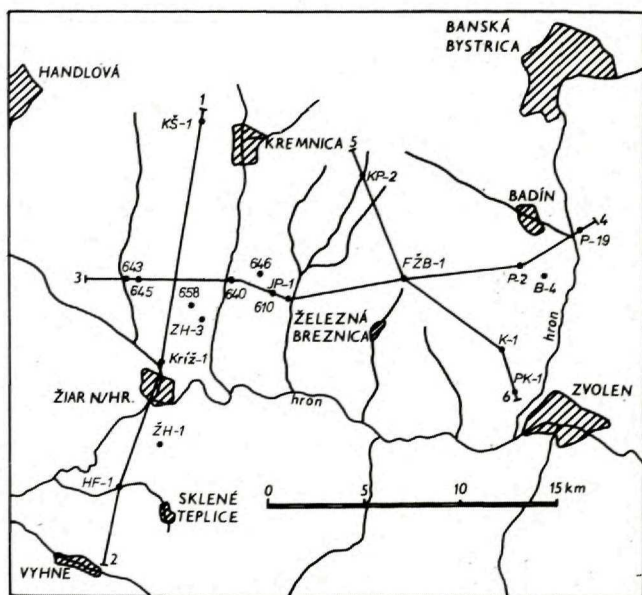
Vulkanosedimentárny a vulkanogénny komplex v centrálnej časti stredoslovenskej neovulkanickej oblasti sa vyvíjal dlho a prechádzal určitými zmenami. Tieto zmeny sa odrazili na charaktere produktov, ktoré sa tvorili v závislosti od prostredia a vulkanickej činnosti. Vo vývoji vulkanogénno-sedimentárneho a vulkanogénneho komplexu z hľadiska ich litologického a biostratigrafického členenia možno vymedziť päť charakteristických vývojových období.

I. vývojové obdobie

Zaraďujeme sem bádenské sedimenty Zvolensko-slatinskej a Žiarskej kotliny. Bazálne časti neogénneho súvrstvia v Žiarskej kotline nepoznáme. Najhlbší vrstevný sled, ktorý poznáme, siaha do hĺbky 1002,2 m; je overený vrtom Kríž-1 pri Žiari n/Hronom. V najspodnejšej časti zasiahol vrt extruzívne teleso ryolitu (848,4—1002,2 m), ktorému je prisudzovaný bádenský vek (M. Kuthan 1963). Vychádzajúc z poznatkov J. Gašparika (1969) o Hornonitrianskej kotline predpokladáme, že v jej najhlbších častiach sú vyvinuté aj staršie články neogénu než báden. Sedimenty v nadloží ryolitu pozostávajú z ryolitových tufitov až tufitických pieskovcov, ktoré prechádzajú do ílovitého súvrstvia. Tu sa nepravidelne striedajú polohy piesčitých ílov a pieskovcov, prípadne až zlepencov s ojedinelými medzivrstvičkami andezito-

vých tufitov. Valúny zlepcov sú tvorené prevažne predneogénnymi útvarmi a ojedinele andezitmi. Toto súvrstvie patrí do bádenu (E. Brestenská 1963—M. Pulec 1966).

Báza neogénneho súvrstvia v širšom okolí Žiarskej kotliny sa zistila pri Jastrabej vrto JP-1 (J. Gašparik—M. Pulec 1972). Na predneogénnom podloží, ktoré vytvára melafýrová séria, leží tenká poloha horizontálne zvrstvených andezitových tufitov; nad nimi je lávový prúd pyroxenického andezitu. Vo vyšších častiach vrto (nad 965 m) tvoria súvrstvie íly s polohou piesčitých ílov, pieskov až zlepcov.



Obr. 1. Orientácia profilov v centrálnej časti stredoslovenských vulkanitov.

Materiál zlepcov tvoria slabo opracované úlomky vápencov, dolomitov, tmavých bridlíc (asi lunzské vrstvy) a ojedinelé andezity. V tomto súvrství sú tiež ojedinelé medzivrstvičky andezitových tufitov.

V Zvolensko-slatinskej kotlině vrt PK-1 (M. Pulec 1966) overil bázu neogénu aj jeho celý komplex. Neogénne súvrstvie leží na granodiorite. Na styku s podloží je bazálne súvrstvie, ktorého usadeniny sa začínajú jemnozrnnými až hrubozrnnými pieskovecami a drobovými zlepcami s ojedinelými medzivrstvičkami tufitických pieskovecov a tufitov. V bazálnom súvrství sú aj balvanité zlepcy s blokmi granodioritu, ktoré dosahujú veľkosť jedného metra. Zlepcy obsahujú okrem toho valúny granitov, dioritov, amfibolitov a kremeňa. Valúny neovulkanických hornín sa v nich nezistili. Pelitickú zložku v bazálnom súvrství predstavujú íly, miestami

a medzivrstvičky jemnozrnných tufitov. Smerom k nadložiu pribúda v bazálnom súvrství vulkanický materiál, ktorý vo vyšších častiach súvrstvia sa stáva prevládajúcou zložkou a prechádza bez ostrého ohraničenia do epiklastických vulkanických brekcií. Spôsobil to intenzívny znos vulkanoklastického materiálu do sedimentačného priestoru. Súvrstvie tvoria prevažne epiklastické vulkanické brekcie a v malej miere polohy tufov a tufitov. Fragmenty brekcií sú rôznej veľkosti, najčastejšie bývajú 3 až 20-centimetrové, ojedinele i väčšie. Sú prevažne slabo opracované. Lepšie opracovanie nachádzame v polohách konglomerátov. Z petrografického hľadiska patria fragmenty k amfibolickému andezitu s granátom, pyroxenicko-amfibolickému andezitu a pyroxenickému andezitu. V sedimente sú zastúpené v rôznom pomere. Základnú hmotu v brekciách tvorí drobnoulomkový až jemnoulomkový vulkanický materiál. V súvrství sa niekoľkokrát striedajú polohy hruboklastických a strednoklastických brekcií bez výraznejšieho triedenia materiálu. Fragmenty sú v nich rozmiestnené nepravidelne. V súvrství brekcií sú polohy jemnozrnného až hrubozrnného tufitu s ojedinelými bielymi pemzami. Tufity sú miestami silno bentonitizované (M. Pulec 1966). V epiklastických vulkanických brekciách sa vyskytujú ojedinelé lávové prúdy amfibolického andezitu s pyroxénom a granátom zasiahli ich aj vrty P-6 a P-7 vo východnej časti Zvolensko-slatinskej kotliny (M. Pulec 1966).

Uvedené súvrstvie vo Zvolensko-slatinskej kotline patrí podľa palinologických výskumov (E. Planderová 1966) do bádenu. Sedimentačný priestor mal s hojnými zuhoľnatenými rastlinnými zvyškami, v ktorých sú tenké polohy pravdepodobne plytkovodný močaristý charakter; zachovali sa v ňom zvyšky tropickej flóry.

Charakter, množstvo a zloženie vulkanického materiálu, ktorý sa nachádza v uloženiach bádenu v Žiarskej a vo Zvolensko-slatinskej kotline, nám umožňujú predpokladať v týchto kotlinách a v ich okolí vulkanickú aktivitu.

V Žiarskej kotline sa najstaršia vulkanická činnosť prejavila v bádene erupciami ryolitov, ktorých explozívne časti sa rozplavovali do okolia (vrt Kríž-1). Vo východnej časti Žiarskej kotliny, v oblasti Jastrabej, ležia v hĺbke 966 až 1012 m priamo na melafýrovej sérii andezitové tufity a lávový prúd pyroxenického andezitu (vrt JP-1, J. Forgáč 1972). Andezity eruptovali pravdepodobne na ihráčsko-banskoštiavnickom zlome. V nadloží produktov tohto andezitového vulkanizmu je ílovité až ílovito-piesčité súvrstvie, ktoré podľa palinologických rozborov patrí do stredného až vrchného bádenu (E. Planderová 1972). V strednej časti kotliny, nad produktmi ryolitovej erupcie, sa nachádzajú ojedinelé valúny andezitov a tenké polohy andezitových tufitov s obsahom pyroxénov a amfibolov v ťažkej frakcii. Opracované andezitové valúny svedčia o dlhšom transporte. Dá sa predpokladať, že boli znesené z okolitých vyzdvihnutých súvrství, ako napríklad v centrálnej časti Kremnického pohoria, kde vulkanická činnosť v období bádenu produkovala andezity (F. Fiala 1957). Je tiež pravdepodobné, že boli znesené i zo strednej časti

Štiavnického pohoria, kde boli niektoré andezity datované na $17,0 + 0,5$ mil. rokov, čo zodpovedá bádenu (V. Konečný—G. Bagdasarjan—D. Vass 1969).

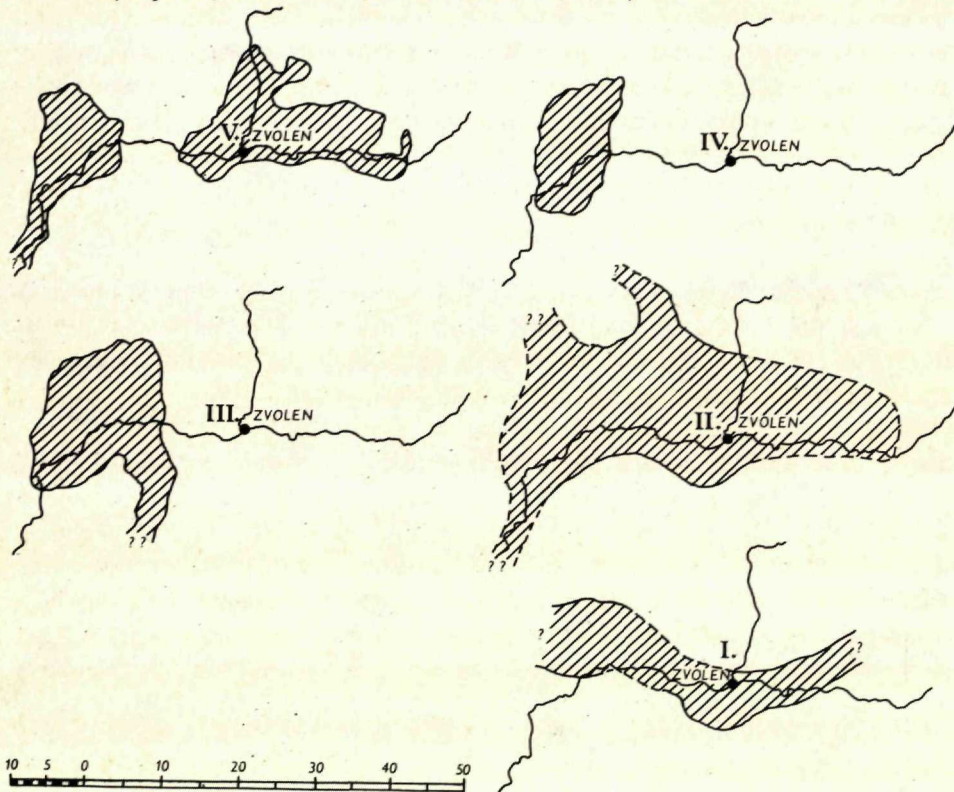
Dá sa predpokladať, že vo Zvolensko-slatinskej kotline v období sedimentácie najstarších členov bádenu, t. j. bazálneho súvrstvia v blízkosti sedimentačného bazénu, bola slabá vulkanická činnosť; svedčí o tom dominantný znos materiálu z predneogénnych útvarov a iba ojedinelý vulkanický materiál vo forme tufitu. Postupom času sa charakter znosového materiálu rýchlo zmenil. Predneogénny materiál ustúpil a prevládol vulkanický materiál. Súčasne sa vytvárali epiklastické vulkanické brekcie a pomerne malé množstvo tufov, tuftov a ojedinelých lávových prúdov pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom. Toto súvrstvie sa neobmedzuje iba na dnešné hranice Zvolensko-slatinskej kotliny, ale zasahuje aj do Štiavnického pohoria, ako to preukázal vrt GK-8 pri Ostrej Lúke (K. Karolus 1976). Zasahuje pravdepodobne aj do Javoria. Podľa charakteru fragmentov možno predpokladať rýchly znos klastického vulkanického materiálu na pomerne krátku vzdialenosť; dosvedčuje to malá opracovanosť fragmentov a slabé znaky jeho rozvrstvenia. V bádene, v blízkosti sedimentačného priestoru Zvolensko-slatinskej kotliny, prebiehala vulkanická činnosť a nakopenie vulkanických hmôt na blízkych svahoch, odkiaľ boli znášané prevažne eróziou. Miestami stekali lávové prúdy do sedimentačného bazénu (vrty P-6, P-7, M. Pulec 1966, vrt GK-8 K. Karolus 1976). Počas vulkanickej činnosti sa pri erupciách časť tekutých más dostala najprv do vzduchu a až potom do sedimentačného bazénu. Dokazujú to polohy autochtónnych tufov v epiklastických vulkanických brekciách. Podľa asociácie ťažkých minerálov možno predpokladať, že v tomto období bol do plytkovodného sedimentačného bazénu znášaný v malom množstve aj nevulkanický materiál.

Korelácia fragmentov a lávových prúdov v epiklastických brekciách Zvolensko-slatinskej kotliny ukázala, že sa podobné horniny nachádzajú v Štiavnickom pohorí a v Javorí. Časť týchto hornín M. Kuthan 1963 a J. Valach 1966 vyčlenili ako prvú andezitovú fázu patriacu do bádenu. Rádiometricky bol stanovený vek týchto hornín od Brezín (j. od Zvolena) na $16,7 + 1,2$ mil. rokov (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969). Z toho vyplýva, že keď sa v bádene tvorili epiklastické vulkanické brekcie I. vývojového obdobia vnútorných kotlín, bola v uvedených pohoriach vulkanická činnosť, ktorá produkovala amfibolické andezity s granátom, pyroxenicko-amfibolické andezity a pyroxenické andezity. Materiál bol do Zvolensko-slatinskej kotliny znášaný z juhu a juhozápadu, t. j. z oblasti Štiavnického pohoria a Javoria.

II. vývojové obdobie

Na konci bádenu a na začiatku sarmatu sa tektonická činnosť, ovplyvňujúca vývoj v neogéne, odrazila i na vývoji vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Táto aktivita, najmä pozdĺž zlomov sv.-jz. a sj. smeru, vytvorila nové sedimentačné

priestory. V oblasti Žiarskej až Zvolensko-slatinskej a Banskobystrickej kotliny vznikol súvislý pruh sedimentačného bazénu, siahajúci od strednej časti Žiarskej kotliny (vrt Kríž-1) cez Jastrabú (vrt JP-1, J. Gašparik—M. Pulec 1972), ďalej na V do oblasti Železnej Breznice (vrt FŽB-1, J. Forgáč 1972), až do oblasti Sielnice a Badína (vrty P-2, B-4 a ďalšie, M. Pulec 1966, 1969).



Obr. 2. Schéma rozšírenia jazerných bazénov vo vývojových obdobiach.

Vulkanosedimentárny komplex, ktorý sa vytvoril v II. vývojovom období, nie je faciálne rovnorodý. Možno ho rozčleniť na tri väčšie celky, ktoré sa líšia aj priestorovým rozmiestnením. Sú to: sladkovodné sedimenty, tuftické súvrstvie, epiklastické vulkanické brekcie a lávové telesá.

Sladkovodné sedimenty

Sladkovodné sedimenty sú tvorené prevažne ílmi až piesčitými ílmi takmer s horizontálnym zvrstvením. Miestami obsahujú polohy pieskov až drobnozrnných zlepcov. V sladkovodných sedimentoch sa vyskytujú zuhoľnatené zvyšky a na vrstevných plochách odtlačky listov. Sladkovodné sedimenty sú najrozšírenejšie

v centrálnej časti Žiarskej kotliny (vrt Kríž-1), kde sa vyskytujú ojedinelé medzivrstvičky a polohy andezitových tufitov. Smerom na J zasahujú vo forme polôh do Štiavnického pohoria, kde sa striedajú s polohami andezitových tufov (vrt HF-1, J. Forgáč 1975). Na východ od strednej časti Žiarskej kotliny ich zasiahol vrt JP-1 (M. Pulec—J. Gašparik 1972) pri Jastrabej. Tu sú okrem tufitových polôh v sladkovodných sedimentoch aj lávové prúdy pyroxenického andezitu (obr. 4). Smerom na východ v oblasti Železnej Breznice majú sladkovodné sedimenty (vrt FŽB-1) v porovnaní s predchádzajúcou oblasťou značný obsah pieskov; je teda taký istý ako obsah ílov a piesčitých ílov. Iba vo vrchnej časti súvrstvia sú lávové prúdy pyroxenicko-amfibolického andezitu a polohy tufitov. Sladkovodné sedimenty v oblasti Železnej Breznice ležia diskordantne na mezozoických útvaroch. Sladkovodné sedimenty druhého vývojového obdobia vystupujú na povrch na severnom okraji Železnej Breznice. Íly až piesčité íly smerom na V, postupne prechádzajú do tufitického súvrstvia a v oblasti Kováčovej, Sielnice a Badína tvoria už len ojedinelé polohy v tufitickom súvrství (tzv. badínska séria, M. Pulec 1966). Sedimenty sú chudobné na faunu, avšak podľa palinologických rozborov poukazujú na sarmatský vek (E. Planderová 1971, 1966, 1972, 1973).

Tufitické súvrstvie

Tufitické súvrstvie II. vývojového obdobia vystupuje na povrch v podobe pruhu od Badína cez Sielnicu a Kováčovú do oblasti Túrovej a Železnej Breznice. V úseku Badín—Sielnica—Kováčová leží priamo na mezozoiku. Vyvinuté je aj na báze mladšieho vulkanického komplexu j. od Malachovského potoka, kde leží na predneogénnych útvaroch (J. Knézl—M. Lukaj—M. Linkešová 1973), ako aj severne od Železnej Breznice (vrt FŽB-1) vo vrchných častiach sladkovodných sedimentov. Z oblasti Žiarskej kotliny zasahuje na J do Štiavnického pohoria; zakrývajú ho mladšie útvary (vrt HF-1). Nachádza sa vo forme ojedinelých polôh v sladkovodných sedimentoch aj v strednej a východnej časti Žiarskej kotliny (obr. 3, 4).

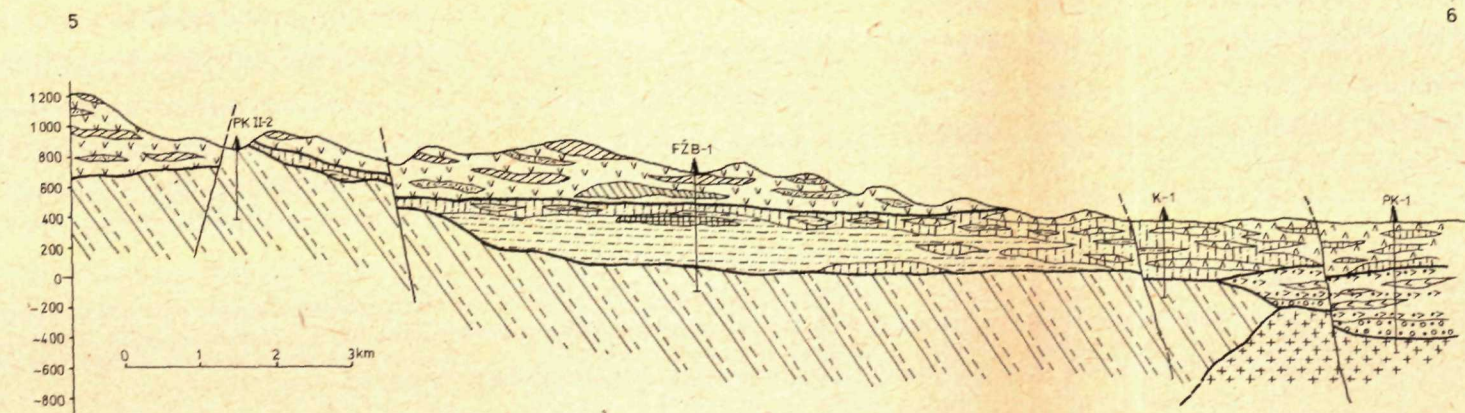
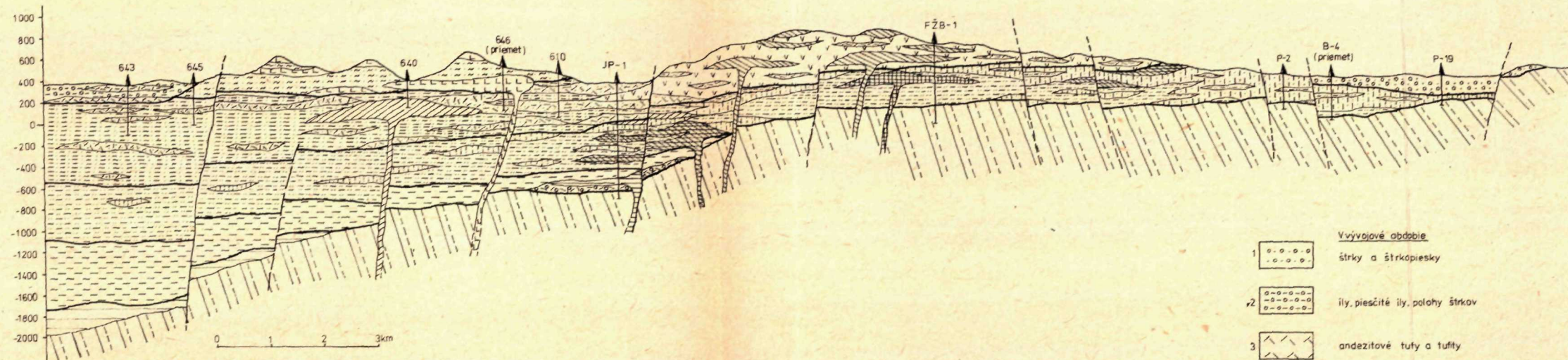
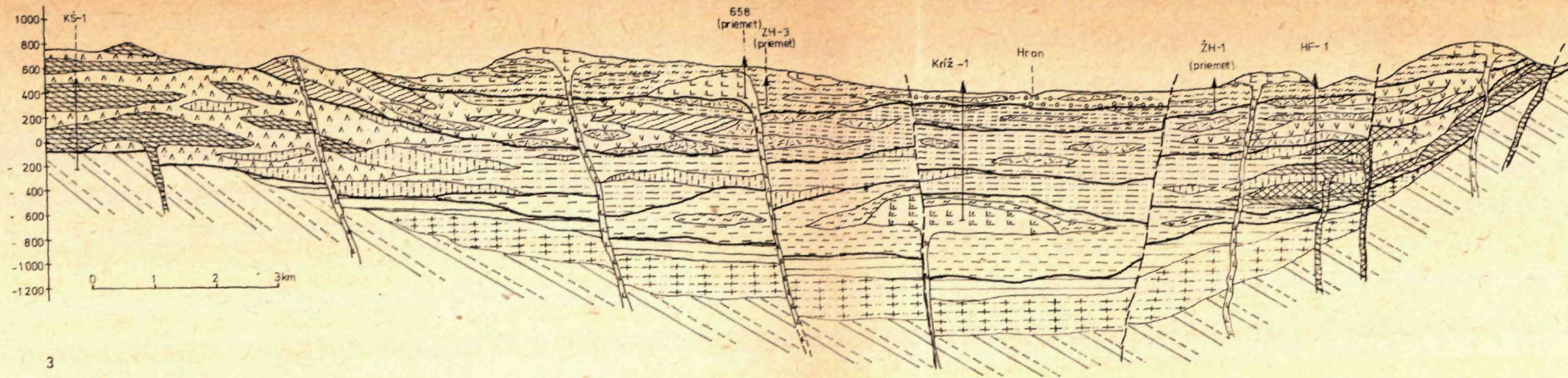
Tufitické súvrstvie má nestály litologický charakter. Vyznačuje sa striedaním polôh piesčitých tufitov, pelitických tufitov až ílov s ojedinelými medzivrstvičkami lignitického uhlia. V súvrství sú miestami polohy tufitických zlepcov s dobre opracovanými valúnmi andezitu a tufitických brekcií s ostrohrannými fragmentmi andezitu (2 až 6 cm). Polohy odlišného litologického charakteru v tufitickom súvrství sú často ostro ohraničené. Súvrstvie sa vyznačuje výrazným, takmer subhorizontálnym zvrstvením, s úklonom 5 až 15°. Sú v ňom aj polohy šikmo zvrstvené. Jednotlivé polohy sa nepravidelne striedajú a na pomerne malú vzdialenosť laterálne vyznievajú. Týka sa to i polôh lignitického uhlia. Miestami sa v tufitickom súvrství nachádzajú i polohy epiklastických vulkanických brekcií. Litologická pestrosť súvrstvia, rýchle striedanie materiálu, šikmé zvrstvenie a vyznievanie vrstiev

poukazujú na intenzívny znos materiálu do sedimentačného priestoru. Tento sa postupne zaplňoval, súčasne vznikali bariny a močiare, niektoré časti sa pritom občas vynorili — ako ukazujú relikty vodných tokov na z. okraji obce Tŕnie, na s. okraji Železnej Breznice, v s. časti Vápeného potoka a nad potokom Čierna voda. Sú to polymiktné štrky v tufitickom súvrství s valúnmi hlavne predneogénnych útvarov (kremeň, kremenec, vápenec, menej kryštalínium) a s ojedinelými andezitmi. Obsahujú 20—40 % pelitického až piesčitého tufitu v tmeliacej hmote. Spoločným znakom týchto sedimentov je slabé laterálne zastúpenie andezitových valúnov (obvykle iba niekoľko metrov).

Tufitické súvrstvie j. od Malachovskej doliny obsahuje preplavené zvyšky mikroflóry egerského veku (E. Planderová 1971) a bolo začleňované do vrchného egeru až karpátu (L. Knézl—M. Lukaj—M. Linkešová 1973). Toto súvrstvie sa litologicky zhodne s tufitickým súvrstvím študovanej oblasti, napr. v závere Vápeného potoka, vo vrte FŽB-1, ako aj na ďalších miestach. Predpokladáme, že pokračuje na J pod mladšie vulkanity do oblasti Železnej Breznice. Z palinologických údajov možno dedukovať iba toľko, že je mladšie ako eger. Keďže predpokladáme spojenie tohto súvrstvia s tufickým súvrstvím vo vrte FŽB-1, ktoré leží na sladkovodných sedimentoch spodnosarmatského veku a keďže sa na viacerých miestach opisovanej oblasti v tufitickom súvrství našla sarmatská mikroflóra (E. Planderová 1961, 1966, 1972, 1973), domnievame sa, že aj tufitické súvrstvie od Malachovskej doliny patrí k sarmatu.

Epiklastické vulkanické brekcie a lávové telesá

Na povrchu sú vyvinuté j. od čiar Železná Breznica, Kováčová, Sielnica a pokračujú na J do Štiavnického pohoria. Ich pokračovanie v hĺbke zachytil vrt PK-1 (M. Pulec 1966) a GK-8 (K. Karolus 1976). V Žiarskej kotline nevytvárajú súvislý pruh; známe sú iba z vrtu JP-1 pri Jastrabej, kde tvoria takmer 100 metrov hrubú polohu. Severozápadne od Sklených Teplíc boli zachytené vrtom HF-1. Tu sa striedajú s lávovými prúdmi andezitu, ako aj s polohou tufitov a ílov. Zakrývajú ich produkty mladšej vulkanickej činnosti. Epiklastické vulkanické brekcie majú rôznu hrúbku — od niekoľkých metrov až do 300 m. Sú známe prevažne z j. časti sedimentačného priestoru. Sú to horniny tvorené fragmentmi pyroxenického, pyroxenicko-amfibolického a biotiticko-amfibolického andezitu rôznej veľkosti, nepravidelne rozmiestnenými v tmeliacej hmote. Fragmenty sú až na malú časť neopracované. Ich zastúpenie je rôzne závislé od znosovej oblasti a od vzdialenosti erupčného centra. Tmelí ich drobnoúlomkovitý vulkanický materiál. Vo väčšine epiklastík prevládajú fragmenty nad tmeliacou hmotou. Znaky triedenia materiálu chýbajú. V brekciách sú miestami horizontálne uložené medzivrstvičky a polohy tufov a tufitov s ostrým ohraničením voči brekciám. V epiklastických vulkanických brekciách sa nachádzajú lávové prúdy a extruzívne telesá. Lávové prúdy sa zistili v severnej časti Štiavnického pohoria (sz.



- 15 biotiticko-amfibolické andezity
- 16 pyroxenicko-amfibolické andezity
- 17 pyroxenické andezity
- I vývojové obdobie
- 18 andezitové epiklastické brekcie s ojedinelými granátmi amfibolického andezitu s granátom
- 19 polohy andezitových tufov a tuftov
- 20 bazálne súvrstvie
- 4 21 íly, piesčité íly, polohy tuftických ílov
- 22 pyroxenické andezity
- 23 andezitové tufty a tufy
- 24 ryolity
- 25 ryolitové tufy a tuftovy
- Predneogénne útvary
- 26 melafýrové série
- 27 paleogén
- 28 križňanská a chočská jednotka
- 29 granitoidy
- 30 zlomy
- 31 zlomy predpokladané
- 32 hranice vývojových období
- 33 vrty povrchové s označením
- 34 vrty podzemné s označením
- 35 piate vývojové obdobie
- 36 štvrté vývojové obdobie
- 37 tretie vývojové obdobie
- 38 druhé vývojové obdobie
- 39 prvé vývojové obdobie
- 40 predneogénne útvary

- Vývojové obdobie
- 1 štrky a štrkopiesky
- 2 íly, piesčité íly, polohy štrkov
- 3 andezitové tufy a tuftovy
- IV vývojové obdobie
- 4 ryolity
- 5 vulkanoklastiká ryolitov /tufy, tuftovy, brekcie/
- 6 íly, až piesčité íly
- III vývojové obdobie
- 7 epiklastické brekcie andezitové
- 8 andezitové tufy a tuftovy
- 9 íly, piesčité íly, tenké polohy tuftických ílov a pieskov
- 10 pyroxenické andezity
- 11 pyroxenicko-amfibolické andezity
- II vývojové obdobie
- 12 epiklastické brekcie andezitové
- 13 andezitové tufy a tuftovy
- 14 íly, tuftické íly, polohy tuftických ílov a pieskov

Obr. 3.—5. Geologické profily centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov

od Sklených Teplíc), kde sa striedajú s epiklastikami; do nich sú vklinené polohy tufitov a ílov, ktoré sem prenikajú zo Žiarskej kotliny. Lávové prúdy majú charakter biotiticko-amfibolického a pyroxenického andezitu. Ďalšie lávové prúdy a extruzívne telesá v epiklastikách sú v oblasti Železnej Breznice a Túrovej. Sú prevažne horizontálne uložené s úklonom 5—10°. Majú rôznu hrúbku — od niekoľkých metrov do 70 metrov.

Podľa palinologického štúdia patrí súvrstvie epiklastických brekcií do sarmatského veku (E. Planderová 1966, 1975).

Uvedené faciálne štádiá vývoja, podieľajúce sa na stavbe vulkanosedimentárneho komplexu, nie sú od seba ostro ohraničené, ale pozvoľne do seba prechádzajú. Rozmiestnenie materiálu a jeho zloženie závisia od charakteru znosovej oblasti a dĺžky transportu. Formovali sa v jednom časovom období a to v sarmate.

Na základe faciálneho vývoja vulkanosedimentárneho komplexu a na základe jeho rozmiestnenia počas II. vývojového obdobia možno konštatovať, že najhlbšie časti sedimentačného bazénu sa tiahli strednou časťou Žiarskej kotliny a na východ cez Jastrabú do oblasti Železnej Breznice, kde sa ešte tvorili sedimenty s malým obsahom vulkanického materiálu a ďalej do oblasti Kováčová—Sielnica—Badín, kde je prevažne tufitický materiál, usadený v plytkovodnom prostredí. Táto oblasť teda predstavuje okraj veľkého sedimentačného bazénu, ktorý sem siahal zo Žiarskej kotliny. V blízkosti okraja bazénu sa tvorili epiklastické brekcie, na vzdialenejších miestach sa striedajú tufity, ktoré sú v prevahe s epiklastikami. Znos materiálu smeroval zo s. okraja Štiavnického pohoria a z východného okraja Kremnického pohoria, znos nevulkanického materiálu prichádzal z južných častí Nízkych Tatier.

Pokračovanie bazénu zo Žiarskej kotliny na sever, severozápad zatiaľ nie je potvrdené. Môžeme však predpokladať, že siahal až do Turčianskej, Handlovskej, prípadne až do Bánovskej kotliny (obr. 2).

Vulkanická činnosť

Pre vulkanickú činnosť II. obdobia sú typické erupcie pyroxenických, pyroxenicko-amfibolických a biotiticko-amfibolických andezitov. Podľa charakteru a rozmiestnenia vulkanoklastického materiálu sa dá predpokladať, že vulkanická činnosť prebiehala hlavne v centrálnych častiach okolitých pohorí, ktoré vyčnievali nad sedimentačný bazén a poskytovali znosový materiál. Vulkanické centrá sa viazali na väčšie prelomové pásma sv.—jz. smeru, ako je napr. zlomový systém ihráčsko-banskoštiavnický, kde sa striedali výlevy pyroxenických a biotiticko-amfibolických andezitov (napr. vrt HF-1, JP-1). Vnútri sedimentačného bazénu boli erupčné centrá v oblasti medzi Túrovou a Železnou Breznicou a v oblasti Ihráča. Predstavovali pravdepodobne malé erupčné centrá s krátkou erupčnou činnosťou v predpolí väčších vulkanických aparátov v Štiavnickom pohorí. Odtiaľ stekali lávové prúdy po severných svahoch do okraja Žiarskej kotliny, ktorá súčasne poklesávala. Materiál

bol znášaný aj z centrálnej a jv. časti Kremnického pohoria a Javoria a azda aj z Poľany. Do tohto obdobia prvépodobne patria i erupcie biotiticko-amfibolického andezitu v južnej časti Kremnického pohoria v oblasti s. od Trnavej Hory. Hruboklastický materiál týchto erupcií sa rozplavoval v ich blízkosti a so vzdialenosťou ho ubúdalo. Takáto oblasť s výskytom biotiticko-amfibolických andezitov je v priestore Zvolen—Železná Breznica—Jalná—Ostrá Lúka. Do najvzdialenejších častí sa dostával iba jemný materiál, ktorého časť už mohla byť transportovaná i vzduchom. Znos materiálu sa prejavil obsahom biotitu, beta kremeňa a zvýšeným obsahom amfibolu v tufitických sedimentoch, ako je to v oblasti Sielnica—Badín (E. Karolusová 1975) a v hlbších častiach Žiarskej kotliny (M. Pulec 1966, J. Forgáč 1972).

Najvzdialenejšou oblasťou od erupčných centier sa nám v prvých štádiách II. vývojového obdobia javí oblasť s. od Železnej Breznice (vrt FŽB-1). Tu, v spodnej časti sladkovodných sedimentov (asi 200 m od podložia) tvorili znosovú oblasť predneogénne útvary. Vulkanický materiál sa v ťažkej frakcii nezistil (Z. Priehodská 1972). Ak smeroval znos materiálu zo severu, potom neboli v severnej časti Kremnického pohoria v období tvorby spodnej časti ílovitého a piesčitého súvrstvia v dosahu znosovej oblasti produkty neogénnej vulkanickej činnosti. Poukázal na to aj M. Pulec (1966, 1969) v oblasti Badína. K väčšiemu znášaniu vulkanického materiálu došlo iba vo vyšších častiach tohto súvrstvia. Koncom II. vývojového obdobia postupne zanikala východná časť sedimentačného bazénu následkom nahromadenia vulkanického materiálu.

III. vývojové obdobie

Začína sa ústupom jazernej sedimentácie v oblasti v. od ihráčsko-banskoštiavnického zlomu. Pôvodne rozsiahly sedimentačný bazén sa zúžil na oblasť Žiarskej kotliny. Produkty sa ukladali vo vode i na súši. Občas sa tvorili a opäť zanikali jazierka. Vo vulkanogénnom a vulkanosedimentárnom komplexe v centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov možno v tomto období vyčleniť dva veľké celky: súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií a lávových prúdov a tufiticko-ílovité súvrstvie.

Súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií a lávové telesá

Epiklastické vulkanické brekcie III. vývojového obdobia boli sledované v jv. časti Kremnického pohoria v oblasti severne od Túrovej do oblasti kóty Laurín, Horná a Dolná skala a smerom na Malachov. Nachádzajú sa aj jz. od tejto oblasti na svahoch Bučoňa a Čertovej skaly, odkiaľ prechádzajú cez údolie Hrona do Štiavnického pohoria do oblasti kóty Demian, jz. od Hronskej Breznice až do Močiarskej doliny a po hrebeň Brdo ssv. od Močiara.

Epiklastické vulkanické brekcie sú rozšírené aj s. od Železnej Breznice v oblasti kóty Jablonka, Čierne Brdo, Veľký Son, odkiaľ toto súvrstvie pokračuje bez podstatnejších litologických a petrografických zmien do oblasti Velestúru a Zlatej Studne. J. Lexa (1975) ho vyčleňuje v oblasti Suchej hory a Zlatej Studne ako formáciu Zlatej Studne a predpokladá jej strednobádenský až vrchnobádenský vek.

Epiklastické vulkanické brekcie majú nepravidelne rozmiestnené úlomky rôznych druhov andezitu rôznej veľkosti, najčastejšie od niekoľkých centimetrov do jedného metra. Sú angulárne až subangulárne. Stmeluje ich drobnou úlomkovitý, miestami až pelitický materiál vulkanického pôvodu. V prevažnej časti brekcií prevládajú úlomky nad tmeliacou hmotou, alebo je ich podiel rovnaký. Miestami však tmeliaci materiál natoľko prevažuje, že to pripomína tuftické brekcie. V epiklastických vulkanických brekciách sa striedajú hrubé subhorizontálne uložené polohy (1—3 m). Tvoria ich brekcie, ktoré sa od seba líšia buď veľkosťou úlomkov, alebo množstvom tmeliacej hmoty. Styk takýchto polôh nie je ostrý, laterálne na malú vzdialenosť buď vyznievajú, alebo pozvoľna prechádzajú do seba. Epiklastické vulkanické brekcie obsahujú ojedinelé tenké medzivrstvičky a polohy pelitických až psamitických tufov a tuftov s ojedinelými úlomkami pemz a andezitu. Polohy sú uložené subhorizontálne s najčastejším úklonom 5—10°, nemajú veľkú smerovú dĺžku — vyznievajú na vzdialenosť niekoľkých metrov až desiatok metrov. Epiklastické vulkanické brekcie, ktorými bol zanesený sedimentačný bazén, predstavujú podľa faciálneho vývoja uloženiny prolúviálnej roviny v blízkosti vyšších svahov vulkanického komplexu.

Lávové telesá sú vyvinuté prevažne vo forme lávových prúdov, časovým vývojom sú späté s epiklastickými brekciami, s ktorými sa na mnohých miestach viackrát striedajú (napr. v Badínskej doline, Sielnickej doline, vo Vápenej doline a v doline Čierna voda). Lávové prúdy sú subhorizontálne uložené, majú lavicovitú odlučnosť s úklonom laminácie prevažne 10—20°, iba ojedinele dosahujú úklon 35°. Ich hrúbka kolíše v rozmedzí 20—30 metrov, iba ojedinele viac, napr. zsz. od Badína vo vrte B-2, kde je 67 metrov hrubý lávový prúd (J. Knézl 1963), čo spôsobila pravdepodobne nerovnosť pôvodného reliéfu. Lávové prúdy tvoria pyroxenické andezity a pyroxeniko-amfibolické andezity. Zriedkavejšie ich tvorí biotiticko-amfibolický andezit. Biotiticko-amfibolický andezit tvorí prevažne extruzívne telesá, ktoré sú vyvinuté v ihráčsko-banskoštiavnickom zlomovom pásme, a to najmä v južnej časti Kremnického pohoria, napr. na Veľkom Chome, a v severných častiach Štiavnického pohoria, napr. v oblasti Močiar—Sklené Teplice. Extrúzie tvoria prevažne kopulovité tvary s výraznými lávovými brekciami na ich okrajoch.

Súvrstvie epiklastických brekcií a lávových prúdov v jv. časti Kremnického pohoria leží na ílovitopiesčitom a tuftickom súvrství II. vývojového obdobia sarmatského veku; napr. s. od Železnej Breznice, Túrovej, j. od Malachovského potoka. Malou časťou spočíva na predneogénnych útvaroch, napr. v oblasti Horných Pršian (J. Forgáč—M. Pulec 1975). Západne a juhozápadne od Malachova bolo súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií s lávovými prúdmi zaraďované do

bádeniu až sarmatu (J. Knézl—M. Lukaj—M. Linkešová 1973). Toto súvrstvie je na faunu sterilné, môžeme teda o jeho veku uvažovať iba nepriamo. Do oblasti Zlatej Studne a Velestúru pokračuje toto súvrstvie bez litologických a petrografických zmien; J. Lexa (1975) nad ním uvádza súvrstvie sarmatského veku, vyčlenené ako formácia Medvedej doliny. Na súvrství epiklastických vulkanických brekcií, j. od Jalnej, ležia ryolity taktiež sarmatského veku. Pre súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií a lávových prúdov III. vývojového obdobia vo vyššie uvedenom rozsahu predpokladáme sarmatský vek.

Tufiticko-ílovité súvrstvie

Toto súvrstvie sa po zmenšení sedimentačného priestoru tvorilo prevažne v oblasti Žiarskej kotliny. V strednej časti Žiarskej kotliny sa tvorili íly až piesčité íly s malým množstvom tufitických ílov až tufitov. Tufity nedosahujú veľkých hrúbok, ale sú vyvinuté prevažne ako tenké polohy až medzivrstvičky v íloch s takmer horizontálnym uložením. Smerom k okraju kotliny v sedimentoch pribúda vulkanický materiál zastúpený tufitmi, tufmi, epiklastickými vulkanickými a ojedinele lávovými prúdmi. V južnej časti kotliny, v miestach, kde súvrstvie zasahuje do oblasti dnešného Štiavnického pohoria, ho tvorí prevažne tufový a tufitový materiál, menej íly (vrt HF-1). Súvrstvie, ktoré zasahuje do s. časti Štiavnického pohoria, sa vyznačuje výrazným zvrstvením materiálu a znakmi krížového zvrstvenia. Najčastejšie sa v ňom striedajú polohy pelitických až psamitických tufitov s menej častými polohami epiklastických brekcií a sivých až tmavosivých ílov, v ktorých sú miestami medzivrstvičky zo zuhoľnatými zvyškami rastlín. Podobne aj vo východnej časti Žiarskej kotliny dochádza v treťom vývojovom období k vzniku súvrstvia, ktoré tvoria prevažne epiklastické brekcie, striedajúce sa so zvrstvenými polohami andezitových tufitov (vrt JP-1). Smerom do panvy pomerne na malú vzdialenosť (vrt 610 — uskutočnil UP-GP, Novoveská Huta) vyznievajú epiklastické brekcie a pribúdajú ílové polohy. Postupne sa vo vrchných častiach súvrstvia aj vo vzdialenejších častiach kotliny od okraja panvy zvyšuje podiel vulkanického materiálu tvoreného tufitmi a ojedinelými lávovými prúdmi andezitu. Svedčí to o rýchlom znose vulkanického materiálu do panvy. V súvislosti s tým dochádza vo vrchných častiach III. vývojového obdobia k tvorbe čiastkových depresí, ako napr. Jastrabská panvička (obr. 2).

Do tohto časového obdobia spadá i tvorba menších panvičiek v Štiavnickom pohorí, ako je Močiarska panvička a južnejšie panvička v oblasti Banská Belá—Ilija (F. Němejc 1958, V. Sitár 1973). Je pravdepodobné, že tieto panvičky koncom III. vývojového obdobia spolu súviseli a z oblasti Ihráča smerom na Močiar až do oblasti j. od Banskej Štiavnice ich prepájal akýsi záliv (J. Forgáč—K. Karolus 1968).

Do tohto obdobia zaraďujeme aj celkom izolovanú panvičku pri Dúbravici (J. Bako 1958, M. Pulec 1966, E. Planderová 1966).

Tufiticko-ílovité súvrstvie je veľmi chudobné na faunu, avšak podľa charakteru zloženia a výsledkov fytopaleontologických štúdií patrí k sarmatu (M. Pulec 1966, E. Planderová 1971, 1975).

Vulkanická činnosť

Koncom II. a v III. vývojového obdobia sa vyzdvihli segmenty z. časti Kremnického pohoria podľa ihráčskeho zlomového systému (J. Forgáč—M. Pulec 1975). To malo za následok rýchly znos vulkanického materiálu smerom na východ a juhovýchod. Úplne sa zasypal sedimentačný bazén a zároveň sa uvoľnili výstupové cesty pre vulkanické hmoty. Vulkanické centrá možno lokalizovať do ihráčskeho zlomového pásma. Viazu sa naň erupcie andezitov, ktoré sa smerom na V postupne vytrácajú. Erupcie neboli jednorazové, ale sa s prestávkami opakovali; lávové prúdy jednotlivých erupcií boli postupne prekryté epiklastickými vulkanickými brekciami, s ktorými sa dnes striedajú. Pravdepodobne predstavovali menšie erupčné centrá v predpolí väčších vulkanických celkov. Výrazná vulkanická činnosť viazaná na ihráčsko-banskoštiavnické zlomové pásmo sa vyznačuje väčšou produkciou láv, než východnejšie časti a taktiež pestrejším látkovým zložením. Popri erupciách pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov boli významné aj erupcie biotiticko-amfibolických andezitov, ktorých centrá možno lokalizovať do oblasti Horného Chomu sv. od Ihráča a v. od Bartošovej Lehôtky. Lávové prúdy vtekli do Žiarskej kotliny a na styku s vodným prostredím vytvorili výrazné hyaloklastity.

Ďalšia oblasť erupčných centier biotiticko-amfibolických andezitov v blízkosti Žiarskej kotliny je v oblasti Močiar—Sklené Teplice. Vo vlastnej Žiarskej kotline boli ojedinelé erupcie iba v blízkosti okrajov, kým v strednej časti nie sú známe.

IV. vývojové obdobie

Toto obdobie sa začína prvými prejavmi ryolitového vulkanizmu v oblasti Žiarskej kotliny a prerušením zálivu zo Žiarskej kotliny smerom na Močiar a do oblasti Banskej Štiavnice. V oblasti Žiaru nad Hronom vo vrte Kríž-1 sa do hĺbky 300 metrov nachádzajú polohy ryolitových tufov, vo vrte P-20 je 200 m hrubá poloha ryolitových tufov s veľkými pemzami a v s. časti Štiavnického pohoria (j. od Szabovej skaly, vrt HF-1) sú prvé polohy ryolitových tufitov v hĺbke 250 metrov. Vo vnútornej časti kotliny sa tvoria prevažne íly až piesčité íly s polohami ryolitových a andezitových tufitov a zlepcov s prevahou andezitových valúnov. V okrajových častiach kotliny silne prevažuje vulkanoklastický materiál nad ílmi. V južnej časti kotliny (vrt HF-1) sa v spodnej časti súvrstvia tvorili pelitické až psamitické tufty úlomkami andezitov

a ryolitových pemz. Tieto sedimenty postupne prechádzali do ílov, na ktoré sa preplavoval materiál z intenzívne rozrušovaného vulkanického komplexu. Autochtónny materiál v tejto časti zastupujú iba tenké medzivrstvičky ryolitového tufu.

V priebehu pokračujúcej subsidencie kotliny sa do nej splavovali aj väčšie fragmenty a v tuftoch sa preto vytvárali polohy epiklastických vulkanických brekcií. Úlomky biotiticko-amfibolického a pyroxenického andezitu silno prevládajú nad úlomkami ryolitu. Postupom času sa v súvrství zvyšoval obsah ryolitového materiálu, ktorý tvorí výrazne rozvrstvené tufty bez úlomkov andezitu a s polohami pemzových tufov. Pribúdanie ryolitového materiálu smerom do vrchných častí súvrstvia možno dať do súvisu s blízkosťou erupčných centier. V prvých štádiách prebiehali erupcie vo vzdialenejších miestach okraja panvy a až po uložení značnej časti tuftického komplexu došlo k ryolitovým erupciám na okraji kotliny, a to najmä na tektonických líniiach, obmedzujúcich Žiarsku kotlinu na severnej, východnej a južnej strane, kde sa najväčšie nahromadeniny ryolitových hmôt zachovali dodnes.

Vulkanické erupcie mali dlhodobý charakter s medziobdobiami utíchania, na čo poukazuje striedanie lávových telies s hrubými polohami ryolitových tufov a tuftov vo vrchnej časti súvrstvia. V priebehu vulkanickej činnosti dochádzalo k postupnému zanášaniu sedimentačného priestoru natoľko, že sa časť vulkanického materiálu ukladala na suchej zemi, zasahujúcej hlboko do pôvodného sedimentačného bazénu. Preto sa koncom IV. obdobia značne zmenšil sedimentačný priestor a súčasne vznikali menšie plytké zálivovité bazény (obr. 5).

Toto obdobie je v porovnaní s predchádzajúcimi obdobiami poznamenané väčším výronom vôd bohatých na kyselinu kremičitú, z ktorej sa vo vodnom prostredí vyzrážali polohy hydrokvarcitov, alebo polohy opalizovaných tuftov. Polohy hydrokvarcitov sa nachádzajú v celom súvrství. Najpočetnejšie sú na severnom a južnom okraji kotliny. Sú subhorizontálne uložené a ich hrúbka je obvykle 1 až 2 metre. Často sa striedajú s ryolitovými a ryodacitovými tuftmi. J. Slávik (1960) vyslovil názor, že polohy hydrokvarcitov v Žiarskej kotline sú staršie ako nadložný vulkanizmus Vtáčnika, na báze ktorého polohu hydrokvarcitov našiel. K tomuto predpokladu treba poznamenať, že v priebehu vulkanickej činnosti stredoslovenských nevulkanitov vznikali polohy hydrokvarcitov dlhší čas a nachádzame ich v spojitosti nielen s ryolitovým, ale aj s andezitovým vulkanizmom. Okrem Vtáčnika sú aj v stredných častiach Kremnického pohoria (M. Böhmer—H. Gerthofferová— I. Kraus 1969) a v stredných častiach Štiavnického pohoria (J. Forgáč—K. Karolus 1968, J. Forgáč 1972). Polohy hydrokvarcitov vo vulkanickom komplexe nemožno chápať ako stratigrafický horizont v regionálnom meradle.

Súvrstvie IV. vývojového obdobia je chudobné na flóru. Obsahuje ojedinelé zuhoľnatené zvyšky listov rastlín, na základe ktorých sa zaraďuje do sarmatu (E. Planderová 1975, V. Sitár 1975, 1973, F. Němejč 1951, 1958).

V. vývojové obdobie

Začleňujeme sem časový interval, v ktorom sa tvorili sedimenty panónu až pliocénu. Na začiatku dochádza následkom tektonickej aktivity k vytvoreniu väčšieho sedimentačného priestoru, resp. prietokových jazier v oblasti Zvolensko-slatinskej a Banskobystrickej kotliny, kým v Žiarskej kotline pokračuje plytkovodná sedimentácia z dvoch predchádzajúcich vývojových období. V priebehu tohto obdobia sa tvorilo štrkovo-piesčito-ílovité súvrstvie.

Štrkovo-piesčité súvrstvie v Žiarskej kotline je v oblasti Pitelovej s. od Žiaru nad Hronom pri Potôčku a na východ pri Šibenici; pri Ladomeri je štrkovo-piesčito-ílovité súvrstvie najlepšie odkryté. Vo zvolensko-banskobystrickej oblasti je najrozšírenejšie v pruhu od Budče na Veľkú Lúku. Štrkovopiesčité súvrstvie je charakteristické vyznievaním piesčitých polôh, líšiacich sa veľkosťou valúnov alebo pomerom piesčitého a štrkového materiálu (tab. XIX, obr. 1). Miestami sú v nich polohy pieskov, tufitických pieskov a piesčitých ílov. Tieto polohy vyznievajú na pomerne krátku vzdialenosť a sú často krížovo zvrstvené (tab. XIX, obr. 2). Valúnový materiál štrkovo-piesčitého súvrstvia je polymiktný. Tvorí ho prevažne kremeň a kremence; menej časté sú dolomity a vápence. Ojedinele obsahuje kryštalické bridlice, granity a neovulkanity. Vzájomný pomer hornín vo valúnovom materiáli, ako aj pomer uvedených polôh v súvrství, je rôzny. Závisí na zložení znosovej oblasti, charaktere sedimentácie a odolnosti hornín. Hrúbka štrkovo-piesčitého súvrstvia kolíše od niekoľkých metrov do 200 metrov. Najväčšia hrúbka sa zistila pri Veľkej Lúke vo vrte P-19 (M. Pulec—J. Seneš 1963), kde bolo zachytené 200 metrov hrubé súvrstvie štrkovo-piesčitých sedimentov, prevažne kremencov, v piesčitej frakcii súvrstvia boli zistené znaky vulkanickej činnosti počas jeho sedimentácie. Toto súvrstvie leží na piesčito-ílovitom súvrství II. vývojového obdobia.

Okrem štrkovo-piesčitých sedimentov tvoria značnú časť pliocénnych sedimentov uloženiny s prevahou ílovitých, aleuritických a piesčitých sedimentov. Odlišný charakter sedimentov vedie k predpokladu, že sú odlišného veku.

V Žiarskej kotline je to napr. súvrstvie, ktoré tvoria sivé až tmavosivé íly s polohou piesčitých tufitov s ojedinelými valúnni andezitu, ryolitu a kremeňa. Miestami sú v nich polohy štrkov. Toto súvrstvie bolo zachytené s. od Lutily vrtom 643 a v Pitelovej vrtom 660 (vrty UP-GP Novoveská Huta). Leží na ryolitových tufoch a má hrúbku od 30 do 100 m.

Podobné súvrstvie bolo zistené vo Zvolensko-slatinskej kotline vo vrte KJ-2 (V. Konečný—L. Dublan 1975) a vo vrte P-6 (M. Pulec 1966). Má hrúbku asi 100 metrov a tvoria ho prevažne aleuritické sedimenty, ktoré prechádzajú miestami do tufitických ílov. V súvrství sú polohy hrubozrnných pieskov, štrkov s valúnni andezitu, menej ílovca. V štrkoch sa iba ojedinele vyskytujú andezitové valúny. Na základe palinológie začleňujeme toto súvrstvie do pliocénu (E. Planderová 1975, M. Pulec 1975).

Panónsko-pliocénne sedimenty vznikali jednak v samostatných panvičkách, ako v Žiarskej kotline, Zvolensko-slatinskej kotline, tak aj v riečnom systéme prietokových jazier. Na základe odlišného petrografického zloženia, litologického charakteru a charakteru sedimentácie treba predpokladať, že nevznikali v tom istom čase, ale s určitým časovým odstupom. Na túto skutočnosť upozornil M. Pulec (1966). Vzhľadom na to, že sa panónsko-pliocénne sedimenty v Žiarskej kotline postupne vyvíjali od IV. obdobia bez prerušenia sedimentácie, je pravdepodobné, že sú staršie ako panónsko-pliocénne sedimenty, ktoré vznikali v systéme prietokových jazier, pravdepodobne koncom pliocénu.

V piatom vývojovom období bola v oblasti stredného Slovenska už iba slabá vulkanická činnosť. V Žiarskej kotline boli erupcie bazaltoidných andezitov v oblasti Žiar nad Hronom, Jastrabá a Bartošová Lehôtká. Bazaltoidné andezity prerážajú ryolitové tufty (R. Kettner 1928) a štrkovo-piesčité súvrstvie pliocénu (F. Fiala 1957, 1961). V priebehu tohto vulkanizmu vznikli lávové prúdy, efuzívne kopy a žily (tab. XX, obr. 1, 2), ktorých erupčné centrá boli v okolí Bartošovej Lehôtky a j. od Jastrabej. Do tohto obdobia sa zaraďujú posledné dozvuky vulkanickej činnosti v Poľane (V. Konečný—L. Dublan 1975).

Koncom pliocénu sa zdvihla oblasť Hrona a zanikli pliocénne sedimentačné priestory.

Záver

V centrálnej časti dnešnej stredoslovenskej oblasti sa v miocéne vytvárali jazerné sedimentačné bazény, ktoré sa v rôznych obmenách pretvárali až do pliocénu. Časom sa menila veľkosť týchto bazénov i litofaciálny vývoj vulkano-sedimentárneho komplexu, ktorý sa v nich tvoril. Tento proces sa uskutočnil v piatich vývojových obdobiach.

V prvom vývojovom období vznikla Žiarska kotlina v západnej časti a Zvolensko-slatinská vo východnej časti skúmaného územia. V Zvolensko-slatinskej kotline sa začína sedimentácia hrubopiesčitými až balvanovitými zlepcami s ojedinelým výskytom vulkanického materiálu. Postupne bol na pomerne malú vzdialenosť do sedimentačného bazénu znášaný prevažne vulkanoklastický materiál a vytvorilo sa súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií. Znos prichádzal zo sv. časti Štiavnického pohoria a Javoria, kde bola vulkanická činnosť, produkujúca andezity. V najhlbších častiach Žiarskej kotliny došlo k erupciám ryolitu. Nad ryolitom je ílovito-piesčité súvrstvie s ojedinelými znakmi vulkanického materiálu. Vulkanizmus prebiehal vo vzdialenejších miestach od Žiarskej kotliny. Toto obdobie vekove patrí do bádenu.

V druhom vývojovom období sa uplatnila tektonika, sedimentačný priestor sa značne rozšíril a kotliny sa spojili. V najhlbších častiach bazénu sa tvorilo ílovito-piesčité súvrstvie, bližšie k okrajom tuftické a pri okrajoch súvrstvie epiklastických

vulkanických brekcií. Znos materiálu šiel z okolitých vulkanických pohorí, najmä zo Štiavnického pohoria a Javoria, menej zo strednej časti Kremnického pohoria, kde sa nachádzali aj vulkanické centrá. Erupcie sa začali aj v oblasti ihráčsko-banskoštiavnického prelomu. Toto obdobie patrí vekove k sarmatu.

V treťom vývojovom období sa tvorilo veľké množstvo epiklastických vulkanických brekcií a menšie množstvo lávových telies. Toto obdobie sa vyznačuje znášaním veľkej časti sedimentačného priestoru. Preto sa jazerná sedimentácia obmedzila na oblasť Žiarskej kotliny. V strednej časti sa tvorilo piesčito-ílovité súvrstvie s ojedinelými plochami andezitových tuftov, na okrajoch bol prevažne vulkanoklastický materiál s ojedinelými lávovými prúdmi, s polohami ílov a tuftov. Na východ od ihráčsko-banskoštiavnického prelomu, v miestach pôvodného sedimentačného bazénu z predchádzajúceho obdobia sa ukladali epiklastické vulkanické brekcie, občas s lávovými telesami a polohami tufov a tuftov. Súvrstvie predstavuje uloženie prolúviálnej roviny. Vulkanická činnosť prebiehala na ihráčsko-banskoštiavnickom prelome, ako aj v okrajových častiach okolitých pohorí. Toto obdobie patrí vekove k sarmatu.

V štvrtom období pokračuje jazerná sedimentácia v Žiarskej kotline tvorbou ílovito-piesčitého súvrstvia. Oblasť v. od Žiarskej kotliny bola i naďalej súš. Časove spadá toto obdobie do etapy ryolitových erupcií v oblasti Žiarskej kotliny. Na konci obdobia sa sedimentačný bazén v Žiarskej kotline zmenšil. Toto obdobie patrí vekove do sarmatu.

V piatom období pokračuje v Žiarskej kotline jazerná sedimentácia; obnovil sa sedimentačný bazén v oblasti Zvolensko-slatinskej a Banskobystrickej kotliny. V tomto období sa tvorili štrkovo-piesčité a tuftiticko-ílovité súvrstvia s polohami štrkov a pieskov. Vulkanická činnosť bola pomerne slabá, prebiehala vo v. časti Žiarskej kotliny erupciami bazaltoidných andezitov; v oblasti Poľany zasahovali do tohto obdobia iba posledné prejavy andezitových erupcií. Jazerná sedimentácia v centrálnej časti stredoslovenských neovulkanitov zanikla koncom pliocénu. Toto obdobie patrí vekove k panónu až pliocénu.

Do tlače odporučil J. Lexa.

Literatúra

- BAKO, J. 1958: Výpočet zásob diatomitov v Dúbravici v kategórii C2. Geofond, Bratislava.
- BÖHMER, M.—ŠKVARKA, L. 1970: Vztah medzi podložím neovulkanitov a výronmi termálnej vody v Kremnici. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 21—32.
- BÖHMER, M.—GERTHOFFEROVÁ, H.—KRAUS, I. 1969: Problems of alteration of central Slovakian Neovolcanites. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied. 20, 1 Bratislava 47—64.
- BRESTENSKÁ, E. 1963: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, list Nitra (neogén) Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- FIALA, F. 1957: Geologické a petrografické pomery širšieho okolí Kremnice, Sbor. Ústř. Úst. geol. 23, 2, Praha, 233—298.
- FIALA, F. 1961: Geologicko-petrografický výskum centrálnej a južnej časti Kremnických hor za léta 1955—1960. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1968: Postavenie mladých pyroxenických andezitov v severných výbežkoch Štiavnického pohoria. Geol. Práce, Správy 46, Bratislava, 209—212.
- FORGÁČ, J.—KAROLUS, K. 1968: Vysvetlivky ku geologickej mape, neovulkanitov stredného Slovenska v mierke 1 : 100 000. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J.—ZBOŘIL, E.—BODNÁR, J.—FILO, M. 1969: Štruktúrno-tektonický plán Kremnického pohoria. Mineralia slov. 1, 3—4, Košice, 206—217.
- FORGÁČ, J. 1972: Mineralogicko-petrografické zhodnotenie vrtnu JP-1 (Jastrabá). Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1972: Genéza alunitu a premenených hornín od Dekýša (Štiavnické pohorie). Geol. Práce, Správy 58, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 189—199.
- FORGÁČ, J. 1973: Záverečná správa z vrtnu FŽB-1, lokalita Železná Breznica. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1973: in FRANKO, O.—FORGÁČ, J.—FUSÁN, O.—ZBOŘIL, E. 1973: Zhodnotenie Žiarskej intravulkanickej depresie vzhľadom na vyhľadávanie hypertermálnych vôd. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 15—32.
- FORGÁČ, J. et al. 1975: Štruktúrne vrtny HF-1 (Hliník nad Hronom) a JF-1 (Jalná). Regionálna geológia Západných Karpát, 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J.—PULEC, M. 1975: Geologická stavba vulkanitov a sedimentov juhovýchodnej časti Kremnického pohoria (list Kováčová, Malachov) — vysvetlivky. Archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. 1969: Paleogeografia a rozšírenie neogénu Hornonitrianskej kotliny. Západné Karpaty, 11, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J.—PLANDEROVÁ, E. 1970: Korelácia sedimentov Handlovsko-nováckej panvy so Žiarskou kotlinou. Západné Karpaty, 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—156.
- GAŠPARIK, J.—PULEC, M. 1972: Charakteristika neogénnych sedimentov vo vrte JP-1. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- GAŠPARIK, J. 1973: Príspevok k tektonike a litologickej výplni kotlín stredného Slovenska. Geol. Práce, Správy 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 259—266.
- KAROLUS, K. 1967: Čiastková záverečná správa k listu 1 : 50 000 Nová Baňa a príľahlej časti listu 1 : 50 000 Zlaté Moravce. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. 1976: Geologické a štruktúrno-tektonické pomery Pliešovskej kotliny z vrtnu GK-8 pri Ostrej Lúke. Geol. Práce, Správy 65, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—21.
- KAROLUSOVÁ, E. 1975: Korelácia tufitických sedimentov Zvolenskej kotliny a vulkanitov Kremnického pohoria. Geol. Práce, Správy 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 149—158.
- KETTNER, R. 1928: Príspevek k poznání geologických poměrů hronské kotliny svätokřížské. Rozp. Čs. Akad. Věd, 37, 9, Praha.
- KNÉZL, J. 1963: Záverečná správa a výpočet zásob vyhľadávacieho prieskumu andezitu Badín—Skalica. Geofond, Bratislava.
- KNÉZL, J.—LUKAJ, M.—LINKEŠOVÁ, M. 1973: Kremnické pohorie — HG rudy. Geofond, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—BAGDASARJAN, G. P.—VASS, D. 1969: Evolution of neogene Volcanism in Central Slovakia and its confrontation with absolute Ages. Acta geol. Acad. Sci. Hung. 13, Budapest, 245—258.
- KONEČNÝ, V.—DUBLAN, L. 1975: Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1 : 25 000 na listoch Zvolenská Slatina a Detva. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUTHAN, M. 1963: Vysvetlivky ku geologickej mape ČSSR 1 : 200 000 list Banská Bystrica, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- LEXA, J. 1975: Geologická stavba neovulkanického komplexu v severnej časti Kremnického pohoria. Rukopis-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NĚMEJC, F. 1951: K vzájemnému poměru květen handlovské hnědouhlné panve a některých uloženín z oblasti ryolitových vyvrelín južne od Kremnice na Slovensku. Sbor. Ústř. Úst. Geol. 18, Praha, 197—207.
- NĚMEJC, F. 1958: Zpráva o stratigrafickém hodnocení květen handlovské a kremnicko-štiavnické oblasti. Zprávy o geol. výskumech, Praha.
- PULEC, M.—SENEŠ, J. 1963: Ročná správa o základnom geologickom výskume Banskobystrickej, Zvolenskej, Slatinskej, Breznianskej a Horehronskej kotliny (terciér). Archív Geol. Ústav. D. Štúra, Bratislava.
- PULEC, M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlin centrálnych Západných Karpát. Rukopis-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PULEC, M. 1966: Záverečná správa z vrtu PK-1 (Kováčová). Rukopis-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PULEC, M. 1969: Litostratigrafický výskum terciéru vnútorných kotlin centrálnych Západných Karpát. Rukopis-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PULEC, M. 1975: in KONEČNÝ, V.—DUBLAN, L. 1975: Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1 : 25 000 na listoch Zvolenská Slatina a Detva. Rukopis-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1961: Palinologické vyhodnotenie vrtu P-1 a P-2. Rukopis-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1966: in PULEC, M. 1966: Záverečná správa z vrtu PK-1. Rukopis-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1971: in KNÉZL, J.—LUKAJ, M.—LINKEŠOVÁ, M. 1973: Kremnické pohorie — Hg rudy. Geofond, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1972: Palinologické vyhodnotenie vrtu JP-1. Rukopis-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1973: Palinologické vyhodnotenie vrtu FŽB-1. Rukopis-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E.—PULEC, M.—SAMUEL, O.—VAŇOVÁ, M., 1973: Poznámky k litologicko-stratigrafickým pomerom Banskobystrickej a Zvolenskej kotliny. Geol. Práce, Správy 30, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1975: in FORGÁČ, J. et al. 1975: Štruktúrne vrty HF-1 (Hliník nad Hronom) a JF-1 (Jalná). Regionálna geológia Západných Karpát, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRIECHODSKÁ, Z. 1973: Sedimentárno-petrografické vyhodnotenie neogénnych sedimentov vo vrte FŽB-1. Rukopis-archív Bratislava.
- ROZLOŽNÍK, L. et al. 1966: Výskum hornín štiavnického ostrova — časť stratigrafia, tektonika a metalogenéza. Rukopis-archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SITÁR, V. 1973: Die fossil Flora sarmatischer Sedimente aus der Umgebung von Močiar in der mittleren Slowakei. Acta geol. geogr. Univ. Comen. 26, Geologica, Bratislava, 5—85.
- SITÁR, V. 1975: in FORGÁČ, J. a kol. 1975: Štruktúrne vrty HF-1 (Hliník nad Hronom) a JF-1 (Jalná). Regionálna geológia Západných Karpát 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe Hornonitrianskej a Žiarskej kotliny. Geol. Zbor. 1, Bratislava, 111—118.
- VALACH, J. 1966: Niektoré nové poznatky o geologicko-petrografických pomeroch oblasti Vigfašská Huta—Kalinka. Geol. Práce, Správy 38, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—30.

History of volcanic-sedimentary and volcanogenic complexes in middle part of Central-Slovakian neovolcanic region

Summary

In the middle part of the Central-Slovakian volcanic region lacustrine sedimentation basins formed. The basins lasted up to the Pliocene with slight variabilities. In the course of time, the spatial extension of the basins changed as well as the lithofacial history of the volcanic-sedimentary complex formed in the basins. The process proceeded in five evolutionary stages.

1. In the first evolutionary stage, the Žiarska kotlina depression formed in the western part, and the Zvolensko-slatinská kotlina depression — in the eastern part of the area on study. In the Zvolensko-slatinská kotlina depression the sedimentation commences with coarse-sandy to boulder-like conglomerates with occasional volcanic material. Volcanoclastic material was gradually transported over a short distance into the sedimentation basin, to give rise to a succession of epiclastic volcanic breccia. The material was transported from the northeastern part of the Štiavnické pohorie and Javorie mountains where andesites were produced by volcanic activity. In the Žiarska kotlina rhyolites erupted in the deepest parts. Above the rhyolites a sandy-clayey succession with occasional indications of volcanism formed. Volcanic activity proceeded in areas more distant from the Žiarska kotlina. As for age, it is Badenian.

2. In the next period, owing to tectonics, the sedimentation area got considerably larger and the two depressions joined. A clayey-sandy sequence formed in the deepest parts of the basin, a tuffaceous sequence nearer to the margins, and a sequence of epiclastic breccia along the periphery of the basin. The material was transported from the surrounding volcanic mountain ranges, particularly from the Štiavnické pohorie and Javorie mountains, and partially from the middle part of the Kremnické pohorie mountains, where also volcanic centers were present. Eruptions also took place in the area of the Ihráčsko-Banskoštiavnický divide. As regards age, it is the Sarmatian.

3. In the third evolutionary stage plentiful epiclastic volcanic breccias and less lava flows form. The period is characterized by silting-up of a large part of the sedimentation basin. Owing to that, the lacustrine sedimentation got restricted to the area of the Žiarska kotlina depression. In the middle part of the depression a sandy-clayey bed sequence formed with occasional horizons of andesite tuffites; and along the periphery of the basin predominantly volcanoclastic material with occasional lava flows and layers of clays and tuffites deposited. At the east of the Ihráč — Banská Štiavnica divide (gap), in the place of the original sedimentation area as formed during the second stage, predominantly epiclastic volcanic breccias deposited with horizons of tuffs and tuffites. The bed sequence represents deposits of a piedmont plain. Volcanic activity proceeded on the Ihráč—Banská Štiavnica divide (gap) and in marginal parts of the adjacent mountain ranges. As for age, the period is Sarmatian.

4. In the fourth evolutionary stage, the lacustrine sedimentation in the Žiarska kotlina depression continues by the generation of a clayey-sandy to tuffaceous bed sequence. The area at the east of the Žiarska kotlina depression still remains dryland. The period may be referred to the phase of rhyolite eruptions in the area of the Žiarska kotlina depression. As regards its age, the bed sequence is Sarmatian.

5. In the fifth evolutionary stage in the Žiarska kotlina the lacustrine sedimentation continued and the sedimentation basins in the Banskobystrická and the Zvolensko-slatinská kotlina depressions were restored. In this stage, the gravelsandy and tuffaceous-clayey bed sequence with the horizons of gravels and sands formed. Volcanic activity was comparatively weak; in the eastern part of the Žiarska kotlina depression, eruptions of basaltoid andesites took place. In the area of Poľana this period is characterized by the last andesite eruptions. The lacustrine sedimentation in the central part of the Central-Slovakian neovolcanic rocks terminated by the end of the Pliocene. The bed sequence is Pliocene in age.

Explanations of text-figures 1—5

Fig. 1 Orientation of profiles in the central part of Central-Slovakian volcanic region

Fig. 2 A scheme of distribution of lacustrine basins in evolutionary stages

Fig. 3—5 Geological profiles of the central part of Central-Slovakian neovolcanic region.

Explanations of plates XIX—XX

Plate XIX

Fig. 1 Character of sedimentation of Pliocene sediments in the Žiarska kotlina depression near the village Vieska. Photographed by M. Pulec.

Fig. 2 Cross-section of Pliocene sediments in the Žiarska kotlina depression near the village Vieska. Photographed by M. Pulec.

Plate XX

Fig. 1 General view of basaltoid andesites penetrating Pliocene sediments. Photographed by M. Pulec.

A Pliocene sediments

B Basaltoid andesites

Fig. 2 A detail of the margin of basaltoid andesite penetrating into Pliocene sediments. Photographed by M. Pulec.

A Pliocene sediments

B Basaltoid andesites

Vysvetlivky k tabuľkám XIX a XX

Tabuľka XIX

1. Charakter sedimentácie pliocénnych sedimentov v Žiarskej kotline pri obci Vieska. Foto M. Pulec.

2. Šikmé zvrstvenie pliocénnych sedimentov v Žiarskej kotline pri obci Vieska. Foto M. Pulec.

Tabuľka XX

1. Celkový pohľad preniku bazaltoidných andezitov do pliocénnych sedimentov. Foto M. Pulec.

A — pliocénne sedimenty

B — bazaltoidné andezity

2. Detail okraja preniku bazaltoidného andezitu do pliocénnych sedimentov. Foto M. Pulec.

A — pliocénne sedimenty

B — bazaltoidné andezity

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 3

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave v roku 1978.

Vedecký redaktor: RNDr. Anton Biely, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

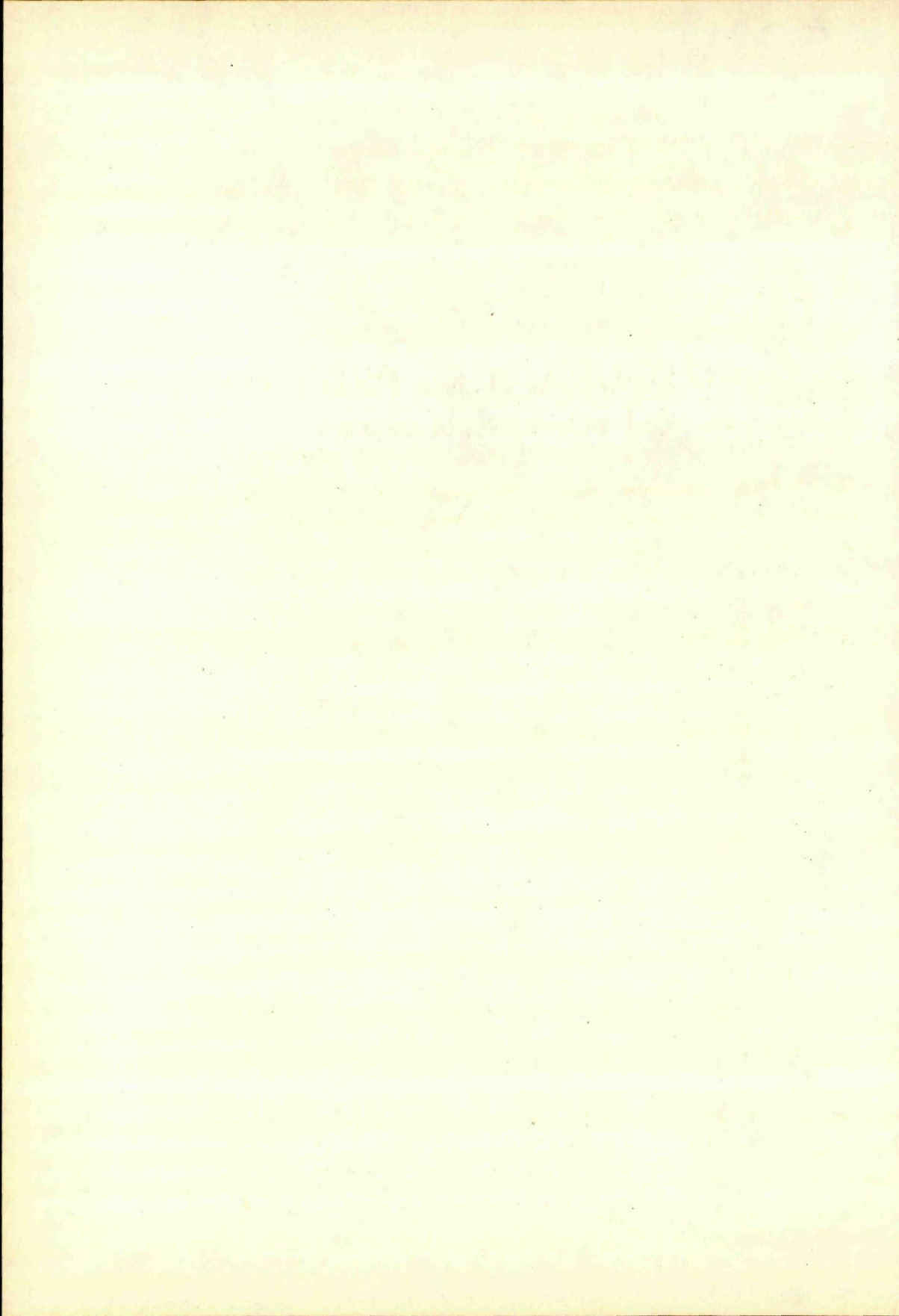
Korektorka: Anna Sečanská

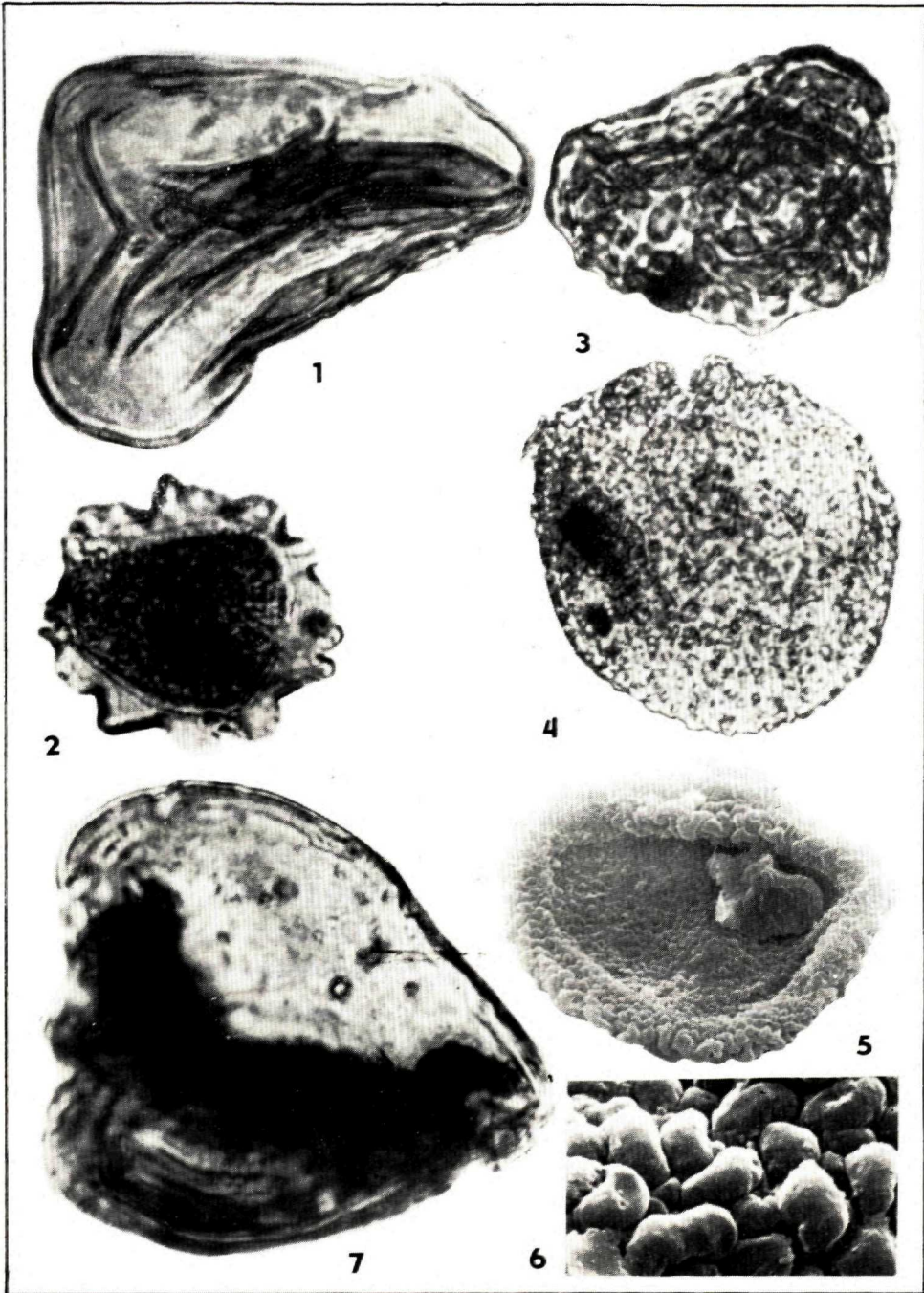
Technický redaktor: Jozef Bielik

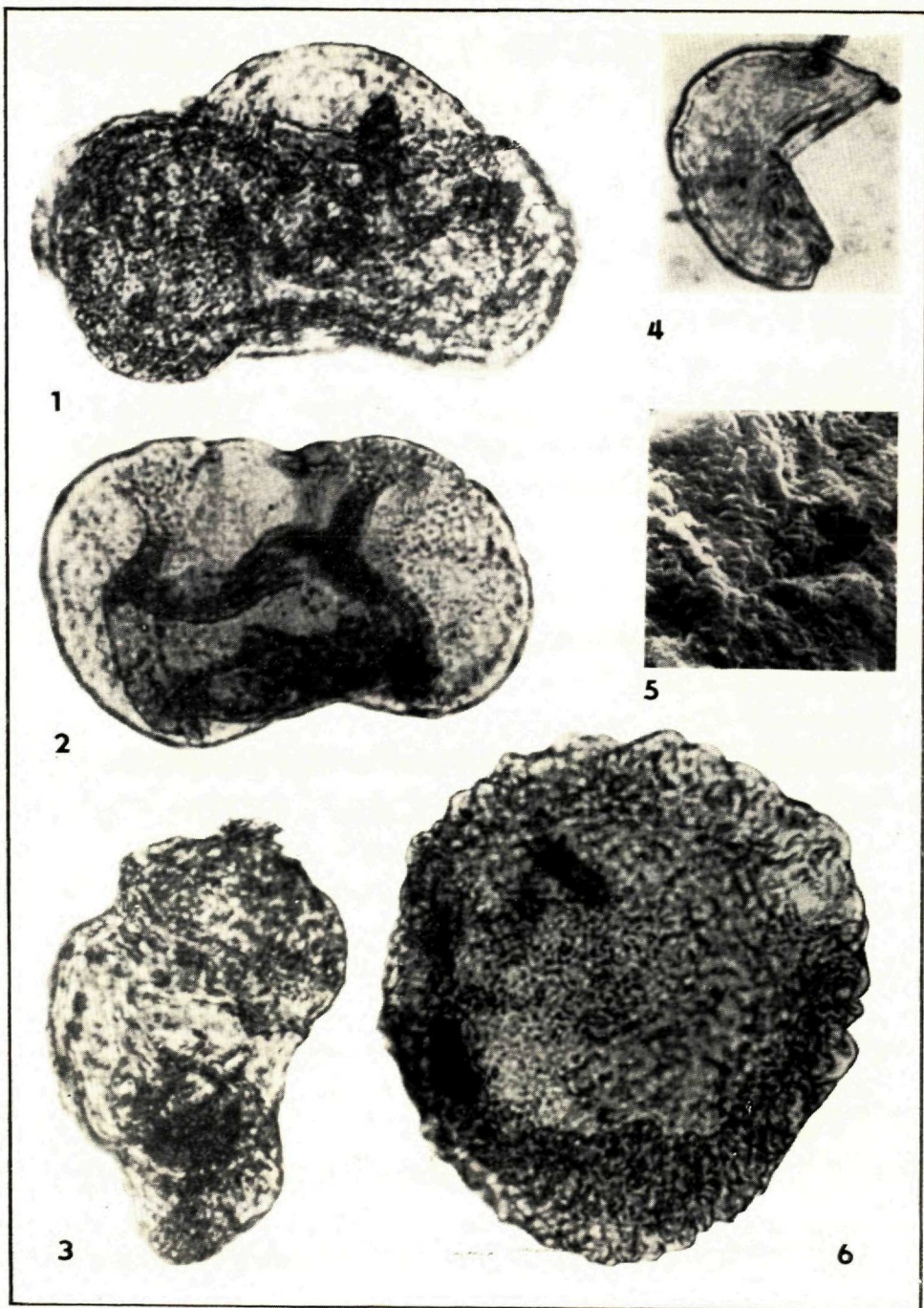
Vytlačili Polygrafické závody, n. p., Bratislava-Krasňany ofsetom r. 1978. Náklad 700 kusov, 1. vyd. povol. SÚKK 1197/1-1977. Temat. skup. 03/9. Rozsah AH 10,056, VH 10,237. Cena brož. Kčs 17,—.

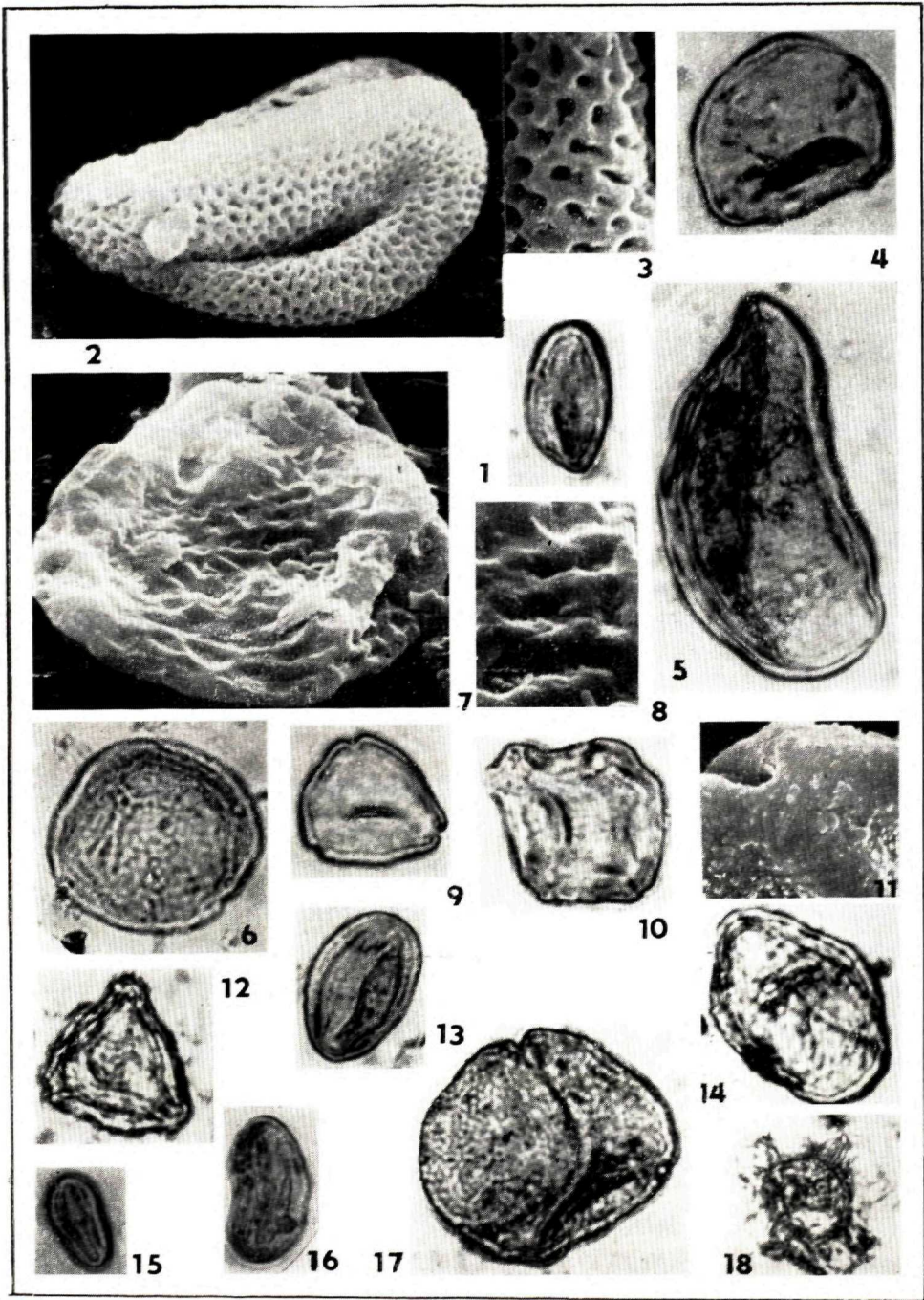
FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS

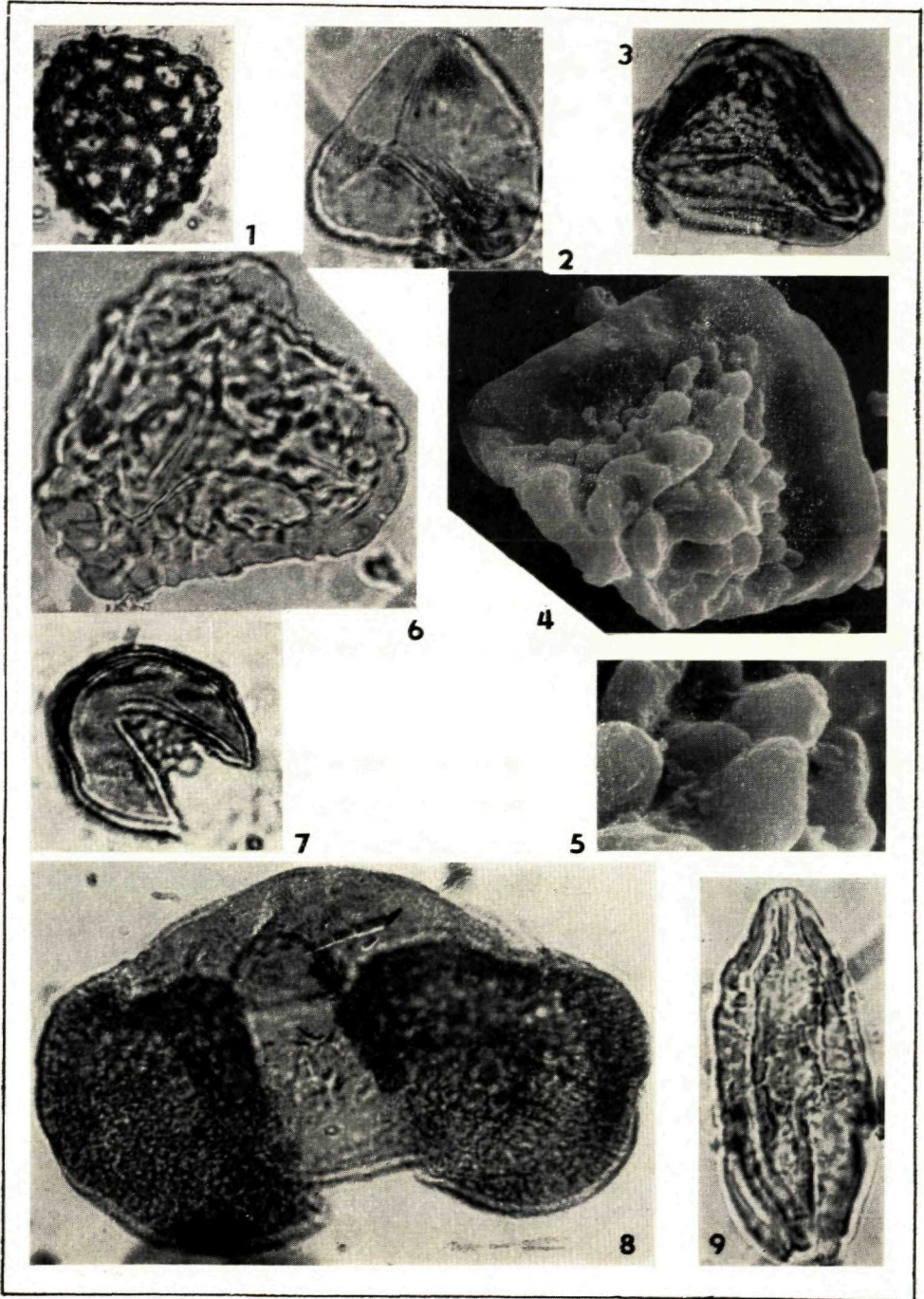
I—XX

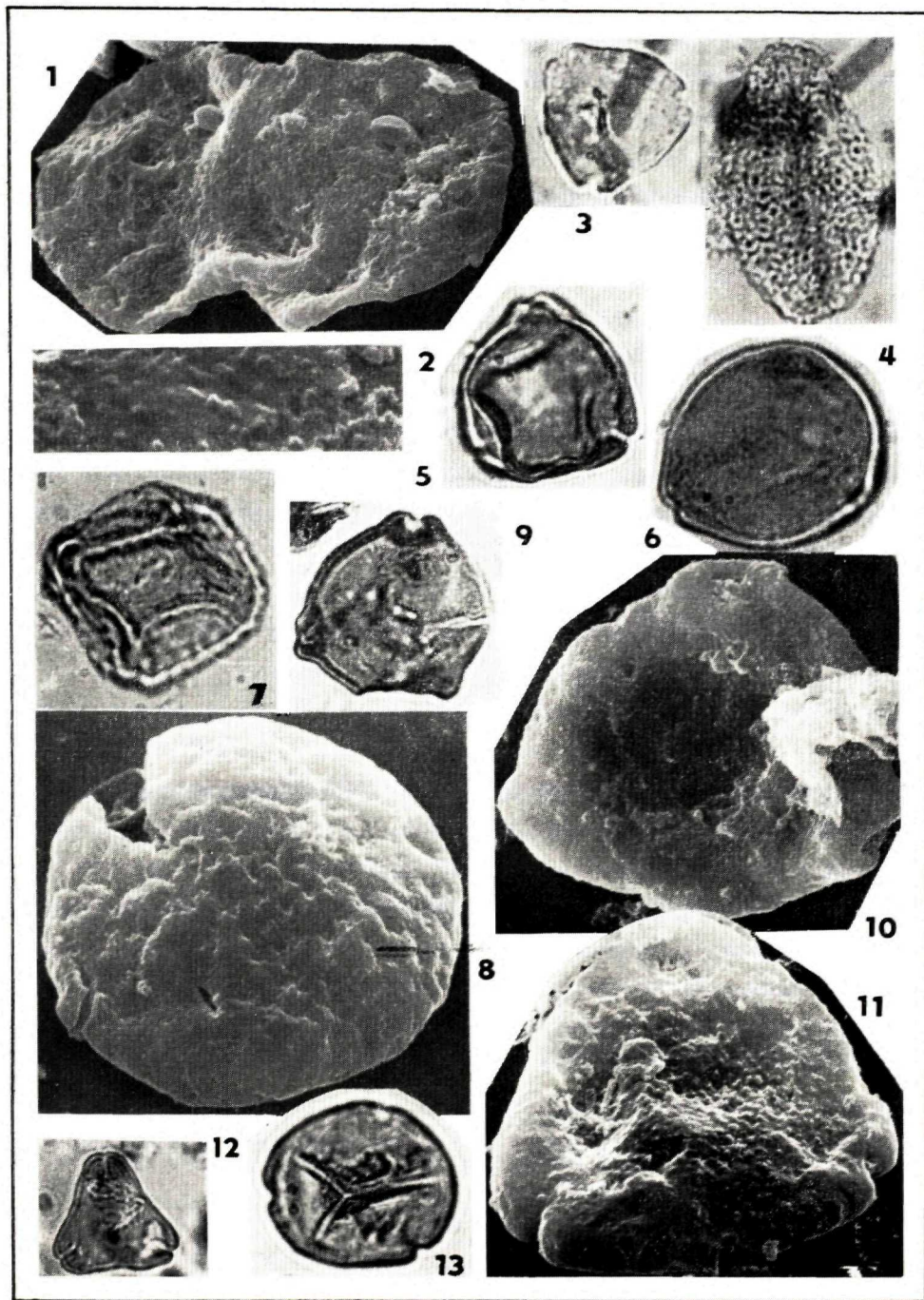


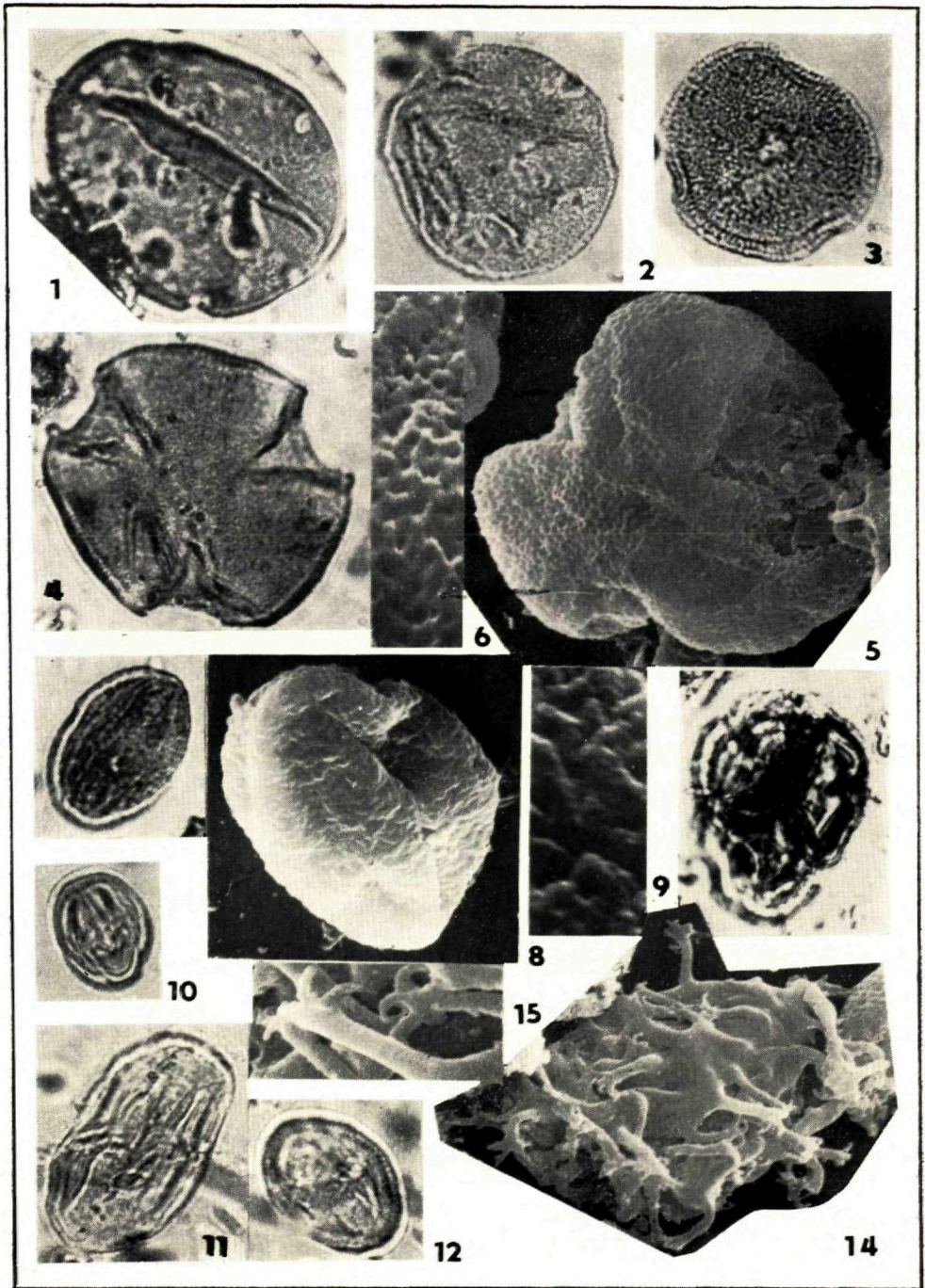


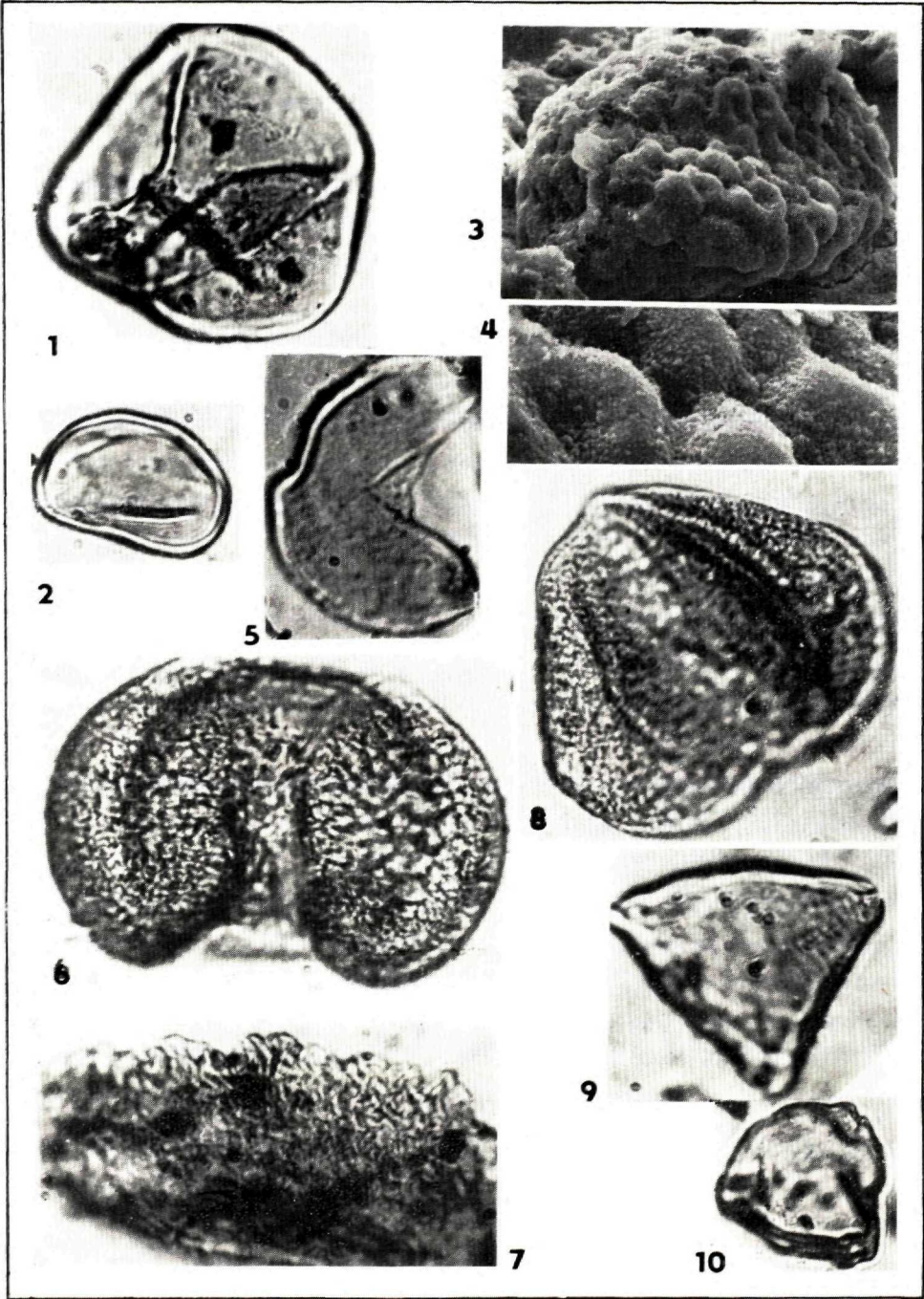


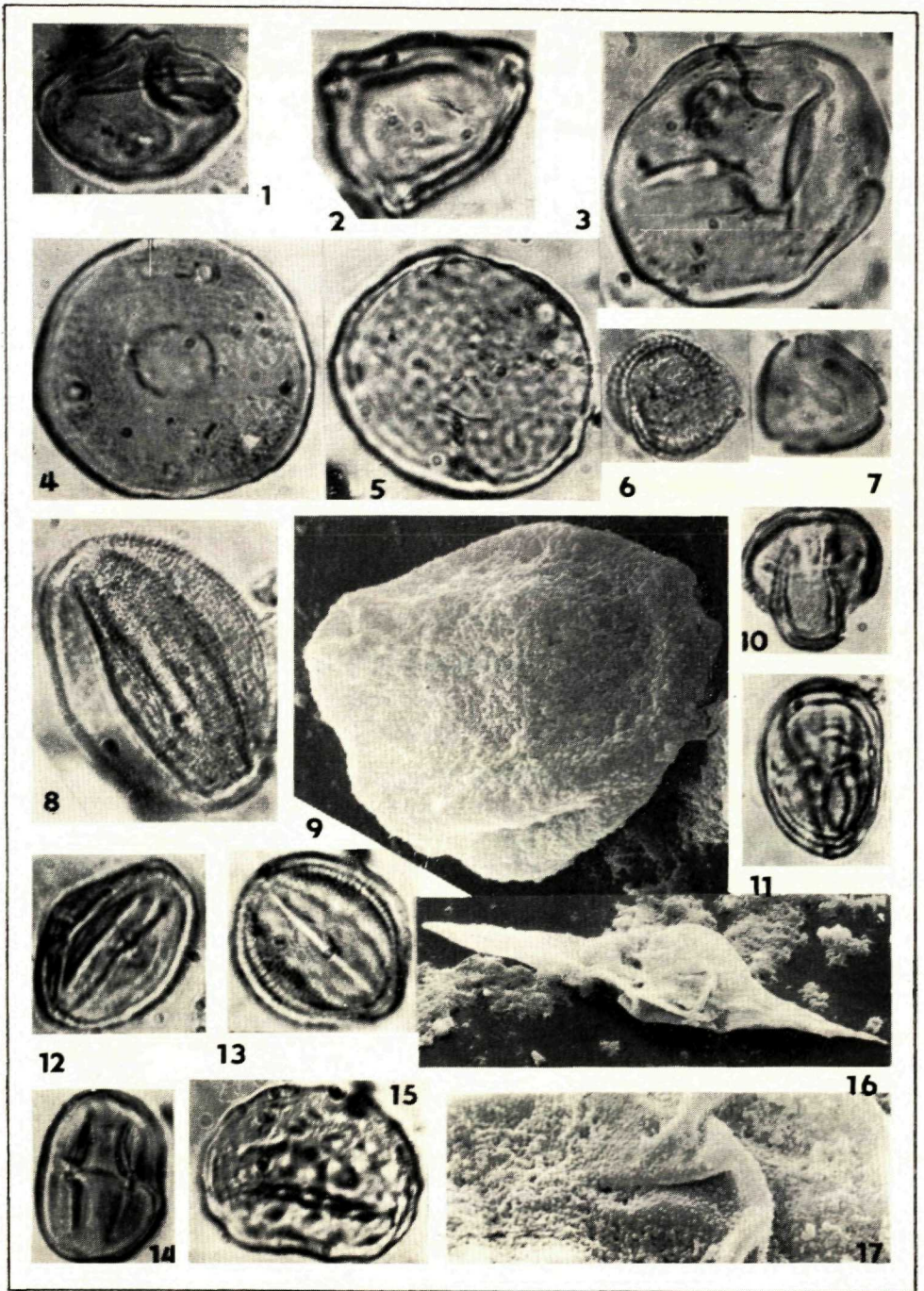


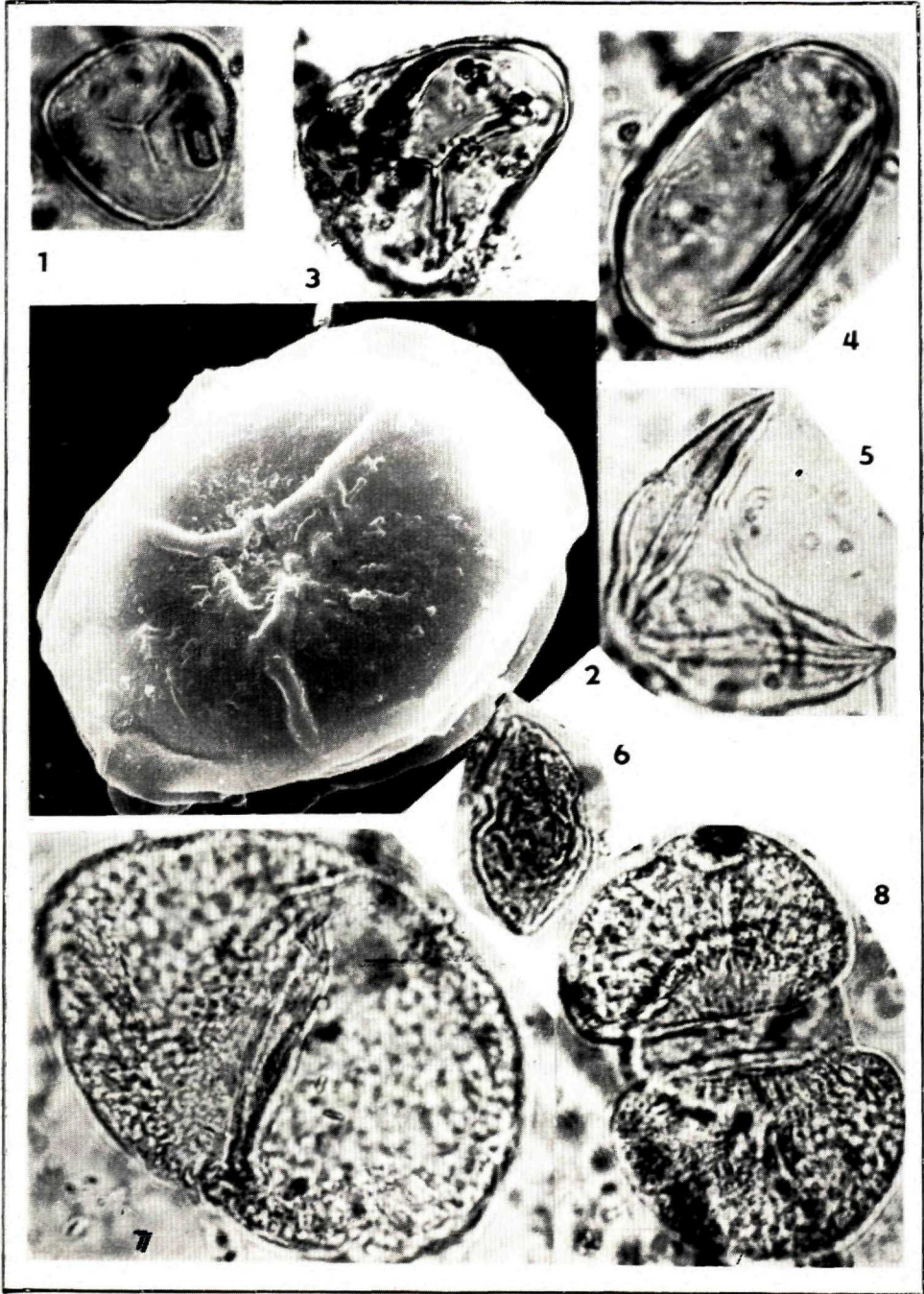


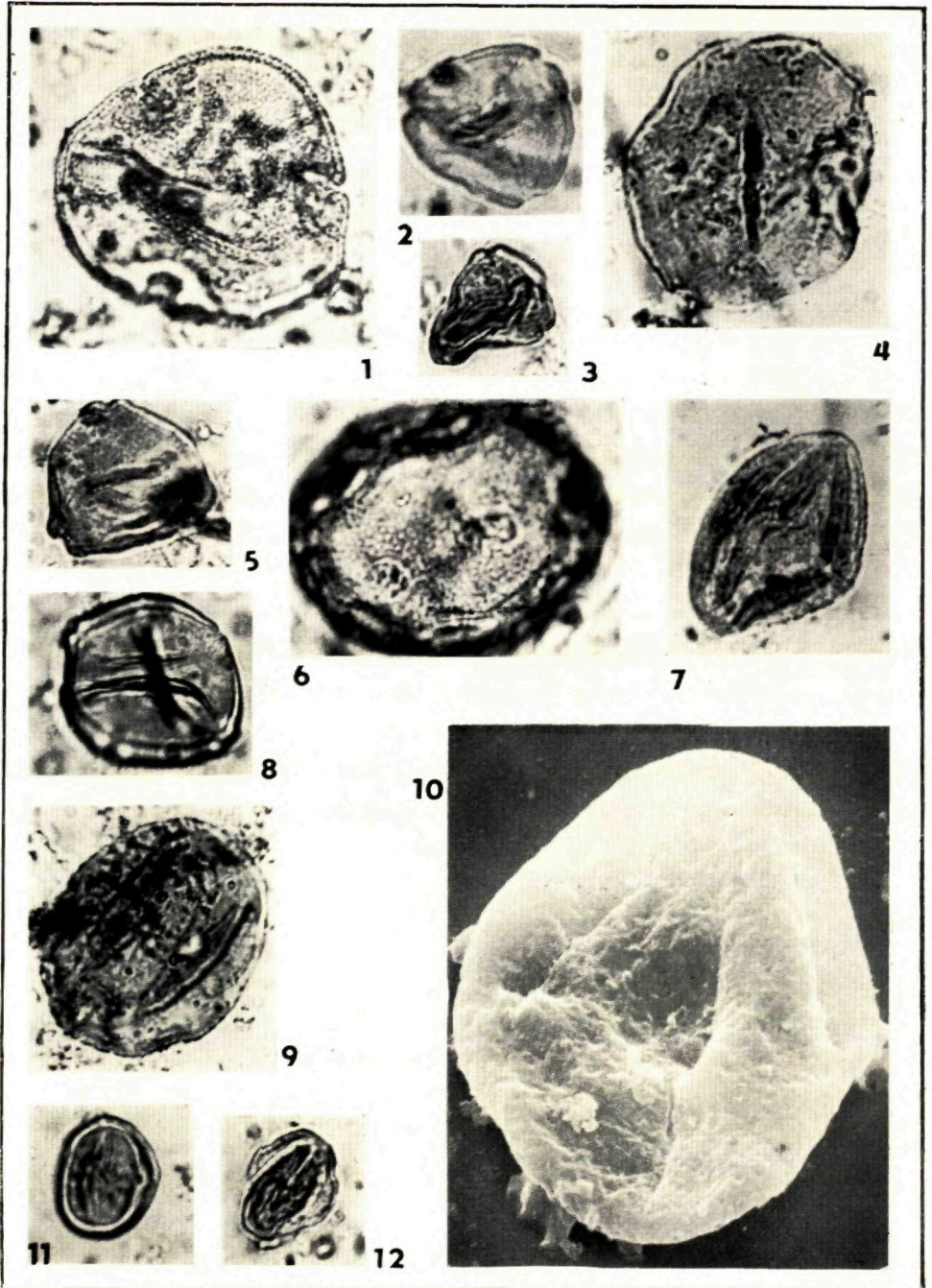


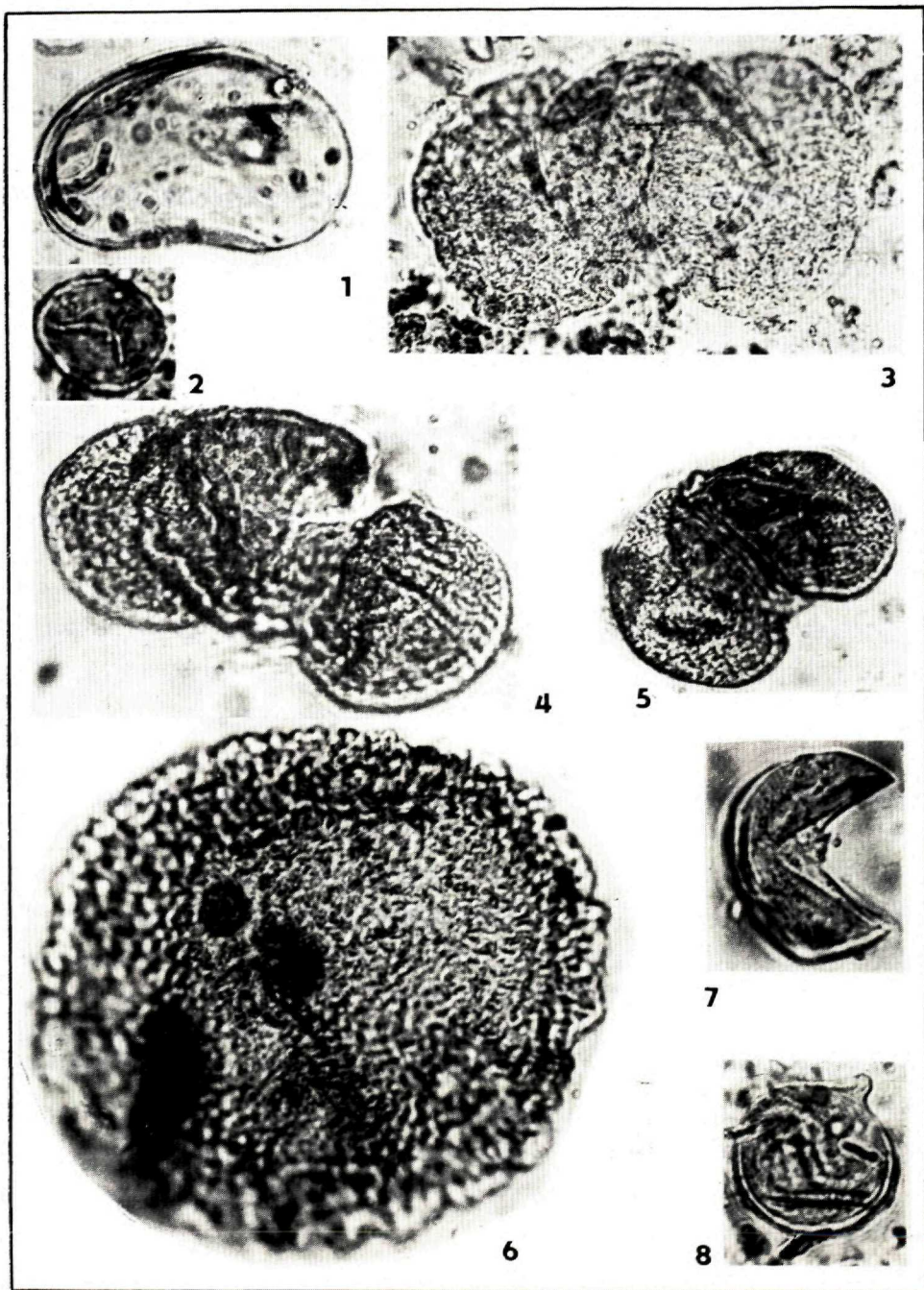


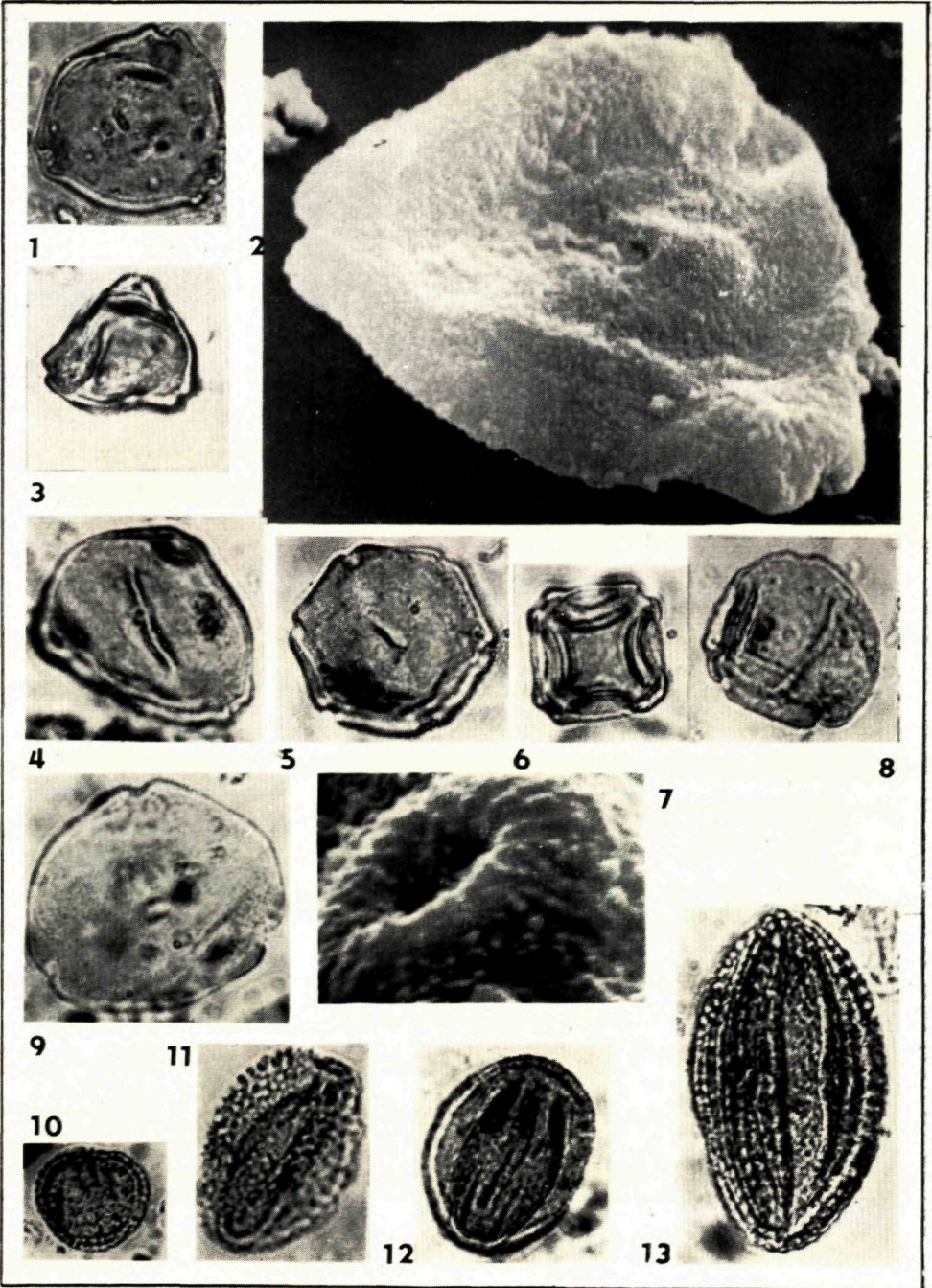


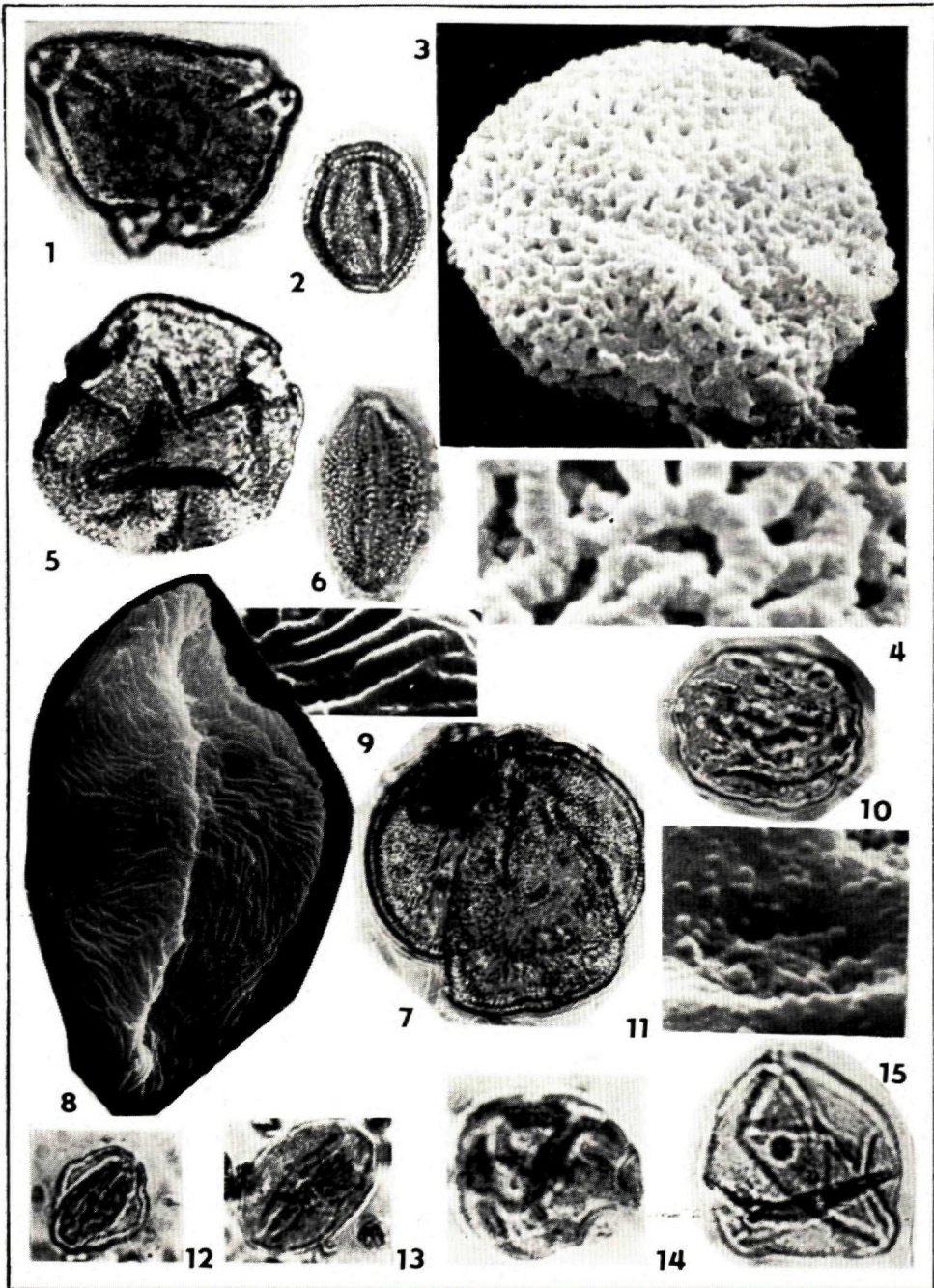


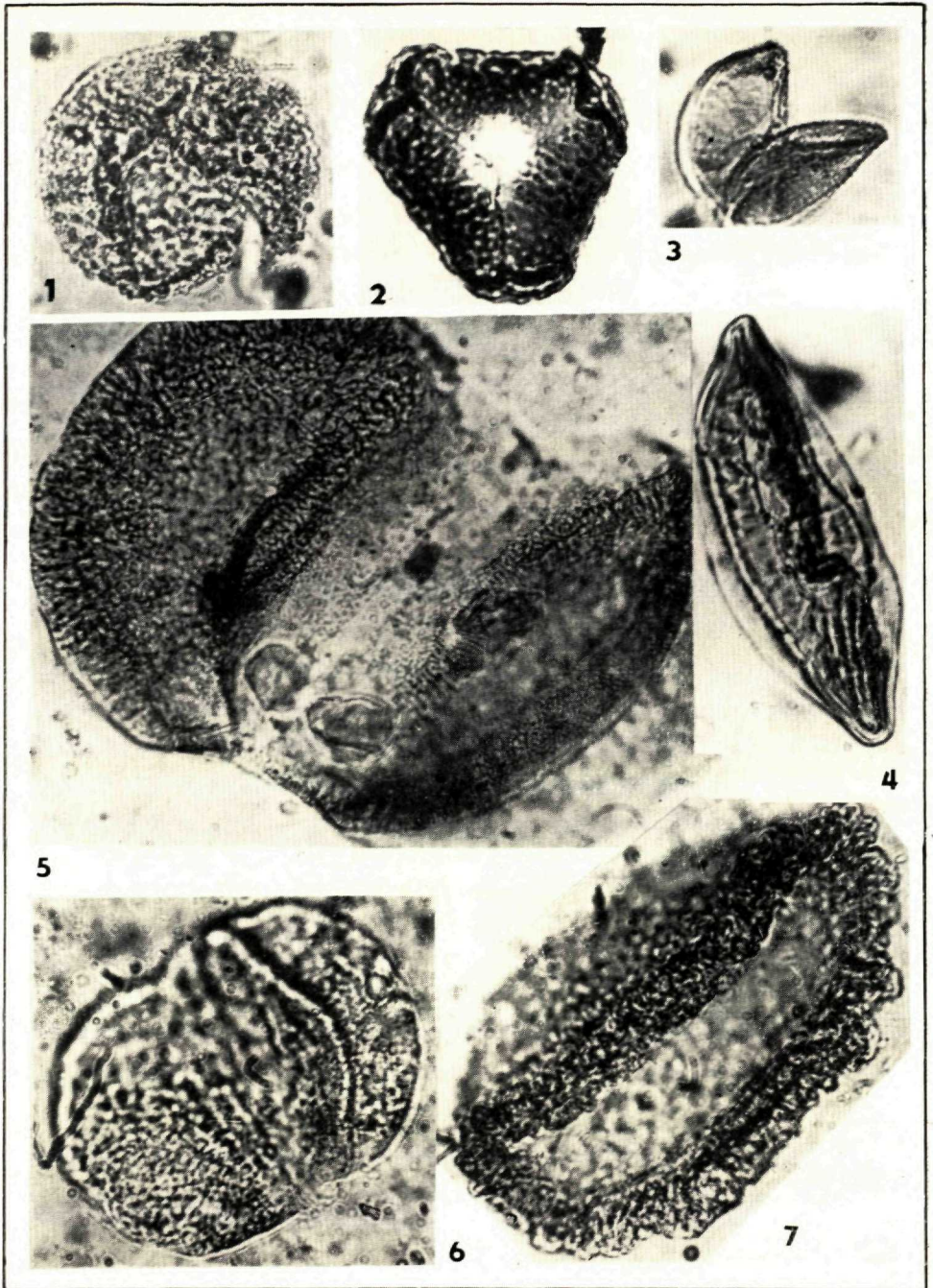


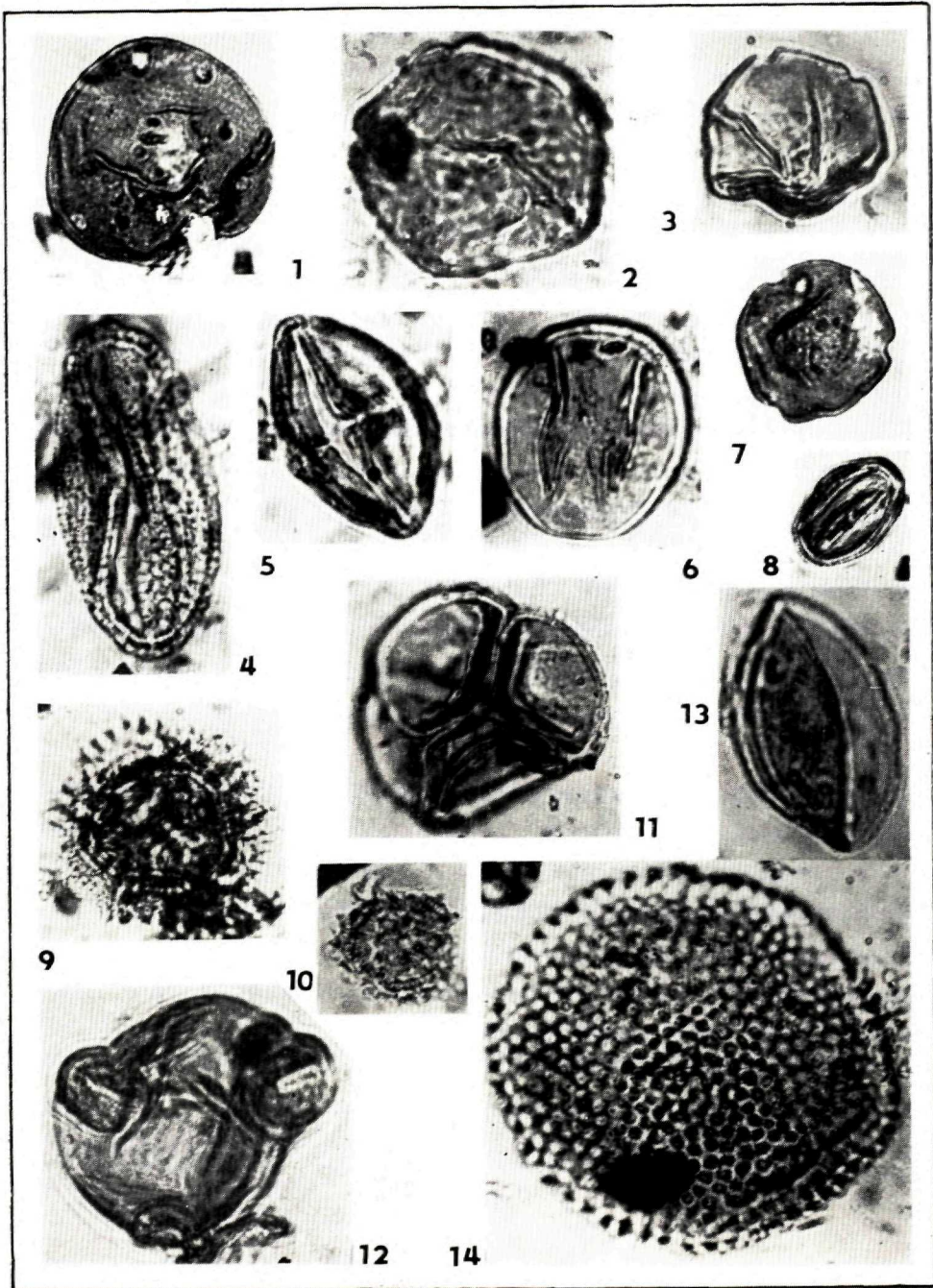


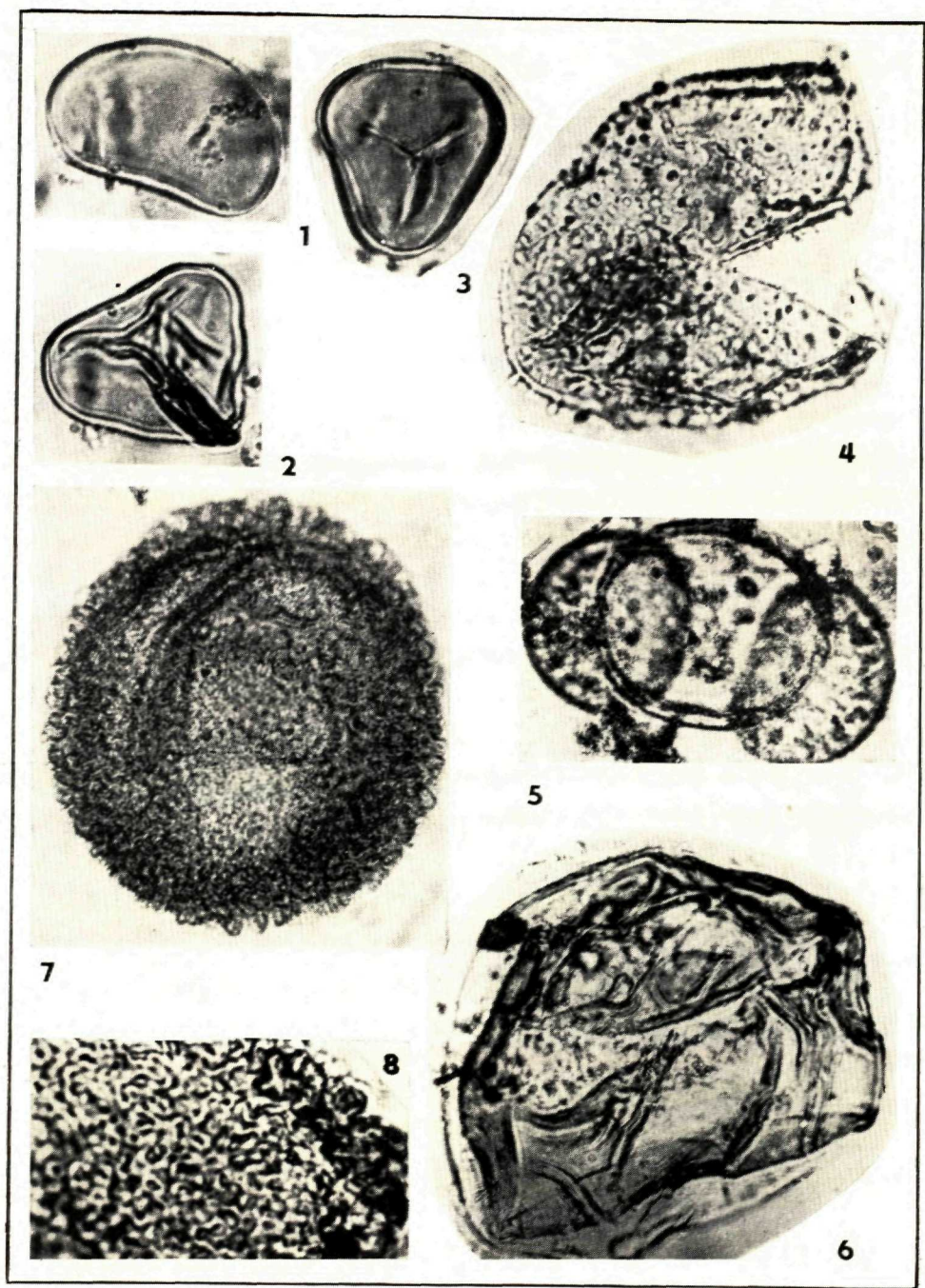


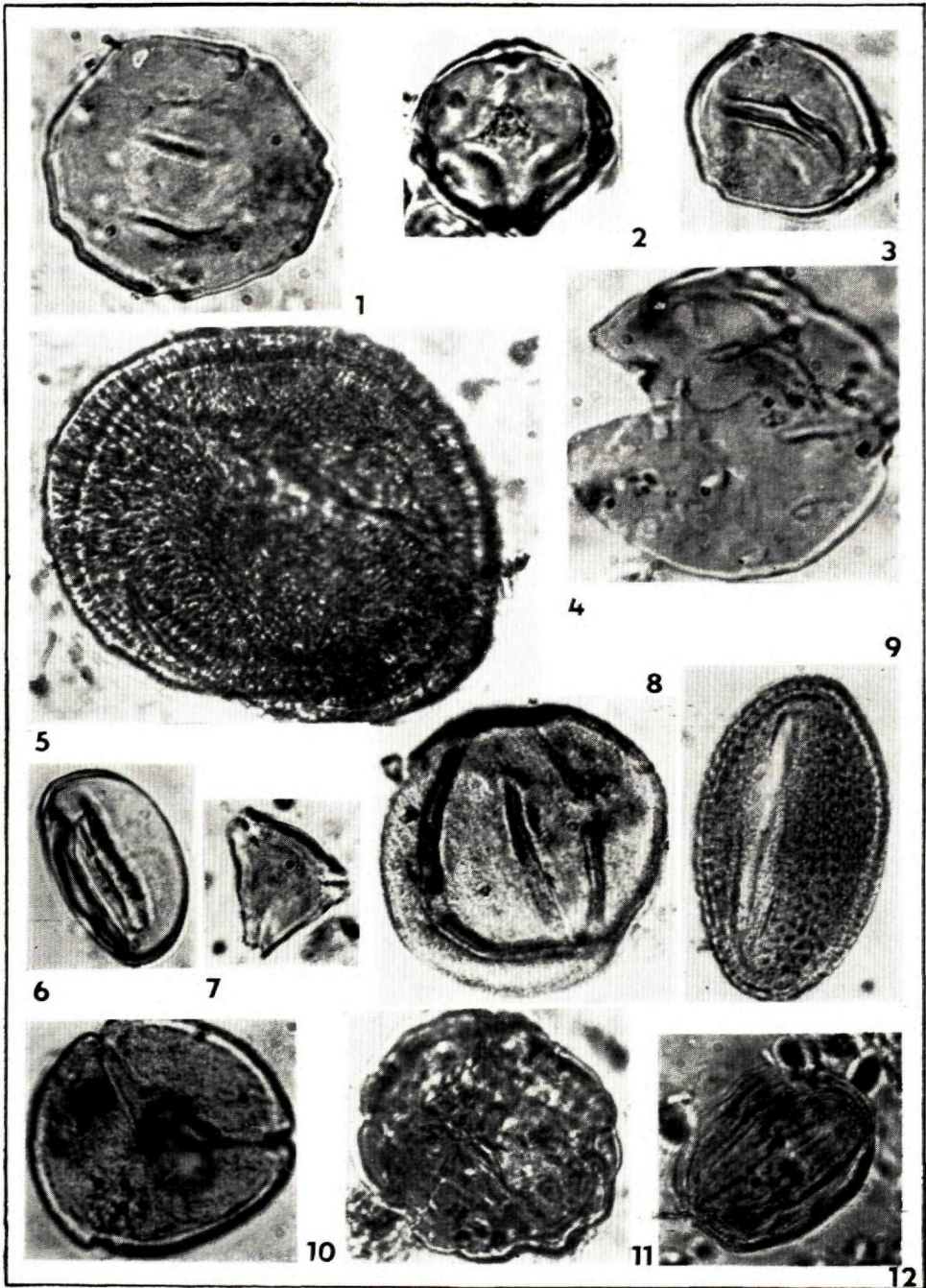


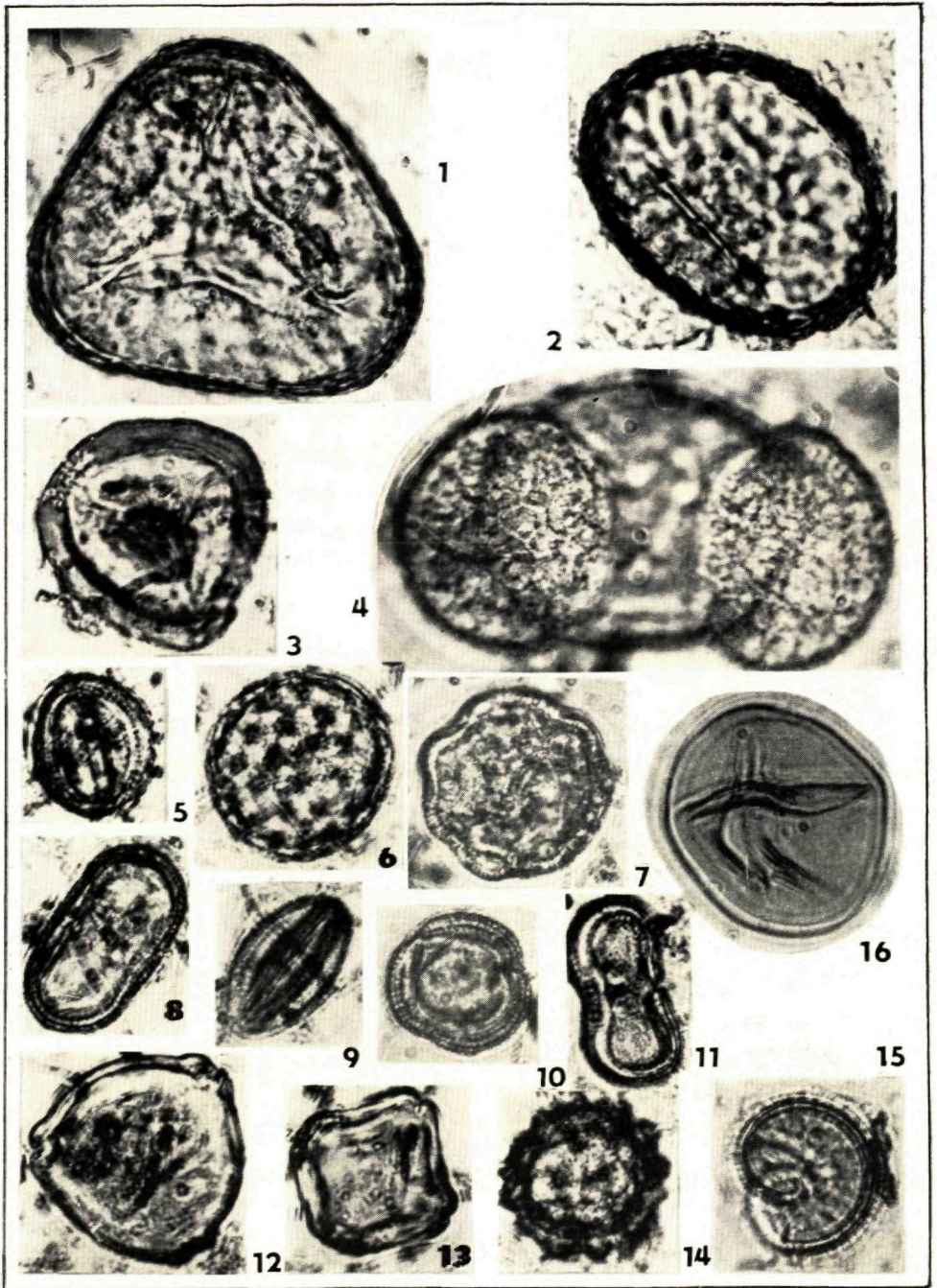














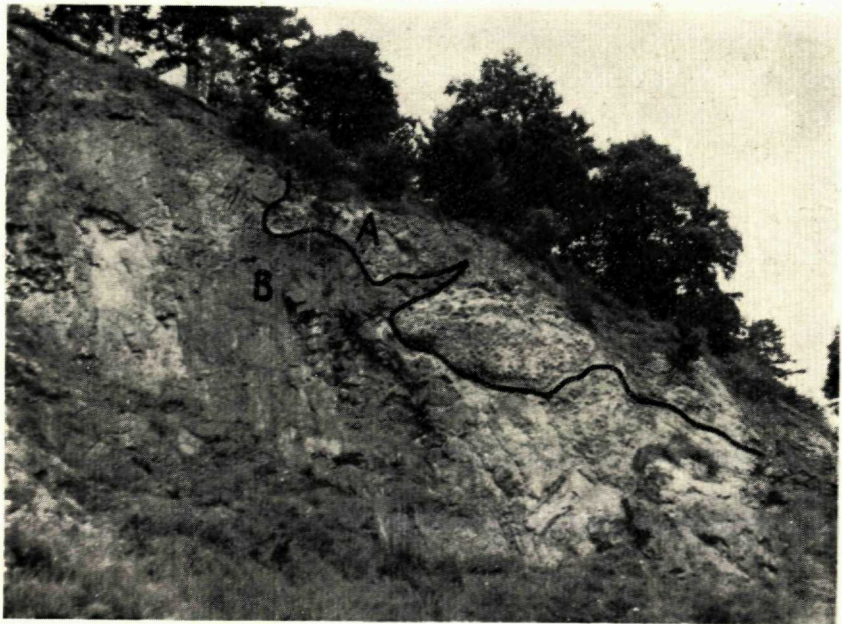
1



2



1



2