

17 0 107 483/83

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

CS—ISSN 0139—8288

geológia 9

Vlastimil Konečný — Jaroslav Lexa — Eva Planderová

**Stratigrafické členenie neovulkanitov
stredného Slovenska**

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1983

1.6

13 107 b

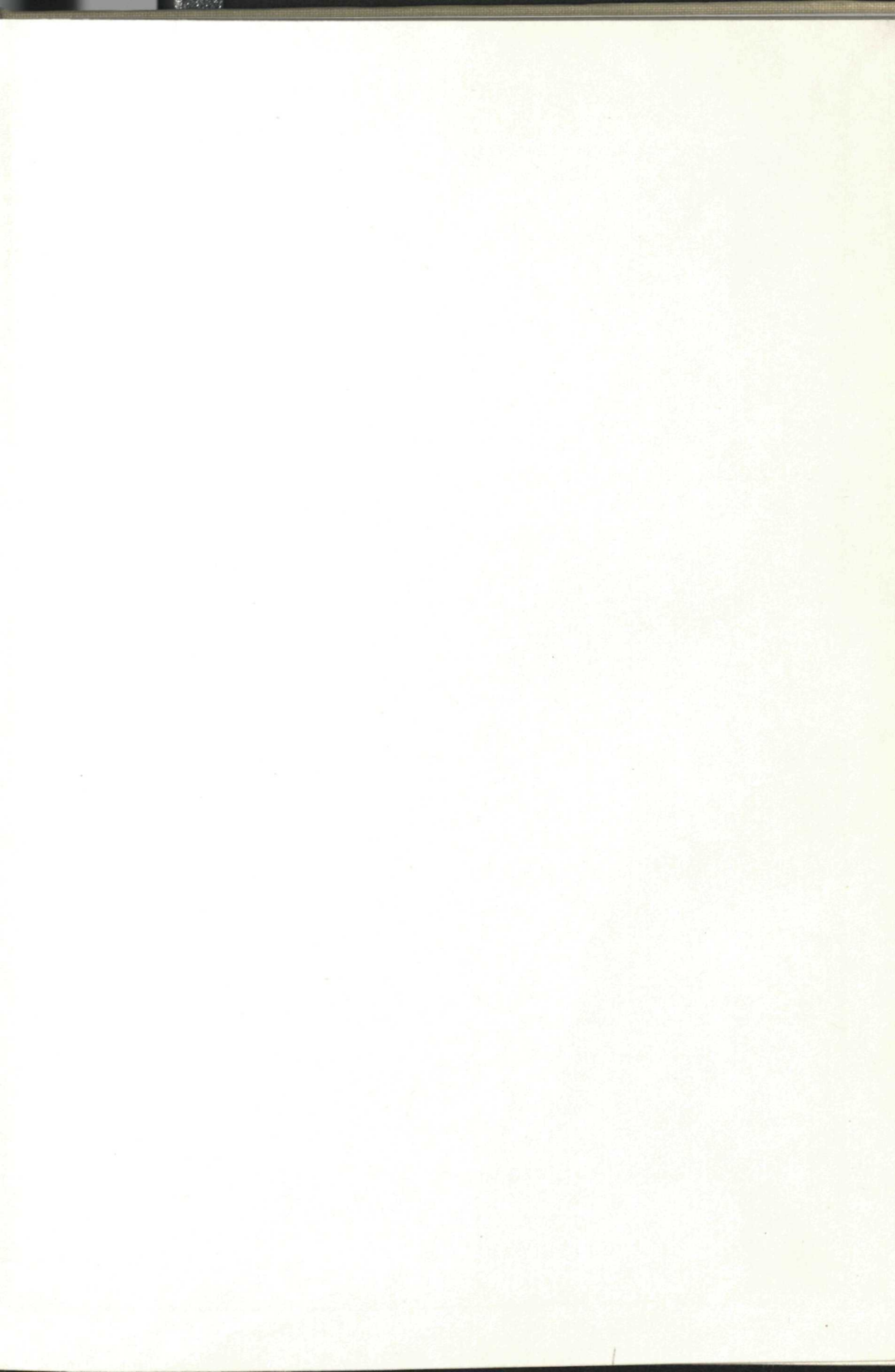
Vlastimil Konečný — Jaroslav Lexa — Eva Planderová

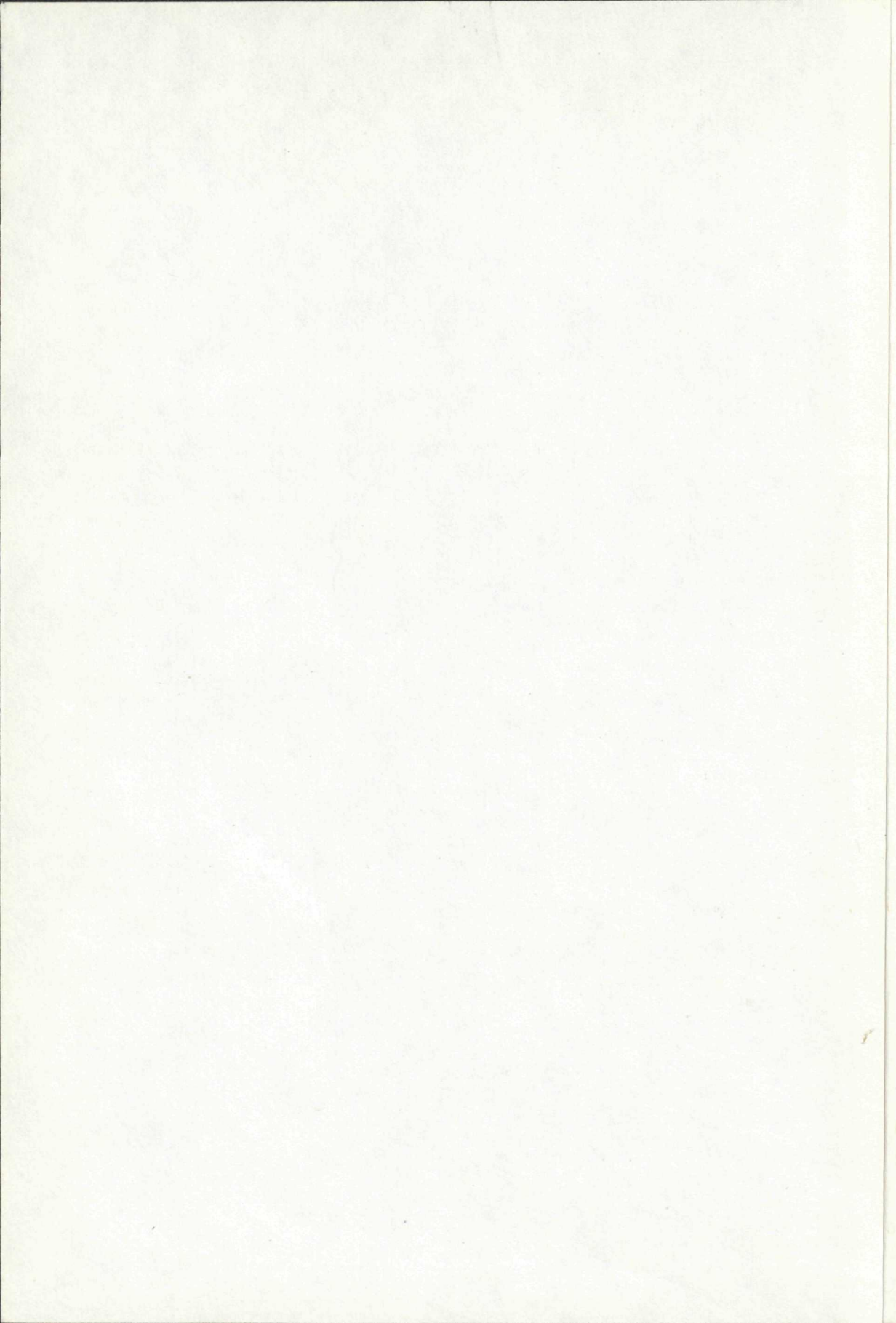
**Stratigrafické členenie neovulkanitov
stredného Slovenska**

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020333





**ZÁPADNÉ
KARPATY
SÉRIA**

geológia 9

OPRAVY

Prosíme čitateľov, aby si láskavo opravili v texte chyby, ktoré sme zistili po vytlačení publikácie:

Str. 12, posledný odstavec, veta „Pri opise mikroflóry hodnotíme kvôli zjednodušeniu ako celok...“ má správne znieť: „Pri opise mikroflóry hodnotíme kvôli zjednodušeniu celé súvrstvia ako celok...“

Obr. 5, str. 29, lokalita označená ako „baňa Malachova“ má byť správne označená „ložíško Veľká studňa“.

Str. 34, tretí odstavec, veta „Výsledky tu uvádzané považujeme za priebežné...“ má byť správne: „Výsledky tu uvádzané považujeme za predbežné...“

Str. 45, piaty odstavec, šiesty riadok: namiesto „z močiarnej panvičky“ má byť „z močiarskej panvičky“.

V tab. 4, str. 50 „studenecká formácia“ má byť správne „studenská formácia“ a na str. 51 „turčocká formácia“ má byť správne „turčecká formácia“.

V profile vrhu KU-1, str. 96 polohy č. 5 až 9 označené ako „bielokamenské súvrstvie“ majú byť správne označené ako „ladzianske súvrstvie“.

Autori

VEDECKÝ REDAKTOR
RNDr. Ján Gašparik, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH
Člen korešpondent Oto Fusán, RNDr. Ján Gašparik, CSc., RNDr. Peter Reichwalder, CSc.,
RNDr. Dionýz Vass, DrSc.

ODBORNÝ RECENZENT
RNDr. Ondrej Samuel, DrSc.

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

geológia 9

Stratigraphy

of the Central Slovakia Volcanic Field

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1983

551.217 (118.2 : 437.6)

V. Konečný — A. Lexa — E. Píandrová
Stratigrafické členenie neovulkanitov
stredného Slovenska
Stratigraphy
of the Central Slovakian Volcanic Field

Geologický ústav D. Štúra	118.104
KNIŽNICA Bratislava	
Signatúra:	985783
kat. čís.	44
Kčs kúpa:	
Kčs výmu:	
Kčs dar:	

Vlastimil Konečný—Jaroslav Lexa—Eva Planderová

Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska

75 obr. v texte, 44 fotogr. tab. (I—XLIV), anglické resumé

Abstract. A new approach to geology of the central Slovakia volcanic field allows to distinguish and define formally 56 formations and complexes. Succession and regional correlation of distinguished lithostratigraphic units is based on structural evidence, biostratigraphic dating and radiometric dating. Their chronostratigraphic assignement follows mostly from correlation with biostratigraphically dated sedimentary and volcanosedimentary rocks, in a lesser degree from radiometric dating of volcanic rocks, owing to some disproportions between these two methods. A new synthesis of palynological data from intravolcanic sedimentary basins and horizons is carried out to improve the overall synthesis of stratigraphy. Corrections of the radiometric timescale for the Neogene of the Paratethys region (D. Vass—G. P. Bagdasarjan 1978) are proposed. A short account of volcanotectonic and paleogeographic evolution of the central Slovakia volcanic field during the Badenian to Quaternary time is given at the end.

Obsah

Úvod	10
Biostratigrafické vyhodnotenie medzivulkanických sedimentov vnútorných kotlín	11
Palinologické vyhodnotenie jednotlivých oblastí	12
Oblasť Vtáčnika a handlovsko-nováckej uhoľnej panvy	12
Oblasť Banskej Štiavnice (červenostudnianske súvrstvie — štiavnická panvička)	19
Južná periféria neovulkanitov	22
Žiarska kotlina a južná časť Kremnických vrchov	24
Oblasť Kremnických vrchov a Kordík	29
Banskobystricko-zvolenská oblasť	31
Slatínsko-víglašská oblasť	33
Súhrnné vyhodnotenie veku medzivulkanických sedimentov	37
Spodný bádén	37
Vrchný bádén	38
Obdobie hranice vrchný bádén—sarmat	38
Spodný sarmat	39
Vrchný sarmat—panón	39
Pliocén	41
Poznámky k paleoekológii	42

RNDr. V. Konečný, CSc., RNDr. J. Lexa, CSc., RNDr. E. Planderová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Korelácia skúmanej mikroflóry s mikroflórou iných oblastí	44
Zhrnutie biostratigrafických údajov	46
Litostratigrafické jednotky neogéneho vulkanizmu stredného Slovenska	46
Krupinská planina	47
Príbelské súvrstvie	49
Vinická formácia (súvrstvie)	49
Čelovská formácia (súvrstvie)	54
Lysecká formácia (súvrstvie)	57
Pohorie Javorie	59
Starohutský komplex	61
Blýskavická formácia (súvrstvie)	62
Rohovská formácia (súvrstvie)	65
Neresnická formácia (súvrstvie)	65
Intruzívny komplex Kalinky	67
Javorská formácia (súvrstvie)	68
Pofana	70
Rohovská formácia (súvrstvie)	70
Šutovská formácia (súvrstvie)	70
Strelnická formácia (súvrstvie)	72
Abčinská formácia (súvrstvie)	73
Vefkodetvianska formácia (súvrstvie)	73
Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec	74
Spodná stratovulkanická stavba	76
A. Oblasť štiavnickej kaldery	76
B. Stratovulkanický plášť a periférna vulkanická zóna	77
Vulkanicko-sedimentárny komplex spodného bádenu	78
Efuzívny komplex pyroxenických andezitov (\pm amfibolom)	81
Komplex extrúzií a vulkanoklastík hyperstenicko-amfibolického andezitu	81
Belujský intruzívny komplex	81
Sebechlebská formácia (súvrstvie)	82
Zibritovský efuzívny komplex	83
Hodruško-štiavnický intruzívny komplex	84
Výplň štiavnickej kaldery	85
Červenostudnianske súvrstvie	85
Studenská formácia (súvrstvie)	87
Intruzívny komplex Baniska	90
Hlinícke ryolity	90
Vrchná stratovulkanická stavba	91
Bielokamenské súvrstvie	92
Sitniansky efuzívny komplex	93
Ladzianske súvrstvie	95
Baďanská formácia (súvrstvie)	98
Drastická formácia (súvrstvie)	99
Priesilský efuzívny komplex	102
Efuzívny komplex Jablonoňového vrchu	103
Breznický komplex	103
Inovecká formácia (súvrstvie)	105
Jastrabská formácia (súvrstvie)	106
Alkalické bazalty a bazanity	107
Kremnické vrchy	107
Komplex extrúzií amfibolicko-hyperstenických andezitov s akcesorickým granátom	110
Kordické súvrstvie	110
Zlatostudnianska formácia (súvrstvie)	113
Turčeká formácia (súvrstvie)	117
Formácia (súvrstvie) Kremnického štítu	123

Krahufská formácia (súvrstvie)	124
Rematská formácia (súvrstvie)	125
Flochovská formácia (súvrstvie)	127
Sielnická formácia (súvrstvie)	132
Jastrabská formácia (súvrstvie)	134
Komplex Šibeničného vrchu	138
Formácia (súvrstvie) Vlčieho vrchu	139
Turovská formácia (súvrstvie)	142
Vtáčnik	144
Kamenské súvrstvie	144
Handlovské súvrstvie	145
Novácke súvrstvie	146
Košianske súvrstvie	147
Lehotské súvrstvie	148
Plešinská formácia (súvrstvie)	149
Formácia (súvrstvie) Klakovskej doliny	150
Stránsky efuzívny komplex	152
Vtáčnická formácia (súvrstvie)	153
Jastrabská formácia (súvrstvie)	156
Prieniky bazaltických andezitov pri Klaku	156
Diskusia o korelácii biostratigrafického a rádiometrického datovania	156
Regionálne korelácie litostratigrafických jednotiek	161
Paleogeografický a vulkanicko-tektonický vývoj oblasti	163
Obdobie spodného miocénu	163
Obdobie spodného bádenu	163
Obdobie spodného až stredného bádenu	165
Obdobie vrchného bádenu	167
Obdobie vrchného bádenu až spodného sarmatu	167
Obdobie spodného až vrchného sarmatu	170
Obdobie vrchného sarmatu až spodného panónu	172
Obdobie panónu	172
Obdobie pliocénu až kvartéru	173
Literatúra	174
Anglické resumé	180
Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—XLIV	196
Fotografická príloha	205

Úvod

Vývoj poznatkov o geologickej stavbe neogénneho vulkanizmu a vnútorných kotlín v oblasti stredného Slovenska v období po zostavení prehľadnej geologickej mapy v mierke 1:200 000 (M. Kuthan et al. 1963) si vyžadoval novú syntézu, táto vyústila v zostavenie geologickej mapy v mierke 1:100 000 (V. Konečný—J. Lexa 1979).

Nové údaje o sukcesii vulkanických produktov, ich litológii a stratigrafickej pozícii podopretej biostratigrafickým a rádiometrickým datovaním si vynútili opustiť staršie členenie na vulkanické fázy (M. Kuthan et al. 1963), založené najmä na korelácii petrografických údajov, a prijať novú koncepciu členenia súborov vulkanických hornín na základe ich litologicko-petrografického obsahu a stratigrafickej pozície. Využitie metód litofaciálnej analýzy pri skúmaní vulkanicko-sedimentárnych komplexov južných okrajov Krupinskej planiny (V. Konečný 1969, 1970, 1979) a severných okrajov Kremnického pohoria (J. Lexa 1971 a 1975) umožnilo vymedziť základné stavebné jednotky — formácie, resp. súvrstvia; tieto boli definované svojím litologicko-petrografickým obsahom a stratigrafickou pozíciou.

Poznatky z aplikovania tejto metódy, vrátane uvedeného spôsobu členenia na formácie (súvrstvia), sa uplatnili pri geologickom mapovaní ďalších vulkanických pohorí stredného Slovenska v mierke 1:25 000 a pri zostavovaní geologickej mapy v mierke 1:100 000 (V. Konečný—J. Lexa 1979), v ktorej bola podaná nová syntéza stavby a vývoja neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska.

Významnú pomoc pri spresnení časovej pozície vulkanických produktov znamenalo rádiometrické datovanie hornín metódou K/Ar v laboratóriu Arménskej akadémie vied pod vedením Dr. G. P. Bagdasarjana. Tieto údaje konfrontované s výsledkami biostratigrafického skúmania umožnili prvé orientačné závery o sukcesii vulkanických produktov, časovej pozícii vulkanických aparátov i o celkových časových trendoch a migrácii vulkanickej aktivity v regionálnom meradle (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969).

Ďalšie datovanie metódou stôp po delení uránu (fission track, I. Repčok 1978, 1979, 1981) podstatne spresnilo sukcesné škály jednotlivých pohorí a v niektorých prípadoch nás priviedlo k revízii záverov o sukcesii hornín, vyslovených v predchádzajúcom období.

Biostratigrafické skúmanie vulkanicko-sedimentárnych hornín periférnych oblastí neovulkanického regiónu (najmä južných okrajov Krupinskej planiny a južných okrajov Štiavnického pohoria) a výskum materiálu nových štruktúrnych vrtoz priniesli nielen cenné poznatky pre spresnenie časovej pozície vymedzených litologických jednotiek, ale poskytli aj údaje o paleoekologických podmienkach mikro- a makrofaunistických asociácií (V. Kantorová 1962, 1965, R. Lehotayová 1964, 1966, 1969, E. Brestenská 1970, 1977, 1980, K. Karolus—M. Vaňová 1973 a A. Ondrejčková 1966), to sa využilo pre závery o paleogeografických podmienkach a typoch prostredí, v ktorých sa uskutočňoval vývoj vulkanogénnych a vulkanicko-sedimentárnych komplexov.

Pre stanovenie stratigrafickej pozície základných litologických jednotiek vo

vnútorných častiach regiónu (mimo dosah morského bazénu) sa ukázala byť efektívnou metóda palinologického výskumu (E. Planderová 1966a, b, 1972a, 1974, 1978). Výsledky palinologického skúmania získané najmä zo sedimentárnych výplní medzivulkanických kotlín a medzivulkanických depresí, v ktorých sú v rámci ich litologického obsahu zaregistrované vulkanické udalosti, umožnili stanoviť ich časovú pozíciu a na základe porovnávacích litologicko-petrografických štúdií urobiť koreláciu so stavbou vulkanických komplexov v oblasti stratovulkanických svahov a centrálnych častí vulkanických štruktúr.

Biostratigrafické výsledky získané palinologickou metódou sa ukázali ako vhodné pre vekové korelácie medzivulkanických sedimentov najmä preto, že nie sú skreslené zmenou fácie, keďže ide o zhodnotenie produktov suchozemských rastlín. Vekové údaje získané palinologickou metódou sú závislé od stupňa podrobnosti spracovania tých-ktorých súvrství, a preto mohli byť po ďalšom podrobnom skúmaní pôvodne stanovené širšie obdobia členené na užšie (pôvodne stanovené obdobie vrchný bádén až spodný sarmat je teraz členené na obdobia vrchný bádén a vrchný bádén—spodný sarmat). No pri palinologickom zhodnotení treba rátať s určitou časovou toleranciou, čo je aj zvýraznené na korelačných tabuľkách študovaných vrstev a lokalít.

Pri podstatnom spresnení sukcesie vulkanických udalostí metódami biostratigrafického a rádiometrického datovania sme narazili na niektoré problémy pokiaľ ide o stanovenie hraníc medzi stupňami a podstupňami. Toto bude treba v budúcnosti riešiť komplexným výskumom pomocou biostratigrafických i rádiometrických metód.

Biostratigrafické vyhodnotenie medzivulkanických sedimentov vnútorných kotlín

Určenie veku medzivulkanických sedimentov v oblasti vnútrokarpatských kotlín sme robili na základe vyhodnotenia mikroflóry.

Skúmanie veku hornín na základe palinologickej metódy vychádza z poznatkov získaných analýzou niekoľko stovák vzoriek z tejto oblasti. V tejto práci podávame súhrnné výsledky i prehodnotenie doterajších poznatkov z celej oblasti, a to po zohľadnení najnovších údajov zo systematiky spóromorf a údajov o ich stratigrafickom rozšírení.

Vekové zaradenie mikroflóry v neogéne bolo robené na základe korelácie s rozšírením fauny všetkých skupín skúmaných v oblasti Západných Karpát (E. Planderová 1978) a doplnené novými poznatkami o rozšírení flóry v Nemecku, Maďarsku, Poľsku (W. Krutzsch 1970, 1972; E. Nagy 1969, 1970, H. Thiele-Pfeiffer 1979) a hlavne z oblasti centrálnej paratetýdy.

Pre určenie veku sme zohľadnili predovšetkým podrobné palinologické skúmanie založené na morfológicko-systematickom spracovaní sedimentov z celej oblasti centrálnej paratetýdy Slovenska (E. Planderová 1969, 1972a, 1972b, 1976, 1978). Zistili sme, že napriek všetkým ťažkostiam pri hodnotení veku sú isté pevné kritériá, na základe ktorých možno vekove rozlíšiť v neogéne deväť zón, ktoré sú

korelovateľné s faunistickými zónami. Oproti pôvodnému členeniu mikroflóry na osem zón (E. Planderová 1978) vymedzujeme v tejto práci aj prechodné obdobie vrchný bádén—spodný sarmat. V tomto období sa vyskytli posledné prejavy vplyvu teplej subtropickej klímy na zloženie vegetácie.

Sedimenty zaujímavé z hľadiska stratifikácie neovulkanitov stredného Slovenska prináležia siedmim z deviatich vyčlenených zón v období spodný bádén—pliocén.

Za účelom vekového zaradenia sedimentov sme použili výsledky peľovej analýzy z týchto oblastí:

1. Oblasť Vtáčnika a handlovsko-nováckej uhoľnej panvy s nasledovnými vrtmi a lokalitami (obr. 1):

V nováckej panve vrt Š-1 NB, Z-235, Z-225, Z-264-H, Z-222; produktívne vrstvy Handlovej s nadložnými ilmi odoberané v bani a z oblasti Vtáčnika vrty VTV-26 (hrabičovská panvička) a VTV-10, C-129 a VTV-8, ktoré overili vytrácanie nováckych slojov na juhozápad.

2. Oblasť Banskej Štiavnice (červenostudnianske súvrstvie) s vrtmi BB-23, BB-28, PV-7 a Šb-3 (obr. 2).

3. Oblasť južnej periferie neovulkanitov s vrtmi CK-1, ŠV-8 a GK-3 (obr. 3).

4. Oblasť Žiarskej kotliny a južnej časti Kremnických vrchov s vrtmi a lokalitami HF-1, JP-1, FŽB-1, V-609, T-1, V-642, HO-1, SK-30, SK-3, L-418 (obr. 4).

5. Oblasť Kremnických vrchov, Kordík a príľahlej časti Turčianskej kotliny — vrty a lokality: Kordíky, zárez cesty 300 m západne od obce, vrty KP-II-1, KP-51, Lx-5, Lx-8, Lx-10, GHŠ-1; prieskumná štôľňa na ložisku Hg Zlatá Studňa, odkrývajú A-121, A-123, A-125 (pod Flochovou (obr. 5).

6. Oblasť banskobystrická a zvolenská s vrtmi P-2, P-14, P-15, PK-1 a KJ-2 (obr. 6).

Základná litologická charakteristika palinologicky skúmaných súvrství v jednotlivých oblastiach, ako aj ich príslušnosť a superpozičný vzťah k definovaným vulkanickým formáciám, resp. súvrstviám, vyplýva z profilov vrtovej a lokalít uvedených v korelačných schémach na obr. 1—7 (príslušnosť hornín k definovaným formáciám, resp. súvrstviám, je indikovaná indexmi, ktorých vysvetlenie je na obr. 8).

Palinologické vyhodnotenie jednotlivých oblastí

Oblasť Vtáčnika a handlovsko-nováckej uhoľnej panvy

Z tejto oblasti sme palinologicky vyhodnotili okolo sto vzoriek, väčšinou veľmi bohatých na spóromorfy. Časť výsledkov z handlovsko-nováckej oblasti už bola publikovaná (J. Gašparik—E. Planderová 1970), preto sa v tejto kapitole obmedzíme na opis druhov zo sedimentov z Vtáčnika.

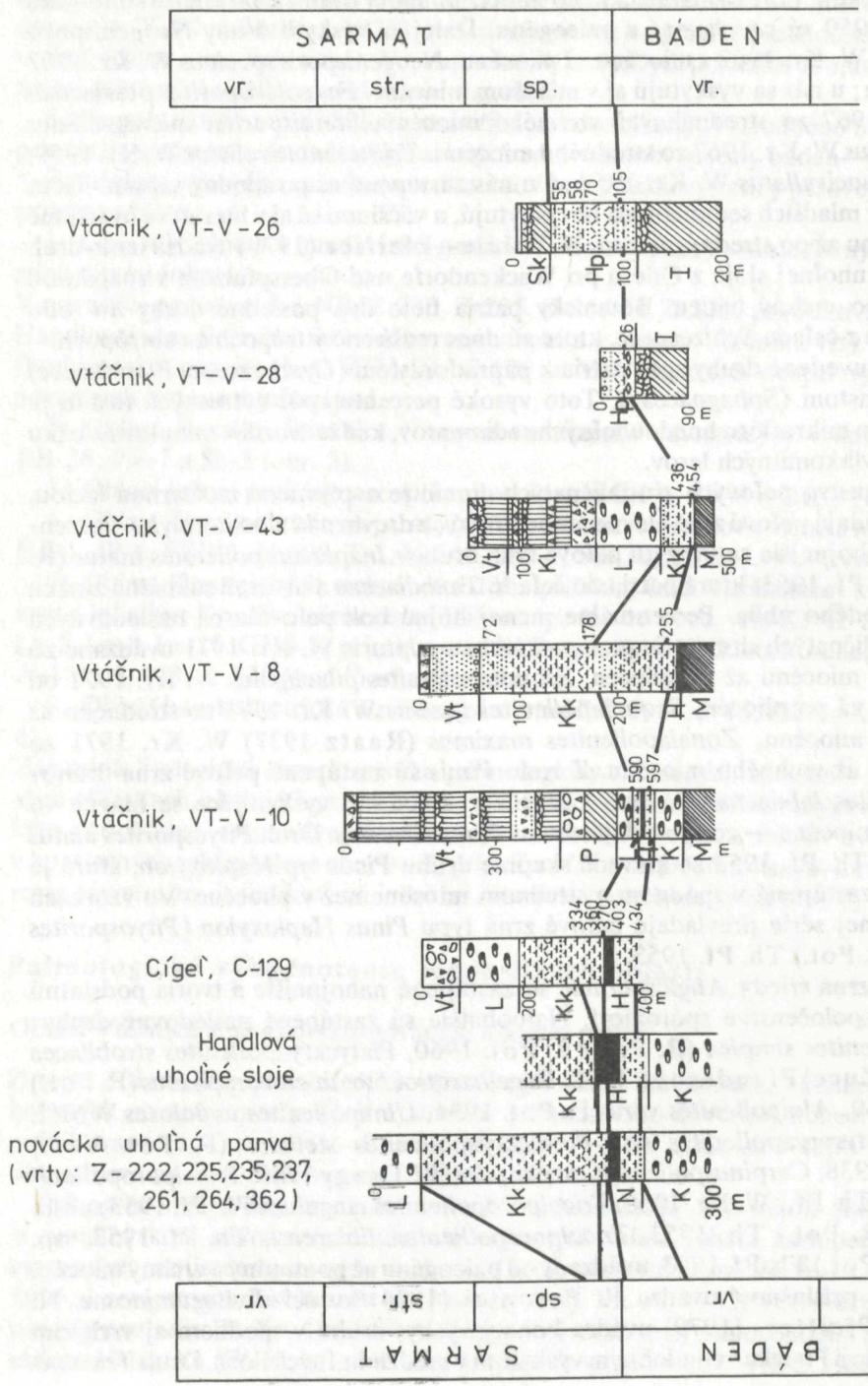
Pri opise mikroflóry hodnotíme kvôli zjednodušeniu ako celok (tab. 1, 2). V handlovskom súvrství (produktívne vrstvy) sú veľmi bohato zastúpené spóry výtrusných rastlín nasledovnými druhmi: *Laevigatosporites gracilis* Wils. et Web. 1946, *Laevigatosporites haardti* (R. Pot. et Ven), Th. Pf. 1953, *Verrucatosporites pseudoregulatus* W. Kr. 1967. Tieto druhy sú uvádzané aj z miocénneho hnedého uhlia v Nemecku (W. Krutzsch 1967). *Concavisporites* sp. 2 W.Kr. 1962 uvádza

W. Krutzsch (1982a) zo stredného miocénu. Spóry druhu *Leiotriletes sinusoides* W. Kr. 1959 sú preplavené z paleogénu. Ďalej sa vyskytli druhy *Neogenisporis structuris* W. Kr. 1962 z miocénu až pliocénu, *Neogenisporis sp. sinus* W. Kr. 1962 z pliocénu; u nás sa vyskytujú aj v mladšom miocéne. *Foveolatisporites pessinensis* W. Kr. 1967 zo stredného až vrchného miocénu, *Stereisporites microgranulus crassiexinus* W. Kr. 1967 zo stredného miocénu. *Trilites multivallatus* W. Kr. 1959, *Trilites paucivallatus* W. Kr. 1959 sú u nás zastúpené až po spodný sarmat. Tieto druhy sa v mladších sedimentoch nevyskytujú, a väčšinou sú aj v literatúre uvádzané z paleogénu až po stredný miocén. H. Thiele—Pfeiffer (1979) uvádza tento druh z vrchnej uhoľnej sloje z Oderu pri Wackendorfe nad Oberspfaľzom v rozpätí od karpátu po vrchný báden. Botanicky patria tieto dva posledné druhy do rodu *Lygodium* z čeľade *Schizeaceae*, ktoré sú dnes rozšírené v tróPOCH a subtropoch.

Všetky uvedené druhy spór patria k papraďorastom (*Cyatheaceae*, *Pteridaceae*) a machorastom (*Sphagnaceae*). Toto vysoké percento spór výtrusných rastlín je typické pre mikroflóru hnedouhoľných sedimentov, keďže tvorili v minulosti zložku podrastu vlhkomilných lesov.

Spoločenstvo peľových zrn ihličnatých drevín je ovplyvnené močiarnou faciou, kde prevládajú peľové zrná hlavne autochtónnych drevín nad alochtónnymi. Percentuálne najhojnejšie sa vyskytli peľové zrná druhov *Inaperturopollenites hiatus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, ktoré patria do čeľade *Taxodiaceae* a utvárali základnú zložku nášho hnedého uhlia. Percentuálne menej hojné boli peľové zrná nasledovných druhov ihličnatých drevín *Sequoiapollenites sculpturis* W. Kr. 1971 uvádzané zo stredného miocénu až po pliocén, *Sequoiapollenites pilaeligulus* W. Kr. 1971 od oligocénu až po pliocén, *Sequoiapollenites gracilis* W. Kr. 1971 zo stredného až vrchného miocénu, *Zonalapollenites maximus* (Raatz 1937) W. Kr. 1971 zo stredného až vrchného miocénu. Z rodu *Pinus* sú zastúpené peľové zrná druhov *Pityosporites labdacus* (R. Pot. 1931) Th. Pf. 1953 vyskytujúce sa hlavne vo vrchnom miocéne — zodpovedajú druhu *Pinus silvestris*. Druh *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953 zodpovedá skupine druhu *Pinus* typ *Haploxylo*, ktorá je hojnejšie zastúpená v spodnom a strednom miocéne než v pliocéne. Vo vzorkách produktívnej série prevládajú peľové zrná typu *Pinus Haploxylo* (*Pityosporites alatus*) (R. Pot.) Th. Pf. 1953.

Peľové zrná triedy *Angiospermae* sú zastúpené nahojnejšie a tvoria podstatnú zložku v spoločenstve spóromorf. Najbohatšie sú zastúpené nasledovné druhy: *Caryapollenites simplex* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Platycaryapollenites strobilacea* (Sieb. et Zucc.) Planderová 1972, *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) Nagy 1969, *Alnipollenites verus* R. Pot. 1934, *Ulmipollenites undulosus* Wolff. 1934, *Platycaryapollenites sp.*, *Pterocaryapollenites stellatus* (R. Pot. Ven.) Thierg. 1938, *Carpinuspollenites carpinooides* (Pf.) Nagy 1969, *Tricolporopollenites asper* (Th. Pf.) W. Kr. 1960, *Tricolporopollenites cingulum* Th. Pf. 1953 subsp. *pusillus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, *Tricolporopollenites liblarensis* Th. Pf. 1953, ssp. *fallax* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, uvádzaný od paleogénu až po stredný a vrchný miocén. Botanickú príslušnosť uvádza R. Potonie (1934) ku čeľadi *Leguminosae*. H. Thiele—Pfeiffer (1979) uvádza bohatý výskyt druhu v spodnom aj vrchnom uhoľnom sloji Pfaľcka s chudobným výskytom v medziuhoľných íloch. Druh *Tricolpo-*

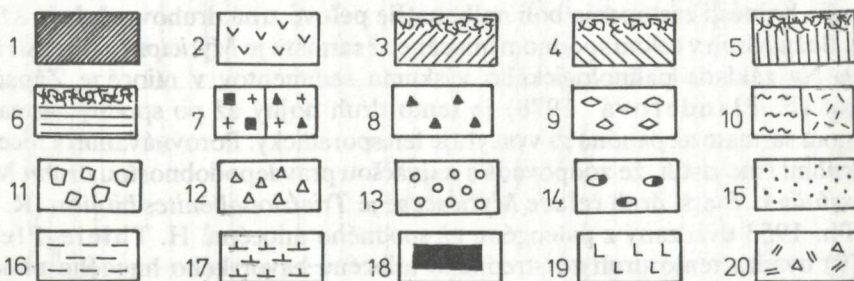


Obr. 1 Vekové zaradenie a korelácia palinologicky skúmaných sedimentov handlovsko-nováckej panvy a Vtáčnika. Legenda k litológii je na str. 15, vysvetlenie indexov v tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 1 Age and correlation of palynologically studied sedimentary rocks from the Handlová—Novácky coal basin and Vtáčnik. A legend to lithology is at the p. 15, explanation of indexes is in the table 4, p. 182. The depth of boreholes is indicated at the left side of columns, sampling at their right side.

ropollenites villensis (Thoms.) Th. Pf. 1953 patrí do čeľade *Cupuliferae* ako dôležitá trefohorná zložka extrapalustrinných oblastí. U nás sa vyskytol v nízkom percente.

Pomerne hojné sú peľové zrná druhov, ktoré môžeme zaradiť k typom dubovitým. Sú to: *Quercoidites* typ *sessiliformis*, ktorý bol porovnaný s recentným druhom *Quercus sessiliflora*. Druh *Tricolporopollenites microhenrici* (Pf. Th.) R. Pot. 1960 je v produktívnych vrstvách hojne rozšírený. E. Nagy (1969) uvádza tento druh z bádenu a sarmatu Maďarska. H. Thiele-Pfeiffer (1979) ho uvádza z uhoľných slojov percentuálne nízko zastúpený, so stratigrafickým rozpätím od eocénu až do vrchného miocénu, s ubúdajúcou tendenciou vo vrchnom miocéne a veľmi malým výskytom v pliocéne. Druh *Tricolporopollenites edmundi* (R. Pot. 1931) Th. Pf. 1953 f. *major* Nagy 1969 sa vyskytuje podľa údajov P. W. Thomsona a H. Pfluga (1953) hlavne v strednom miocéne. U nás sa vyskytuje priebežne aj v mladšom miocéne. E. Nagy (1969) uvádza tento druh zo stredného miocénu Maďarska pod názvom *Araliaceoideaepollenites edmundi* (R. Pot.) R. Pot. 1960 a porovnáva ho s recentným rodom *Aralia*. H. Thiele-Pfeiffer (1979) uvádza tento druh od paleogénu až do mladšieho miocénu — s možnosťou, že patrí do čeľade *Mastixiaceae*. V produktívnych vrstvách Novák, Handlovej a Vtáčnika sú vysokým percentom zastúpené peľové zrná čeľade *Nyssaceae*, a to druhmi *Nyssapollenites kruschi* (R. Pot.) ssp. *analepticus* (R. Pot.) Nagy 1969 a *Nyssapollenites kruschi* (R.



Legenda ku korelačným schémam obrázkov 1 až 7: 1 — predvulkanické podložie; 2 — extrúzie amfibolicko-biotitických andezitov; 3 — lávové prúdy pyroxenicko-amfibolických andezitov; 4 — lávové prúdy pyroxenicko-amfibolických andezitov s biotitom; 5 — lávové prúdy pyroxenických andezitov; 6 — lávové prúdy nešpecifikovaných andezitov; 7 — pyroklastické prúdy; 8 — aglomeráty; 9 — pemzové tufy; 10 — autochtónne a redeponované tufy; 11 — hrubé epiklastické vulkanické brekcie; 12 — drobné epiklastické vulkanické brekcie; 13 — epiklastické vulkanické konglomeráty; 14 — epiklastické vulkanické konglomeráty s nevulkanickým materiálom; 15 — epiklastické vulkanické pieskovce; 16 — siltovce; 17 — flovce; 18 — uhoľné sloje; 19 — limnokvarcity; 20 — hliny a kamenisté hliny.

Legend to correlation schemes at the fig. 1 to 7.

1 — basement, 2 — extrusive domes of biotite-hornblende andesites, 3 — lava flows of hornblende-pyroxene andesites, 4 — lava flows of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesites, 5 — lava flows of pyroxene andesites, 6 — lava flows of unspecified andesites, 7 — pyroclastic flow deposits, 8 — agglomerates, 9 — pumice tuffs, 10 — autochthonous and reworked tuffs, 11 — coarse epiclastic volcanic breccias, 12 — fine epiclastic volcanic breccias, 13 — epicl. volc. conglomerates, 14 — epicl. volc. conglomerates with nonvolcanic material, 15 — epicl. volc. sandstones, 16 — siltstones, 17 — claystones, 18 — coal seams, 19 — limnic cherts, 20 — scree and soil.

Pot. 1934) ssp. *pseudolaesus* (R. Pot.) E. Planderová 1972. Vekove význačným druhom je *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) Th. Pf. 1953 ssp. *brühlensis* (Thomson) Romanovic 1961, ktorý sa vyskytuje v močiarnom spoločenstve ako dôležitá zložka, ale neprechádza do mladšieho miocénu. Jeho výskyt sme pozorovali až do spodnej časti spodného sarmatu. H. Thiele-Pfeiffer (1979) uvádza podľa rôznych autorov výskyt až do mladšieho miocénu. Podľa botanickej príslušnosti patria peľové zrná tohto druhu do čeľade *Cyrtaceae*, ktorá rastie v recente v subtropických oblastiach. Výskyt tohto druhu v mladšom miocéne považujeme za nepravdepodobný v oblasti centrálnej paratetydy. Druh *Rhoipites pseudocingulum* (R. Pot.) R. Pot. 1960 sa vyskytuje konštantne od spodného miocénu až po sarmat, kde sa však vyskytuje už len ojedinele. H. Thiele-Pfeiffer (1979) uvádza súhrnný výskyt tohto druhu podľa mnohých autorov od eocénu až do miocénu. E. Nagy (1969) ho uvádza ako najbohatší v strednom miocéne Maďarska. J. Mamczar (1960) uvádza niekoľko druhov patriacich do rodu *Rhoipites*, ktoré zrovnáva s recentnými druhmi rodu *Rhus*. Ďalej sa v produktívnom súvrství vyskytli peľové zrná druhov rodu *Ilex-Ilepollenites propinguus* (R. Pot.) R. Pot. 1960, ktoré uvádza E. Nagy (1969) zo stredného aj mladšieho miocénu v Maďarsku z bridličnatej fácie v hojnom množstve. V nováckom produktívnom súvrství sa vyskytol aj druh *Tricolporopollenites henrici* (R. Pot. 1931) W. Kr. 1961, ktorý sa považuje za starší druh rodu *Quercus*, hojnejšie zastúpený v spodnom a strednom miocéne; vo vrchnom miocéne sa vyskytuje len sporadicky.

Podľa hojnosti zastúpenia boli najbohatšie peľové zrná druhov z čeľade *Myricaceae*. Bežný druh v celom spodnom miocéne až sarmate je *Myricipites rurensis* Nagy 1969. Na základe palinologického výskumu sedimentov v miocéne Západných Karpát (E. Planderová 1978) je tento druh hojný až po spodný sarmat. Vo vrchnom sarmate až panóne sa vyskytuje len sporadicky. Porovnávaním s recentnými druhmi sme zistili, že zodpovedá s najväčšou pravdepodobnosťou druhu *Myrica quercifolia* L. Starší druh čeľade *Myricaceae* je *Triatriopollenites bituitus* (R. Pot.) Pf. Th. 1953 uvádzaný z paleogénu až spodného miocénu. H. Thiele-Pfeiffer (1979) uvádza tento druh zo stredného miocénu bavorského hnedého uhlia ako veľmi bohatú zložku mikroflóry.

Podľa P. W. Thomsona a H. Pfluga (1953) sa tento druh ojedinele vyskytuje aj v pliocéne. Podľa našich výskumov nepresahuje jeho výskyt vrchný bádén, prípadne bázu spodného sarmatu. Z hľadiska posúdenia veku je ešte dôležitý druh *Porocolpopollenites vestibulum* (R. Pot.) Th. Pf. 1953. V oblasti Západných Karpát sme zistili na základe štúdia veľkého množstva vzoriek, že tento druh patrí k tým, ktoré neprechádzajú do vrchného miocénu už ani ojedinele. Tie isté údaje uvádza aj E. Nagy (1969) z Maďarska. H. Thiele-Pfeiffer (1969) uvádza jeho ojedinelý výskyt v celom profile bavorského hnedého uhlia z lokality Wachendorf (Oberpfalz) veku strednomiocénneho. Podľa niektorých autorov (P. W. Thomsona—H. Pfluga 1953) sa vyskytuje až v pliocéne. Z hľadiska vekového posúdenia sedimentov je dôležitý výskyt druhov z čeľade *Sapotaceae*, ktoré predstavujú zložku tropickej flóry. Druh *Sapotaceoidaepollenites sapotoides* (Pf. Th.) R. Pot. 1960 uvádza E. Nagy (1969) z paleogénu až spodného miocénu. Na základe výskumu v našej oblasti neprechádza tento druh až do spodného sarmatu. Z hľadiska biostratigrafického sú

spodný BÄDEN	vrch. BÄDEN	vrchný BÄDEN - spodný SARMAT	spodný SARMAT	vrch. SARMAT - PANÓN	PLIOCÉN	Výskyt
KU-2 HO-1 V-643 V-642 T-1 L-4/8 P-2 P-14 T-1 SK-3 SK-30 V-642 V-643	22-205 57-9 130-16 301-29	221-186 96-51 389-390 24-10 29-8 308-130 59-57	D-1 V-643 JP-1 FZB-1 VTN/26 Handlakt VTN/30 Noviky VTN/8 C-129 LX-5 Flechnová FZB-1 HF-1 JP-1 PV-7 SB-3 BB-28 BB-20 BB-23 D-1 BO-7 PK-1	63-62 440 423-241 325-177 105-55 510-97 255-72 334-484 435-424 A-125,121 520-445 357-320 679-460 137-134 30-27 29-22 29-19 207 187-170 151-138	4930 22-205 57-9 130-16 301-29	<p>ojedinelý konštantný dost' hojný hojný veľmi hojný</p> <p>Laevigatosporites gracilis Wils. et Web. Laevigatosporites haardtii (R. Pot. et Ven.) Th. et Pf. Laevigatosporites nudus (Mamczar) W. Kr. Laevigatosporites bisulcatoides W. Kr. Laevigatosporites haardtii haardtlioides W. Kr. Polypodiaceosporites saxonicus W. Kr. Polypodiaceosporites gracillimus semiverrucatus W. Kr. Verrucingulatisporites triangulizonatus W. Kr. Baculatisporites nanus nanus (Wolff) W. Kr. Baculatisporites quintus (Th. et Pf.) W. Kr. Baculatisporites primarius major Raatz Baculatisporites primarius primarius (Wolff) Th. et Pf. Baculatisporites nanus subsp. A. W. Kr. Foveolatisporites pessinensis W. Kr. Trilites multivallatus W. Kr. Trilites paucivallatus W. Kr. Neogenisporites structuris W. Kr. Neogenisporites pseudoneddeni (W. Kr.) W. Kr. Neogenisporites koderstafensis W. Kr. Verrucingulatisporites undulatus undulatus (Nagy) W. Kr. Neogenisporites troebitzensis W. Kr. Concavisporites sp. 2 W. Kr. Neogenisporites sp. sinus W. Kr. Neogenisporites sinopunctatus W. Kr. Leiotriletes adriensis f. var. pseudodivisus W. Kr. (prepl.) Concavisporites fsp. 5 W. Kr. (prepl.) Hydrosporites laevis W. Kr. Concavisporites cf. pseudopartitus W. Kr. Stereosporites stereoides (R. Pot. et Ven.) Th. et Pf. Torosporites lusaticus W. Kr. Lusatisporites perinatus W. Kr. Stereosporites microgranulus crassiexinus W. Kr. Lycopodium sp. Leiotriletes wolffi W. Kr. brevis W. Kr. Cyathaceae sp. Leiotriletes wolffi wolffi W. Kr. Torosporites pessinensis W. Kr. Extrapunctatosporites oblongioides W. Kr. Leiotriletes neddenoides W. Kr. Inaperturopollenites verrucapillatus Trevisan Inaperturopollenites concedipites (Wodeh.) W. Kr. Sequoiapollenites largus (Kremp) Manum Sequoiapollenites polymorphosus Thierg. Sequoiapollenites pilaeigulus W. Kr. Sequoiapollenites gracilis W. Kr. Sequoiapollenites sculpturius, W. Kr. Taxodiaceae Cupressaceae Inaperturopollenites hiatus (R. Pot.) Th. Pf. Inaperturopollenites sp. A. W. Kr. Zonalapollenites igniculus (R. Pot.) Th. Pf. Zonalapollenites maximus (Raatz) W. Kr. Zonalapollenites gracilis W. Kr. Zonalapollenites verruspinus W. Kr. Abiespollenites maximus W. Kr. Abiespollenites cedroides (Thoms.) W. Kr. Piceapollenites tobolicus (Panova) W. Kr. Podocarpidites libellus (R. Pot.) W. Kr. Podocarpidites nageiaformis (Zakl.) W. Kr. Pityosporites microalatus (R. Pot.) Th. Pf. Pityosporites alatus (R. Pot.) Th. Pf. Pinus silvestris typ. / Pityosporites labdacus / (R. Pot.) Th. Pf. Ginkgo sp. Ephedripites cf. bernheidensis W. Kr. Cycadopites microfollicularis W. Kr. Arecipites monsulcoides W. Kr. Arecipites butomoides butomoides W. Kr. Arecipites sp. 4 W. Kr. Arecipites sp. 5 W. Kr. Arecipites convexus (Thierg.) W. Kr. Arecipites sp. Magnoliipollis neogenicus neogenicus W. Kr. Magnoliipollis magnolioides W. Kr. Magnoliipollis gracilitexinus W. Kr. Cyperaceapollenites neogenicus W. Kr.</p>

Tabuľka 1 Grafické znázornenie hojnosti výskytu spór a peľových zrn v mezivulkanických sedimentoch stredného Slovenska

Table 1. Contents of spores and pollens in samples from intravolcanic sedimentary horizons in central Slovakia

dôležité ešte druhy niektorých paliem. V strednom miocéne sa stretávame väčšinou len s peľovými zrnami palmy rodu *Sabal*, ktoré sa vyskytujú ojedinele aj v sarmate.

Ostatné druhy peľových zrn, ktoré sa vyskytli v produktívnom súvrství, sú dôležité hlavne pre paleoklimatické vyhodnotenie (J. Gašparik—E. Planderová 1970).

Pri podrobnom výskume handlovského súvrstvia sme zo sloja v Handlovej zistili, že tropická zložka mikroflóry tam nie je zastúpená (*Sapotaceae*, *Symplocaceae*, *Schizeaceae* a iné), čo nám dáva podnet k rôznym interpretáciám o veku. Budeme o nich hovoriť v diskusii o vekovom vyhodnotení sedimentov tejto oblasti.

Nadložné íly produktívneho súvrstvia (košianske súvrstvie)

Mikroflóra nadložných ílov košianskeho súvrstvia bola skúmaná zo všetkých vrstiev uvedených v predchádzajúcej podkapitole z oblasti Novák, Handlovej a Vtáčnika (VTV-8, 72—170 m; Z-264-H, 219—95 m; Z-222, 356—98 m; odkryvy v bani Handlová).

Mikroflóra je druhove veľmi bohatá, pestrejšie sú zastúpené peľové zrná alochtónnych druhov doviatych alebo splavených zo vzdialenejších miest.

Výtrusné rastliny boli druhove bohato zastúpené, avšak ich kvantita poklesla vplyvom zmeny fácie (tab. 1, 2).

Z ihličnatých drevín prevládajú v peľových spektrách peľové zrná so vzdušnými váčkami. Produkovali ich najmä borovice druhov *Pityosporites labdacus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, *Pinus silvestris*, *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, *Podocarpidites libellatus* (R. Pot.) W. Kr. 1971, uvádzané z miocénu; *Podocarpidites nageiaformis* (Zakl.) W. Kr. 1971, *Pityosporites microalatus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953 zo stredného a vrchného miocénu; *Inaperturopollenites hiatus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953 s nižším percentuálnym zastúpením než v produktívnych vrstvách handlovského súvrstvia. Druh *Sequoiapollenites polymorphosus* Thierg. 1937 je zastúpený vyšším percentom než v produktívnych vrstvách. Ojedinele sa vyskytujú peľové zrná druhu *Ephedripites cf. bernheidensis* W. Kr. 1961, ktorý poukazuje na väčšiu suchosť substrátu než v produktívnych vrstvách. Hojne sa vyskytujú *Salixipollenites ulotrichii* (R. Pot.) Nagy 1969, *Ilexpollenites iliacus* (R. Pot.) 1960 R. Pot., s hlavným rozšírením v miocéne. H. Thiele-Pfeiffer (1979) uvádza tento druh z medzislojových ílov, čo zodpovedá aj našim poznatkom.

Peľové zrná triedy *Angiospermae* sú zastúpené najvyšším percentom. (Ich druhové zloženie je uvedené na tab. 2). Druh *Rutacearumpollenites komloensis* Nagy 1969 je uvádzaný zo stredného miocénu, *Oleaceae* div. sp. sú typické pre spodný sarmat. U nás sa však vyskytujú aj v bádene a v mladších sedimentoch, lenže nižším percentom. Pomerne hojne sa už vyskytol druh *Faguspollenites sp. silvatica* typ, ktorý znamená už mladší prvok v peľovej asociácii. *Nyssapollenites kruschi* ssp. *analepticus* (R. Pot.) Nagy 1969 sa vyskytol v nižšom percente než v produktívnych vrstvách. Hojne sa vyskytli *Salixipollenites ulotrichii* (R. Pot.) Nagy 1969, *Ilexpollenites iliacus* (R. Pot.) R. Pot. 1960 s hlavným rozšírením v miocéne H. Thiele-Pfeiffer (1979) uvádza tento druh z medzislojových ílov, čo zodpovedá aj našim poznatkom.

Pomerne význačnú rolu majú v zložení mikroflóry druhy rodu *Quercus* (druhové zloženie je uvedené v tab. 2). Druh *Slowakipollis pannonicus* Planderová 1972 sa vyskytuje u nás v mladšom miocéne a pliocéne. V spórovo-peľovom diagrame sa

ojedinele vyskytujú peľové zrná rodu *Sabal*, ktorý predstavuje zložku subtropickej flóry. Je to druh *Arecipites cf. convexus* (Thierg) W. Kr. 1970. H. Tiele-Pfeiffer (1979) uvádza jeho hojný výskyt vo vrchnom uhoľnom sloji (t. j. zo stredného miocénu vrchného Pfalcka). Niektorí autori považujú tento druh za najhojnejšie zastúpený v paleogéne, s dozdnívaním vo vrchnom miocéne (W. Krutzsch 1970). Botanicky prináleží do čeľade *Palmae*, s rozšírením v recente v tróPOCH a subtróPOCH.

Celé spórovo-peľové spoločenstvo nadložných ílov má charakter vrchnomiocénny. Všetky tu zastúpené druhy sú typické pre sarmatskú flóru, s určitými zvyškami bádenskej, teplomilnejšej flóry.

Diskusia. Produktívne vrstvy handlovskeho súvrstvia i nadložné íly košianskeho súvrstvia zaraďujeme do obdobia vrchného bádenu až spodného sarmatu. Môžeme však konštatovať, že sme zachytili rozdiely poukazujúce na starší vek produktívnych vrstiev a mladší vek nadložných ílov. Vekové rozpätie pre uvedené súvrstvie je dosť široké, a hoci sme neoddelili vekove produktívne vrstvy od ich nadložných ílov, predpokladáme, že v oblasti Novák je novácke produktívne súvrstvie bádenského veku a jeho nadložné íly sú už veku spodnosarmatského. Mnohé druhy peľových zrn poukazujú na mladší charakter nadložných ílov, ako napr. *Tilia cordataeformis*, *Fagus sp. silvatica*, vyššie percento druhu *Pinus silvestris*, nedostatok peľových zrn druhov tropickej flóry, ako *Sapotaceae*, spór čeľade *Schizeaceae*. Napriek týmto pozorovaniam sa neodvažujeme klásť výraznú vekovú hranicu medzi produktívnymi vrstvami a ich nadložnými ílmi, lebo rozdiely v zložení môžu byť spôsobené čiastočne aj zmenou fácie. Pokiaľ ide o oblasť handlovskeho produktívneho súvrstvia, je jeho vek tiež diskutabilný. Jeho mikroflóra zodpovedá mikroflóre nadložných ílov nováckej panvy a mikroflóre hrabičovskej panvičky (VTV-26) — okrem faciálnych rozdielov, t. j. prevahy autochtónnych prvkov močiarnej vegetácie, ale bez niektorých dôležitých prvkov tropickej flóry. Z hľadiska geologického sa názory na postavenie nováckeho a handlovskeho uhlia menili. V. Čechovič 1950 uvádza, že ide o dve samostatné uhoľné ložiská. J. Slávik (1960) a po ňom M. Brodňan (1970) uvádzajú, že obidve panvy pôvodne spolu súviseli. Na základe palinologických výskumov môžeme postaviť dve hypotézy:

a) Keďže mikroflóra v handlovskej oblasti je už spodnosarmatského veku, kým v nováckej oblasti je ešte veku vrchnobádenského, môžeme predpokladať, že handlovske močiare vznikli až po uložení nováckych produktívnych vrstiev. Toto mohlo nastať tým, že vo vrchnom bádene bola oblasť východne od nováckej oblasti (handlovska oblasť) ešte vynorená. V období spodného sarmatu postupná subsidencia vytvorila podmienky pre vznik močiarov aj v oblasti handlovskej, zatiaľ čo v nováckej bolo už jazerné prostredie. Flóra bola však ochudobnená už v tomto období o tropické prvky. Je však možné aj to, v zmysle M. Brodňana (1970), že existovala elevačná hrádza z podložných tufitov medzi oboma panvami, a tak mohlo dôjsť k osobitnému a časove posunutému ukladaniu uhoľných ložísk.

b) Druhý predpoklad je, že sa vytvorila v handlovskej oblasti odlišná mikroklíma ako v nováckej. Táto by bola mohla spôsobiť horšie mikroklimatické podmienky v handlovskej oblasti, a tým aj skorší ústup tropických druhov vegetácie.

Túto druhú alternatívu považujeme za menej pravdepodobnú. Prikláňame sa k tomu názoru, že obe panvy vznikli v posunutom čase, čím sa nevyklučuje, že

podložie môže byť rovnaké aj pod handlovskými, aj pod nováckymi produktívnymi vrstvami. Toto je čiastočne v rozpore oproti publikovaným výsledkom z handlovsko-nováckej oblasti (J. Gašparik—E. Planderová 1970), kde sme aj novácke produktívne vrstvy považovali za mladšie a spóromorfy tropicko-subtropických rastlín v nováckych vrstvách sme považovali za preplavené. Po prehodnotení všetkých výsledkov, ako aj po doplnení novými výskumami z Vtáčnika, môžeme uvažovať o rozdielnom veku handlovského súvrstvia v oblasti Novák a Handlovej.

Z hľadiska paleoekologického vyhodnotenia môžeme výrazne odlišiť fáciu uhoľnú od fácie nadložných ílov, okrem už spomenutých rozdielov klimatických. Faciálne rozdiely sú zvýraznené v bohatšom percentuálnom zastúpení alochtónnej zložky v nadslojových íloch a v bohatšom percentuálnom zastúpení autochtónnej zložky mikroflóry v uhoľnej fácií.

Flóra našich močiarov v období vrchného bádenu až spodného sarmatu je podobná asociácii taxodiovitých *Nyssaceae* močiarov na Floride v Severnej Amerike, ako to uvádza M. Teichmüller (1958).

Hrabičovská panvička bola zachytená vrtom VTV-26 v oblasti Vtáčnika. Mikroflóra zistená v hĺbkach 55—105 m zodpovedá spóromorfným zložením nadložným ílom nováckeho súvrstvia, resp. handlovskému súvrstviu v oblasti Handlovej; preto sme aj vekove zaradili sedimenty do obdobia vrchnejšej časti spodného sarmatu, resp. do spodného sarmatu s. lato (obr. 1).

Oblasť Banskej Štiavnice (červenostudnianske súvrstvie—štiavnická panvička)

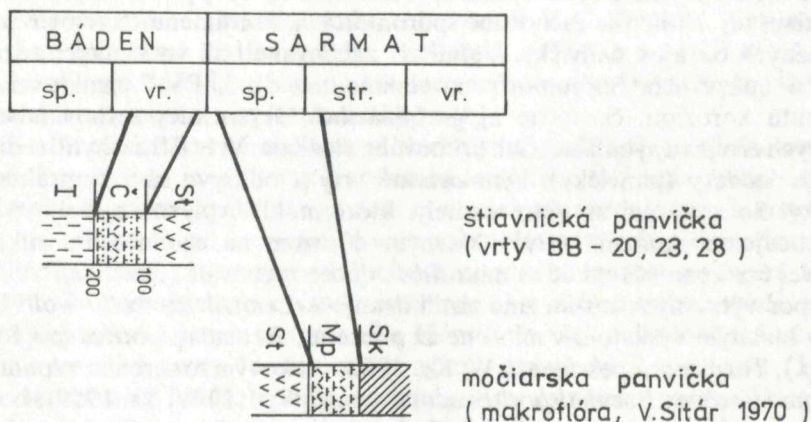
Z tejto oblasti sme vyhodnotili vzorky z vrtov BB-20, BB-23, BB-28, PV-7, Šb-3, povrchové odkryvy na kalvárii v Banskej Štiavnici a odkryvy pri tehelni východne od Podsitnianskej. Najlepšie zachované spóromorfy sú v sedimentoch vrtov BB, ktoré sú z južných okrajov panvičky. Veľmi zle zachované boli vo všetkých ostatných vrtoch a odkryvoch. Spóromorfy zo sedimentov Šb-3, PV-7 mali exinu silne postihnutú koróziou, čiastočne aj grafitizáciou. Okrem zlej zachovanosti spór a peľových zrn je tu aj odlišnosť ich druhového zloženia. Vrty BB zachytili sedimenty z okraja kaldery (panvičky), kým ostatné vrty a odkryvy sú z centrálnej časti panvičky. So zreteľom na tieto rozdiely, ktoré mohli ovplyvniť aj vekové údaje, vyhodnocujeme skúmané vrty s hlavným dôrazom na zhodnotenie mikroflóry okrajovej časti panvičky, kde sa mikroflóra dobre zachovala (tab. 1, 2).

Zo spór výtrusných rastlín sme zistili druhy — *Leiotriletes wolffi wolffi* W. Kr. 1962, s hlavným výskytom v miocéne až pliocéne; *Reticulatisporites* sp. (*Lycopodium* sp.), *Toroisporis pessinensis* W. Kr. 1962, s vekovým rozšírením v spodnom až strednom miocéne; *Baculatisporites nanus nanus* (Wolff.) W. Kr. 1959, s bohatým výskytom v celom miocéne, najmä v uhoľných faciách; *Polypodiaceoisporites* sp., *Neogenisporites* fsp. „A“ W. Kr. 1962 s výskytom v miocéne. Percentuálne najbohatšie sú zastúpené spóry rodu *Osmunda*, čeľade *Polypodiaceae* a *Cyathea-ceae*.

Z ihličnatých drevín boli zastúpené hlavne čeľade *Taxodiaceae*. Peľové zrná ostatných druhov prevládajú vo vrte PV-7 a Šb-3. Ich exiny boli dosť poškodené, asi

vplyvom termálnych premien, no boli druhove určiteľné. Všetky môžeme zaradiť do čeľade *Pineaceae*. Sú to druhy *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, *Pityosporites labdacus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953 a *Zonalapollenites maximus* (Raatz) W. Kr. 1971, s vekovým údajom zo stredného až vrchného miocénu. Zložka peľových zŕn ihličnatých drevín vysoko prevláda nad ostatnými druhmi vo vrtoch PV-7 a Šb-3, kým vo vrtoch BB sú zastúpené len ojedinele.

Peľové zrná *Angiospermae* prevládajú v peľovom spektre s nasledovným druhovým a rodovým zložením: *Betulaepollenites betuloides* Nagy 1969, s hojným zastúpením v strednom miocéne. Pozoruhodnejší je výskyt druhu *Porocolpopollenites stereoformis* Pf. 1953, ktorý dáva T. Pflug 1953 do čeľade *Symplocaceae*, s výskytom v paleogéne až sp. miocéne. E. Nagy (1969) uvádza tento druh zo stredného miocénu. Toto je dôležitý poznatok, pretože predtým nebol tento druh zistený a umožňuje nám skúmané sedimenty vekove presnejšie zaradiť. Vysokým percentom boli zastúpené peľové zrná druhu *Myricipites rurensis* (Th. Pf) Nagy 1969, *Pterocaryapollenites stellatus* (R. Pot. Ven.) Thierg. 1938, *Carpinuspollenites carpinooides* (Pf.) Nagy 1969. So zreteľom na zastúpenie v ostatných sedimentoch sa v týchto vyskytujú odlišné druhy peľových zŕn, napr. z čeľade *Sparganiaceae*, a to *Sparganiaceapollenites magnoides* W. Kr. 1970 uvádzaný zo spodného a stredného miocénu, *Sparganiaceapollenites neogenicus* W. Kr. 1970 najbohatší v spodnom až vrchnom miocéne. *Sparganiaceapollenites* sp. s podobným vekovým rozšírením. Vzhľadom na to, že druhy čeľade *Sparganiaceae* sú zastúpené v teplom miernom pásme Austrálie a Nového Zélandu ako vodné rastliny, nemôžeme zistené druhy použiť pre vekovú identifikáciu, ale pre paleoekológiu. Ďalej sú v sedimentoch zastúpené druhy *Nyssapollenites kruschi* ssp. *contortus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, *Aceripollenites rotundus* Nagy 1969, ktoré sú hojnejšie v mladšom miocéne;



Obr. 2 Vekové zaradenie sedimentov štiavnicej a močiarskej panvičky. Legenda k litológii je na str. 15, vysvetlenie indexov v tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 2 Age and correlation of palynologically studied sedimentary rocks from the area of Banská Štiavnica. A legend to lithology is at the p. 15, explanation of indexes is in the table. 4, p. 182. The depth of boreholes is indicated at the left side of columns, sampling at their right side.

Tricolporopollenites edmundi (R. Pot.) Th. Pf. 1953. H. Thiele-Pfeiffer (1979) uvádza tento druh s hlavným rozšírením v pľalckom hnedom uhľí (stredný miocén). Celkove sa jeho hlavné rozšírenie uýádza zo spodného a stredného miocénu, so sporadickým výskytom v pliocéne.

Ojedinele sa vyskytujú v skúmaných sedimentoch peľové zrná rodu *Typha* a biostratigraficky dôležitý druh rodu *Sapotaceoidaepollenites*. Zložka NAP je tiež dosť hojne zastúpená. Ďalej sa vo vzorkách vyskytujú bežné druhy rodu *Fagus* sp., *Ulmus* sp., *Quercus* sp. *petrea*, *Nympheaceae*, *Oleaceae*, *Compositae*, *Oenotheraceae*, *Salvia* sp. a rôzne druhy rodu *Slowakipollis*. Dôležitý je výskyt peľových zrn *Cyrillaceae*, ktorý umožňuje bližšiu vekovú interpretáciu.

Diskusia o veku (obr. 2). Vyššie uvedené zastúpenie spóromorf poukazuje na zmiešané spoločenstvo subtropickkej a miernej flóry. Kým vo vrtoch BB (pri južnom okraji kaldery) sú splnené všetky kritériá pre zaradenie sedimentov do obdobia vrchného bádenu, v ostatných vrtoch, t. j. PV-7, Šb-3 z centrálnejšej časti kaldery, chýba zložka tropicko-subtropickkej vegetácie. So zreteľom najmä na dobre zachovanú a bohatú mikroflóru získanú zo sedimentov pri južnom okraji kaldery môžeme zaradiť sedimenty červenostudnianskeho súvrstvia do vrchného bádenu v rámci prechodnej mikroflorickej zóny „vrchný bádén—spodný sarmat“.

Močiare tvoriace sedimentačné prostredie nemohli byť v čase vývinu vlhkomilného rastlinného porastu veľmi vysoko (do 800 m); vegetácia totiž nie je druhovo diferencovaná od tej, ktorá tvorí základ pre tvorbu hnedého uhľia. Iná je situácia v zložení flóry z centrálnejšej časti panvy, kde sú zastúpené druhy väčšinou alochtónne, vysokohorské (bez elementov poukazujúcich na tropickú klímu), rastúce na vonkajšom stratovulkanickom svahu za kalderovým zlomom. Podľa zloženia mikroflóry mohol byť výškový rozdiel voči úrovni močiara v kaldere pravdepodobne 600—700 m.

Vegetácia pri južnom okraji kaldery bola dobre vyvinutá, močiarné spoločenstvo je obdobné ako pri tvorbe hnedého uhľia, len s menším podielom taxodiovitých porastov. Je možné, že táto sedimentácia prebiehala skôr a bola prerušená vulkanickou činnosťou. Naproti tomu sedimenty vnútornejšej časti panvy obsahujú alochtónne peľové zrná, ktorých materské dreviny rástli vo väčšej výške (na vonkajšom vulkanickom svahu), lebo výrazne dominujú horské typy.

Paleoekologické vyhodnotenie. Na základe mikroflorickej asociácie môžeme usudzovať, že išlo o dvojaké prostredie:

a) Močiarné prostredie s otvorenou vodnou hladinou dokazuje prítomnosť peľových zrn čeľade *Sparganiaceae* s veľmi bohatou močiarnou vegetáciou typu *Nyssaceae—Myricaceae—Cyrillaceae*, menej *Taxodiaceae* s bohatým podrastom papradorastov. Toto spoločenstvo mohlo rásť najbližšie k otvorenému jazeru a vyžadovalo si veľkú vlhkosť, prípadne až zaplavený substrát. Ďalej od brehu rástli ostatné listnaté dreviny druhov rodov *Fagus*, *Quercus*, *Acer*, *Salix*, *Alnus*, *Ulmus*. Súdiac podľa nízkeho percenta ihličnatých drevín, rástli tieto ďaleko, alebo sa nevyskytovali v blízkom okolí v období sedimentácie. Klíma bola teplá, vlhká, subtropická, vhodná pre dobrý rozvoj bujnej vlhkomilnej vegetácie.

b) Odlišné je spoločenstvo mikroflóry v centrálnej časti panvy. Z vyššie uvede-

ných hypotetických dôvodov usudzujeme, že tu bola zastúpená len mikroflóra horskej vegetácie. Prevalu tvoria peľové zrná borovic a druhy rodu *Tsuga*. Táto vegetácia je nielen horská, ale aj chladnomilnejšia; to by bez správnej geologickej interpretácie mohlo viesť k predpokladu, že ide o mladšie sedimenty. Zistili sme tu aj preplavené spóromorfy z mezozoika, čo indikuje intenzívnu eróziu až do úrovne substrátu, spôsobenú zrejme nerovnomerným poklesom v rámci štiavnickej kaldery. Poškodené spóromorfy sú dvojakého typu:

1. Mechanické poškodenie spóromorf (vrt PV-7, Šb-3) mohlo byť zapríčinené dlhším transportom, a teda oxidačnými účinkami na vzduchu a mechanickým trením hornín pri znose. Prejavuje sa to nepravidelnými otvormi na celej exine spór a peľových zrn.
2. Chemické poškodenie sa prejavilo na veľkej časti peľových zrn (vrt PV-7, Šb-3) ako grafitický povlak. Mohlo byť zapríčinené dodatočne, blízkosťou intruzívneho telesa. Spóromorfy z okraja panvy (vrty BB) sú zachované bez korózie aj bez grafitického povlaku. Exina spór a peľových zrn je však tmavšia než v iných sedimentoch. To by mohlo znamenať i pôsobenie vplyvu teploty na exinu. Horniny obsahujúce peľové zrná sa nachádzajú v okrajovej časti zóny propilitizácie v centrálnej časti štiavnického vulkanického aparátu.

Južná periféria neovulkanitov

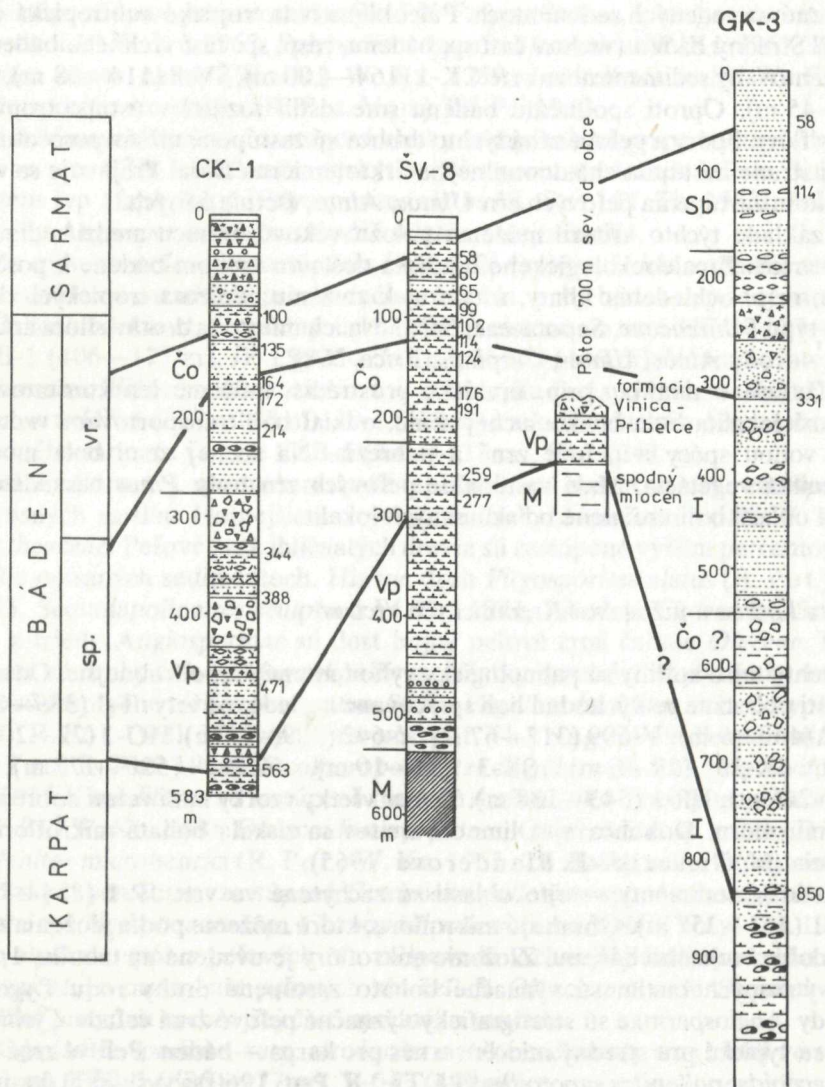
(južné okraje Krupinskej planiny a Štiavnických vrchov)

Palinologické vyhodnotenie tejto oblasti sa viaže v podstate na spracovanie sedimentov z troch vrtov: CK-1 Cerová, ŠV-8 Dolné Semerovce a GK-3 Rykyně. Mikroflóra vrtu CK-1 (563—164 m), ŠV-8 (277—114 m) a GK-3 (850—331 m) má zloženie, ktoré podrobne uvádzame na tabuľke 1, 2. Výskyt druhov: *Trilites paucivallatus* W. Kr. 1962, s rozšírením hlavne v paleogéne a v spodnom, ojedinele až strednom miocéne. Z ihličnatých drevín sú zastúpené hlavne peľové zrná druhov *Pityosporites alatus* Th. Pf., 1953, (*Pinus* typ *Haploxylon*) *Inaperturopollenites hiatus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, *Podocarpidites libellus* (R. Pot.) W. Kr. 1971. Peľové zrná triedy *Angiospermae* sú hojnejšie zastúpené druhove i percentuálne (tab. 2).

Všetky druhy uvedené v tabuľke 1, 2 sú hojne rozšírené v strednom miocéne, mnohé z nich sú zastúpené len v bádene. Vyššie percento zastúpenia tropických druhov (*Schizaceae*, *Sapotaceae*, *Toroisporis*, *Concavisporites*) svedčí o tom, že sedimenty sú staršie než vrchnobádenské. Ostatné druhy zastúpené v peľovom spektre sú priebežné, okrem bohatého výskytu peľových zrn palmy *Sabal* (*Arecipites convexus* Thierg. 1938) W. Kr. 1970, ktorá poukazuje na starší bádenský vek sedimentov v spoločnosti vyššie uvedených druhov. Do tohto sedimentačného obdobia zahrňujeme aj sedimenty z vrtu GK-3 (850—240 m), ktoré majú spórovo-peľový diagram podobného zloženia ako vyššie uvedené sedimenty vrtov CK-1 a ŠV-8.

Mikroflóra vrtu CK-1 (164—100 m), ŠV-8 (114—58 m) a GK-3 (214—45 m) má trochu odlišné zloženie, hlavne v percente zastúpenia tropických druhov flóry. V spórovo-peľovom diagrame ubudlo percento spór čeľade *Schizaceae* a rodu *Sabal*.

Vo všetkých vzorkách sa vyskytli zastupitele morského planktónu, najmä čelade *Hystrichosphaeridae*. Pribudli peľové zrná rodov *Quercus*, *Juglans*, *Oleaceae*, *Fagus*, *Ulmus*, *Alnus*, *Ilex*, ktoré patria medzi zastupitele mladšej, tzv. arktoterciérnej flóry.



Obr. 3 Vekové zaradenie sedimentov južnej časti stredoslovenských neovulkanitov. Legenda k litológii je na str. 15, vysvetlenie indexov v tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 3 Age and correlation of palynologically studied sedimentary rocks from the southern part of the central Slovakia volcanic field. A legend to lithology is at the p. 15, explanation to indexes is in the table 4, p. 182. The depth of boreholes is indicated at the left side of columns, sampling at their right side.

Diskusia o veku (obr. 3). Podľa mikrofloristického zastúpenia môžeme rozlíšiť dva vekove odlišné horizonty:

a) Spodný bádén (CK-1 563—164 m, ŠV-8 277—114 m a GK-3 850—331 m). Sedimenty sú v morskom vývine, čoho dôkazom je konštantne zastúpený morský planktón. Tropické druhy, ktoré sa ešte v strednom miocéne vyskytujú, sú hojnejšie zastúpené v uvedených sedimentoch. Paleoklíma bola tropicko-subtropická vlhká.

b) ? Stredný bádén (vrchná časť sp. bádenu, resp. sp. časť vrchného bádenu) je reprezentovaný sedimentmi vo vrte CK-1 (164—100 m), ŠV-8 (114—58 m), GK-3 (214—45 m). Oproti spodnému bádenu sme zistili rozdiel v ústupe tropických prvkov flóry. Spóry a peľové zrná týchto druhov sú zastúpené nižším percentom. Na druhej strane nastúpila chladnomilnejšia arktoterciérna flóra. Prejavuje sa vyšším percentom zastúpenia peľových zŕn *Ulmus*, *Alnus*, *Betula* a iných.

Na základe týchto kritérií môžeme položiť vekovú hranicu medzi sedimentmi týchto vrto. Z paleoekologického hľadiska došlo vo vrchom bádene k postupnej zmene, resp. ochladeniu klímy, a tým aj k zníženiu percenta tropických druhov rastlín typu *Schizeaceae*, *Sapotaceae*, *Sabal*. Na ich miesto sa dostáva flóra arktoterciérna — rody *Alnus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Erica*, *NAP*.

Keďže ide o morské, príp. brakické prostredie, môžeme len konštatovať, že skúmaná lokalita bola blízko suchej zeme, odkiaľ boli transportované vzduchom alebo vodou spóry a peľové zrná z pobrežia. Na suchej zemi bola močiarna vlhkomilná vegetácia. Malé zastúpenie peľových zŕn rodu *Pinus* nasvedčuje, že horské oblasti boli vzdialené od skúmaných lokalít.

Žiarska kotlina a južná časť Kremnických vrchov

Sedimenty tejto kotliny sú palinologicky vyhodnotené najpodrobnejšie. Od západnej časti oblasti až po východnú boli spracované nasledovné vrty: T-1 (389—29 m), V-643 (440—9 m), V-609 (317—67 m), V-642 (309—16 m), HO-1 (22—20,5 m), L-418, SK-30 (29—6 m), SK-3 (24—10 m), FŽB-1 (520—177 m), JP-1 (824—241 m), HF-1 (543—188 m). Temer všetky vzorky mali veľmi dobre zachovanú miroflóru. Dokonca aj z limnokvarcítov sa získala bohatá mikrofloristická asociácia (M. Ciesarik—E. Planderová 1965).

Najstaršie sedimenty v tejto oblasti sú zachytené vo vrte JP-1 (824—745 m) a HF-1 (543—357 m). Obsahujú mikroflóru, ktorú môžeme podľa zloženia zaradiť do obdobia vrchného bádenu. Zloženie mikroflóry je uvedené na tabuľke 1, 2.

Z výtrusných rastlín sú význačné bohato zastúpené druhy rodu *Lygodium*. Z triedy *Angiospermae* sú stratigraficky význačné peľové zrná čeľade *Cyrillaceae*, ktoré sú typické pre stredný miocén, u nás pre karpat—bádén. Peľové zrná druhu *Sapotaceoidaepollenites sapotoides* (Pf. Th.) R. Pot. 1960 sa vyskytujú do spodného až stredného miocénu.

Druhy *Tricolporopollenites henrici* (R. Pot.) Th. Pf. 1953 a *Arecipites convexus* (Thierg.) W. Kr. 1970 sú zastúpené v spodnom a strednom miocéne; neprechádzajú do vrchnej časti spodného sarmatu v našej oblasti. Okrem uvedených (tab. 2) sú zastúpené druhy zo skupiny *Acritarcha* (*Deflandrea* sp.). Spórovo-peľový diagram

poukazuje na bádenský vek sedimentov. Je možné, že ide o spodnejšiu časť vrchného bádenu. Súdime o tom na základe dosť vysokého percenta zastúpenia spóromorf tropicko-subtropických druhov flóry.

Mladšie súvrstvia sú zachytené vo vrte JP-1 (679—626 m), HF-1 (357—320 m), FŽB-1 (520—445 m). Spórovopeľové zloženie je nasledovné: Z výtrusných rastlín sú zastúpené vysokým percentom (do 5 % *Polypodiaceae*, *Laevigatosporites haardti haardtoides* W. Kr. 1967, *Polypodiaceosporites saxonicus* W. Kr. 1967, *Baculatisporites nanus nanus* (Wolff.) W. Kr. 1959, *Leiotriletes wolffi* W. Kr. 1962, *Stereisporites stereoides* (R. Pot. Ven.) Th. Pf. 1953.

Z ihličnatých drevín sú zastúpené všetky druhy iba nízkym percentom (do 1,5 %). Len vo vrte FŽB-1 (520 m) sa vyskytlo vyššie percento druhov čeľade *Taxodiaceae* a *Pinus* typ *Haploxyylon* [*Pityosporites alatus* (R. Pot.) Pf. Th. 1953]. Peľové zrná z triedy *Angiospermae* sú zastúpené relatívne najbohatšie.

Zo spórovo-peľového zastúpenia (tab. 1, 2) vyplýva, že ide o mladšie sedimenty, ktoré môžeme zaradiť do prechodného obdobia vrchý bádenu—spodný sarmat.

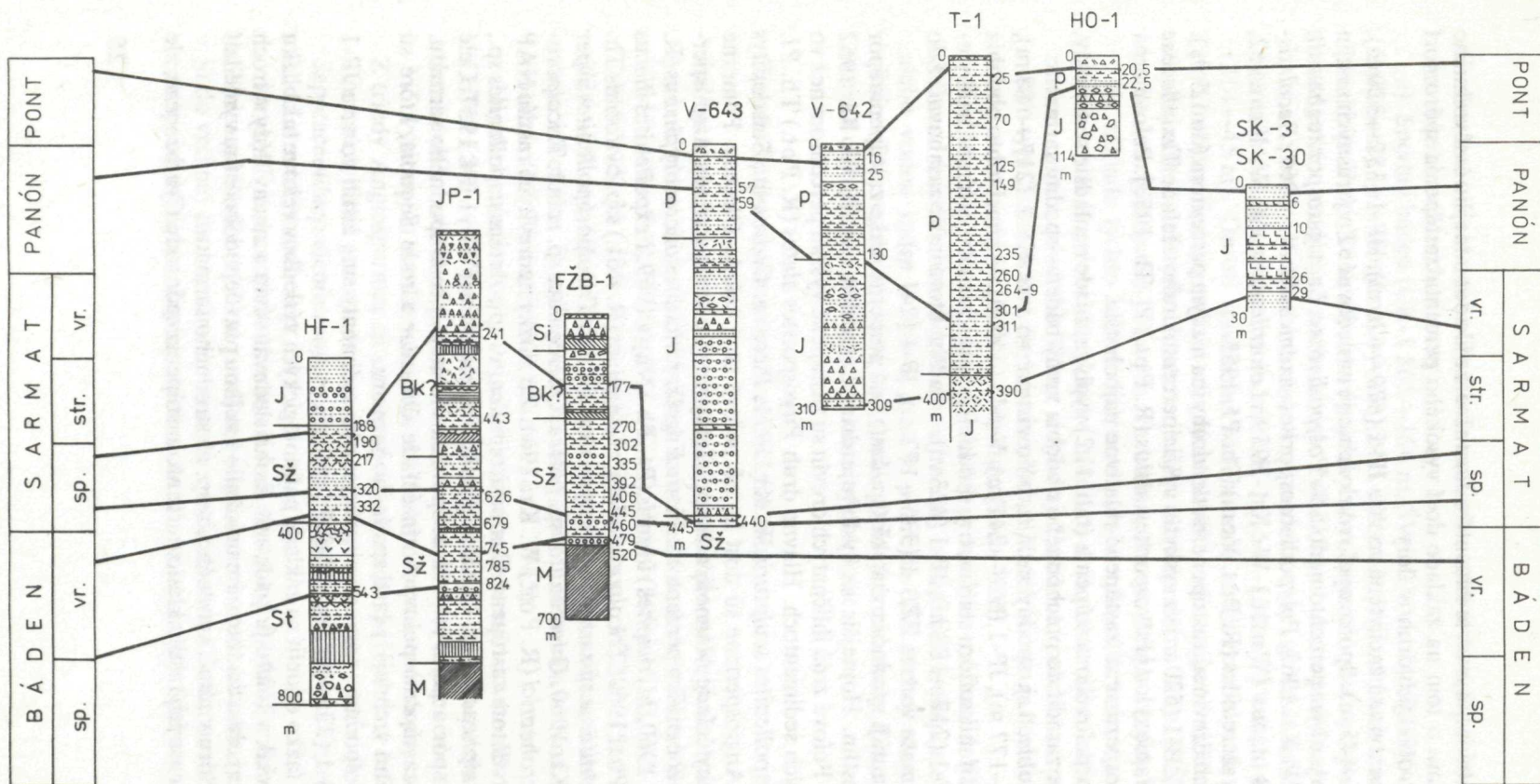
Ďalšie obdobie, t. j. spodný sarmat, bolo zistené vo vrte HF-1 (217—188 m), FŽB-1 (406—177 m), JP-1 (626—241 m), V-643 (440 m). V rámci tohto obdobia môžeme rozlíšiť mikroflóru staršiu, t. j. spodnejšiu časť spodného sarmatu, zachytenú vo vrte HF-1 (217—188 m), JP-1 (423 m) a mladšiu, ktorá môže zasahovať až do stredného sarmatu vo vrte FŽB-1 (335—177 m), JP-1 (241 m).

Staršia flóra, t. j. spodnosarmatská (sp. časť), má pomerne nízke zastúpenie spór výtrusných rastlín. Hojnejšie sa vyskytuje druh *Leiotriletes wolffi* W. Kr. 1962 *Cyatheaceae*. Peľové zrná ihličnatých drevín sú zastúpené vyšším percentom než vo vyššie opísaných sedimentoch. Hlavne druh *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, *Sequoiapollenites sculpturis* W. Kr. 1971, *Picea* sp., *Cedrus* sp., *Sciadopitys* sp., z triedy *Angiospermae* sú dosť hojné peľové zrná čeľade *Oleaceae*. Pomerne bohaté sú druhy čeľade *Magnolipollis* sp. Všetky ostatné druhy z triedy *Angiospermae* sú zastúpené nižším percentom. Sú to: *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy 1969, *Ilexpollenites iliacus* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) ssp. *oviformis* Th. Pf. 1953. *Cupuliferae* sú zastúpené rôznymi druhmi, ako *Tricolporopollenites asper* (Th. Pf.) W. Kr. 1960, *Quercoidites* sp. *petrea*, *Quercoidites* sp. *robur*, *Tricolporopollenites microhenrici* (R. Pot.) W. Kr. 1961. Zo zložky nedrevitých rastlín NAP sú nízkym percentom zastúpené *Compositoipollenites* sp., *Artemisiapollenites* sp., *Typha* sp., *Nympheaceae* sp., *Chenopodipollenites multiplex* (Weyl.) Pf. 1957. Celé toto zloženie spór a peľových zrn zodpovedá vrchnejšej časti spodného sarmatu. Význačné je zastúpenie peľových zrn čeľade *Oleaceae* a rodu *Sequoia*, ktoré sú typické pre zónu vrchnejšej časti spodného sarmatu.

Najmladšie spodno-, resp. strednosarmatské sedimenty sme zistili vo vrte JP-1 (241 m), FŽB-1 (335—177 m), V-643 (440 m).

Je síce dosť ťažko oddeliť na základe palinologických výsledkov vekove tak blízku mikroflóru, avšak v tomto prípade sme mohli sledovať vývin a zmeny flóry v troch vrtoch z tej istej oblasti a toto nám umožnilo s veľkou pravdepodobnosťou vymedziť túto mladšiu flóru v rámci spodného, resp. až stredného sarmatu.

Zo spór výtrusných rastlín kleslo percento zastúpenia spór rodu *Cyatheaceae*, ale



Obr. 4 Vekové zaradenie sedimentov Žiarskej kotliny a južnej časti Kremnických vrchov. Legenda k litológii je na str. 15, vysvetlenie indexov v tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 4 Age and correlation of palynologically studied sedimentary rocks from the Žiarska kotlina depression and southern part of Kremnické vrchy mountain range. A legend to lithology is the p. 15, explanation of indexes is in the table 4, p. 182. The depth of boreholes is indicated at the left side of columns, sampling at their right side.

vzrástlo percento rodu *Verrucatosporites*, ktoré môžu zodpovedať rodu *Pteridium*. Význačné sú pre mladšie obdobie sarmatu výskyty peľových zŕn rodu *Abies*, rôznych druhov rodu *Tsuga*, *Picea*, *Cedrus*, ktoré majú okrem paleoekologického aj stratigrafický význam. Z peľových zŕn triedy Angiospermae sú najbohatšie zastúpené peľové zrná druhu *Betulaepollenites betuloides* (Pf.) Nagy 1969, *Alnipollenites verus* R. Pot. 1934, *Carpinuspollenites carpinoideis* (Pf.) Nagy 1969, *Ulmipollenites undulosus* Wolf. 1934, *Zelkovaepollenites* sp., *Slowakipollis hippophaeoides*, W. Kr. 1962, *Caryapollenites simplex* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Tricolporopollenites microhenrici* (R. Pot.) W. Kr. 1961, *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy 1969, *Caryophyllidites* sp., *Artemisiapollenites* sp. *Rhoipites pseudocingulum* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Porocolpopollenites cirsioideis* Planderová 1972, *Tubifloridites* sp. a *Graminidites media* (Cookson) R. Pot. 1960. Sú to všetko druhy peľových zŕn, ktoré sú už typické pre obdobie konca spodného až stredného sarmatu.

Najmladšie sedimenty v Žiarskej kotline môžeme rozdeliť už len do dvoch biostratigraficky odlišiteľných celkov.

Flóru staršieho typu (vrchný sarmat—panón) sme zistili vo vrte V-643 (59—57 m), V-642 (309 m), SK-30 (29—6 m), SK-3 (24—10 m), lokalita L-418 (Pod šibeničným vrchom) T-1 (389—390 m). Mikroflóra v týchto sedimentoch má zloženie, ktoré je podrobne uvedené v tabuľke 1, 2. Okrem uvedeného zastúpenia spór sme zaznamenali bohatší výskyt druhov rodu *Pteridium* a z ihličnatých drevín hlavne peľové zrná rodu *Sequoia*, *Abies*, *Picea* hojné v pliocéne. Pre koniec sarmatu až panónu sú dôležité nasledovné druhy peľových zŕn ihličnatých druhov: *Abies* sp., nízkym percentom, *Abies alba* L., *Zonallapollenites gracilis* W. Kr. 1971, vo vekovom rozpätí miocén—pliocén; *Zonallapollenites maximus* (Raatz) W. Kr. 1971 z mio-pliocénu. Ojedinele sa vyskytli druhy rodu *Cedrus*, *Picea*, *Ephedra*.

Kvalitatívne vyšším percentom sú zastúpené peľové zrná triedy Angiospermae. Sú to: *Carpinuspollenites carpinoideis* (Pf.) Nagy 1969, *Aceripollenites* sp., *Pterocaryapollenites stellatus* (R. Pot. Ven.) Thiery. 1938, *Ulmipollenites undulosus* Wolff. a iné, najmä arktoterciérne druhy (uvedené v tab. 2).

Z bylín sú zastúpené hlavne peľové zrná čeľade *Chenopodiaceae*, *Graminae* a iné, poukazujúce na to, že v tomto období prevládala xerotermná vegetácia, čo je typické pre vrchný sarmat až panón.

Proti zaradeniu do pliocénu hovorí ešte dosť vysoké percento druhov miocénnych rastlín, ako *Nyssaceae*, ojedinele *Cyrillaceae*, hojne peľové zrná rodu *Carya*.

Vo vzorkách lokality L-418 pozorujeme pomerne vysoké percento zastúpenia preplavených peľových zŕn a spór z paleogénu a kriedy. Zo sladkovodného planktónu sa tam vyskytol druh *Crassosphaera concinna* Cookson 1947. Týmto, ako aj zložením flóry, zodpovedá sedimentom z vrty T-1 (389—390 m). Najmladšia mikroflóra bola zistená vo vrte T-1 (301—29 m), HO-1 (22—20,5 m), V-642 (130—16 m), V-643 (57—9 m). Spoločenstvo spóromorf má zloženie typicky pliocénne, ktoré je charakterizované nasledovne: *Baculatisporites primarius major* Raatz 1937, *Laevigatosporites nudus* (Mamczar) W. Kr. 1967, *Hydrosporites laevis* W. Kr. 1962, spóry húb, *Cyathaaceae*, *Pteridium* sp., *Polypodiaceae*. Z ihličnatých drevín sú veľmi hojne zastúpené hlavne tie, ktoré sú typické pre pliocén. Sú to: *Abies alba* L., *Picea* cf. *omorica*, *Abies* div. sp., *Cedrus* div. sp., *Abiespollenites*

maximus W. Kr. 1971, *Piceapollenites tobolicus* (Panova) W. Kr. 1971 z vrchného miocénu a pliocénu; *Abiespollenites cedroides* (Th.) W. Kr. 1971, s vekovými údajmi len z pliocénu; *Pinus* typ *silvestris*; *Pinus* typ *Haploxydon* sa vyskytol len ojedinele. Veľmi hojné sú peľové zrná rodu *Tsuga*, druhov: *Zonalapollenites maximus* (Raatz) W. Kr. 1971, *Zonalapollenites igniculus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, *Zonalapollenites gracilis* W. Kr. 1971.

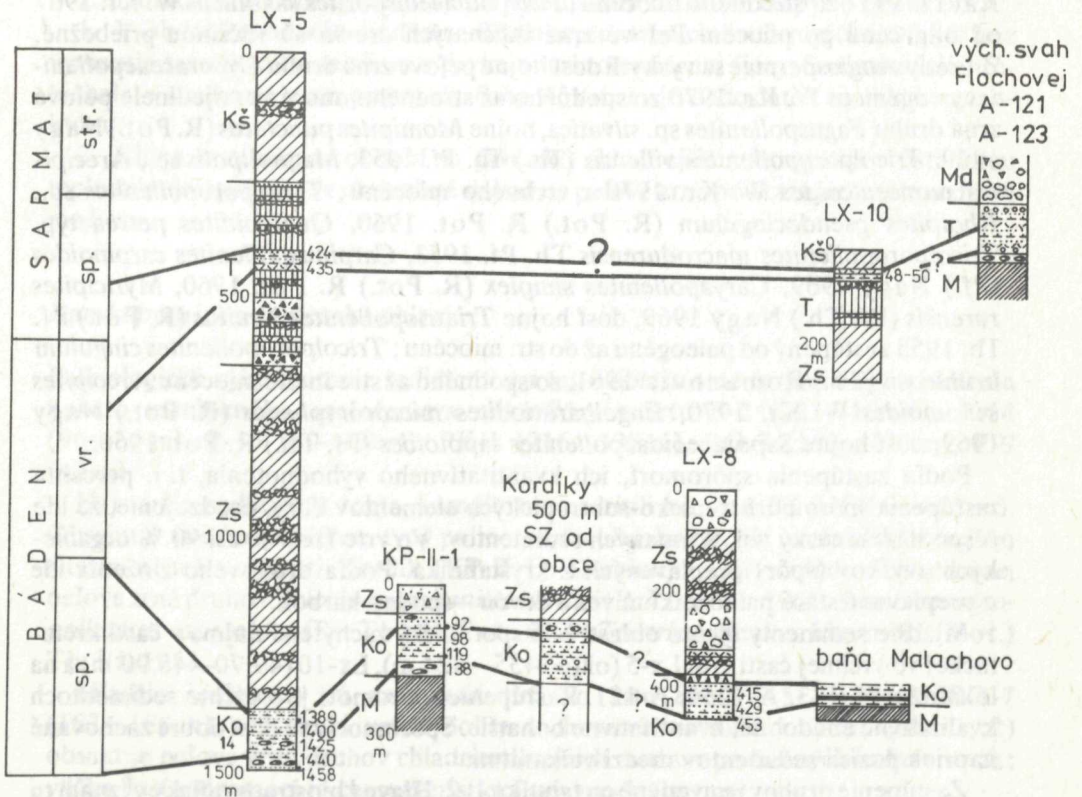
Z triedy *Angiospermae* sa ojedinele vyskytujú *Platycaryapollenites strobilacea* (Sieb. et Zucc.) Planderová 1972 a *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy 1969, ktoré sú zastúpené hlavne v miocéne. Ostatné druhy sú už zastúpené najmä v pliocéne. *Alnipollenites verus* R. Pot. 1934, *Betulaepollenites betuloides* (Pf.) Nagy 1969, *Caryapollenites simplex* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Carpinuspollenites stellatus* (R. Pot.) Thiery 1938, *Juglanspollenites verus* Raatz 1937, *Slowakipollenes* cf. *cechovicii* (Pacltová) W. Kr. 1962, *Araliaceoipollenites edmundi* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Quercoidites* typ *sessiliformis*, *Aceripollenites rotundus* Nagy 1969, *Pollenites leasees* R. Pot. 1934 a iné (uvedené v tab. 2). Zložka bylinná je zastúpená veľmi hojne druhmi *Periporopollenites nigricans* Planderová 1972, hojný v pliocéne Západných Karpát; *Graminidites media* (Cookson 1947) R. Pot. 1960, zastúpený nižším percentom; *Rutacearumpollenites komloensis* Nagy 1969, *Chenopodipollenites* sp., *Compositoipollenites cirsiodes* Planderová 1972, *Umbeliferae* sp., *Jussiaepollenites champleinensis* (Travers) Nagy 1969, *Labiatae* div. sp., *Liliaceae* div. sp., *Ericaceae* sp., *Typha* sp.. Celé spórovo-peľové zastúpenie je obdobné ako sme zistili na mnohých lokalitách v oblasti Západných Karpát v pliocéne (E. Planderová 1972b). Význačné pre sedimenty z vrhu T-1 bolo, že spórovo-peľové spoločenstvá obsahovali veľa preplavených spóromorf z paleogénu a bádenu, hlavne veľmi bohatý morský planktón z čeľade *Hystrichosphaeridae*.

Diskusia o veku a ekologických podmienkach v oblasti Žiarskej kotliny (Obr. 4). Najstaršie zistené sedimenty sú vrchnobádenského veku. Oproti predchádzajúcim výsledkom, uvedeným buď v Správach, alebo v Regionálnej geológii (E. Planderová in J. Gašparik—M. Pulec 1979), uvádzame tu isté zmeny v hodnotení vrhu JP-1. Jeho spodnú časť dávame do spodnejšej časti vrchného bádenu na rozdiel od predchádzajúceho zaradenia — vrchný báden až spodný sarmat. Vo vrte HF-1 sme mohli na základe nových poznatkov vymedziť tri vekové odlišné spoločenstvá, podobne i vo vrte JP-1. Sedimenty z vrhu T-1, ktoré sme pre množstvo bádenských preplavených spóromorf považovali za bádenské (E. Planderová 1966), po prehodnotení mikroflóry spracovaním nových vzoriek zaraďujeme do vrchného sarmatu až panónu (390 m) a do pliocénu (301—29 m). Podobné spoločenstvá preplavených spóromorf sme zistili aj na lokalite L-418, ktorej mikroflóra zodpovedá spodnej časti sedimentov vrhu T-1.

Z hľadiska paleoekologického hodnotenia môžeme konštatovať teplú subtropickú vlhkú klímu v období vrchného bádenu až spodného sarmatu, suchšie obdobie klímy v období vrchného sarmatu—panónu a opäť teplú miernu klímu v období pliocénu.

Oblasť Kremnických vrchov a Kordík

Sedimenty z tejto oblasti obsahovali spóromorfy niekde veľmi zle zachované, na niektorých lokalitách zasa boli spoločenstvá mikroflóry bohaté a dobre zachované. Bez poznania nadväznosti sedimentov, bez litologicko-petrografického vyhodnotenia v spojitosti s biostratigrafickými výsledkami by poznatky z týchto dvoch oblastí nebolo možné tak dobre použiť pre zhodnotenie celkovej stavby vulkanoklasticko-sedimentárneho komplexu. Napriek podrobnému štúdiu sedimentov z mnohých vrto a odryvov zostávajú tu určité problémy otvorené do tej doby, kým nezískame súvislý profil od strednomiocénnych sedimentov až do paleogénnych. Strednomiocénne aj paleogénne sedimenty sú palinologicky doložené a naďalej zostáva otvorená otázka, či existuje medzi týmito sedimentmi ešte vrchný oligocén, resp. spodný miocén (B. Pacltová 1966), alebo nie.



Obr. 5 Vekové zaradenie sedimentov kremnickej a kordíckej oblasti
 Legenda k litológii je na str. 15, vysvetlenie indexov v tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 5 Age and correlation of palynologically studied sedimentary rocks from the area of Kremnica and Kordíky. A legend to lithology is at the p. 15, explanation of indexes is in the table 4, p. 182. Depth of boreholes is indicated at the left side of columns, sampling at their right side.

Z tejto oblasti sme skúmali palinologické výsledky z nasledovných vrtov a odkryvov: Lx-5 (1458—1389 m a 424—435 m), Lx-8 (416—453 m), Lx-10 (49 m), KP-II-1 (92—138 m) odkryv Kordíky, sz. od obce KP-51 (98 m), Malachov-baňa, A-121, A-123, A-125, GHS-1 (1085 m). Z neogénnych sedimentov najstaršie boli strednomiocénne (sp. bádén), ktoré sme zistili takmer vo všetkých vyššie menovaných vrtoch a odkryvoch. Mikroflóra je nasledovného zloženia (tab. 1, 2): Z výtrusných rastlín sú zastúpené druhy *Neogenisporis troebitzensis* W. Kr. 1962 (preplavené) z oligocénu; *Torisporis* sp., *Neogenisporis structuris* W. Kr. 1962 z miocénu—pliocénu; *Toroisporis pessinensis* W. Kr. 1962 zo stredného miocénu; *Toroisporis lusaticus* W. Kr. 1962, ktorý sa vyskytuje po vrchnú časť spodného bádenu; *Extrapunctatosporites oblongioides* W. Kr. 1967 z mladšieho miocénu až pliocénu; *Lusatisporis perinatus* W. Kr. zo spodného miocénu; *Leiotriletes wolffi wolffi* W. Kr. 1962 z miocénu až pliocénu; *Verrucingulatisporites* sp., *Polypodiaceoisporites* sp., *Polypodiaceae* sp., *Baculatisporites primarius major* Raatz 1937 zo stredného miocénu; *Polypodiaceoisporites saxonicus* W. Kr. 1967 od oligocénu po pliocén. Peľové zrná ihličnatých drevín sú väčšinou priebežné. Z triedy *Angiospermae* sa vyskytli dosť hojne peľové zrná druhu *Cyperaceapollenites neogenicus* W. Kr. 1970 zo spodného až stredného miocénu; ojedinele peľové zrná druhu *Faguspollenites* sp. *silvatica*, hojne *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy 1969, *Tricolporopollenites villensis* (Th.) Th. Pf. 1953, *Magnolipolis* sp., *Arecipites monosulcoides* W. Kr. 1970 z vrchného miocénu; *Tricolporopollenites* sp., *Rhoipites pseudocingulum* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Quercoidites petrea* typ, *Tricolporopollenites macrodurensis* Th. Pf. 1953, *Carpinuspollenites carpinoideus* (Pf.) Nagy 1969, *Caryapollenites simplex* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy 1969, dosť hojne *Triatriopollenites bituitus* (R. Pot.) Pf. Th. 1953 zastúpený od paleogénu až do str. miocénu; *Tricolporopollenites cingulum brühlensis* (Th.) Romanovic 1961, zo spodného až stredného miocénu *Arecipites butomoides* W. Kr. 1970, *Engelhardtiodites microcoryphaeus* (R. Pot.) Nagy 1969, dosť hojne *Sapotaceoidaeipollenites sapotoides* (Pf. Th.) R. Pot. 1960.

Podľa zastúpenia spóromorf, ich kvantitatívneho vyhodnotenia, t. j. percenta zastúpenia spóromorf tropicko-subtropických elementov flóry, usudzujeme, že ide o spodnobádenský vek skúmaných sedimentov. Vo vrte Lx-5 je asi 90 % organických zvyškov (spór) preplavených z kryštalinika. Podľa druhového zloženia ide o preplavené staré paleozoikum veku devón—spodný karbón.

Mladšie sedimenty týchto oblastí boli sporadicky zachytené najmä v časti kremnickej vo vrchnej časti vrtu Lx-5 (okolo 435—424 m), Lx-10 (49,70—48,90 m) a na lokalitách A-123, A-125 a A-121. Zastúpenie spóromorf je v týchto sedimentoch kvalitatívne chudobné, kvantitatívne bohatšie. Spóromorfy sú dosť dobre zachované napriek pozícii sedimentov medzi vulkanitmi.

Zastúpenie druhov je uvedené na tabuľke 1, 2. Hlavný biostratigrafický význam tu majú druhy: *Baculatisporites primarius major* Raatz 1937, *Lycopodium* sp., *Sciadopitys* sp., *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy 1969, *Engelhardtiodites microcoryphaeus* R. Pot. 1960, *Juglanspollenites verus*, Raatz 1937, *Cyrillaceae* sp., *Rhoipites pseudocingulum* (R. Pot.) R. Pot. 1960.

Na základe uvedeného spoločenstva môžeme skúmané sedimenty považovať za

vrchnobádenské až spodnosarmatské. Spórovo-peľové zastúpenie bolo bez preplavených spóromorf. Niektoré druhy, ako *Cyrillaceae*, by mohli poukazovať skôr na zaradenie do vrchného bádenu. Celé ostatné spoločenstvo spóromorf je bežné v spodnom sarmate.

Diskusia o veku a ekológii (obr. 5). V oblasti Kremnických vrchov a Kordík bolo podrobených palinologickému výskumu veľké množstvo vzoriek. V tejto oblasti sme zistili najviac na spóromorfy negatívnych vzoriek zo všetkých vnútrokarpatských kotlín. Vzorky z bane Malachov obsahovali dosť zle zachovanú mikroflóru. Po opätovnom laboratórnom spracovaní poskytli informácie o veku aj týchto sedimentov. Okrem druhov spór a peľových zrn, ktoré sú priebežné, sme zistili aj také, ktoré potvrdzujú strednomiocénny vek sedimentov aj z tejto lokality. V súčasnosti však ešte nepokladáme tento problém za doriešený a budeme sa ním zaoberať ďalej v súvislosti s výskumom stredného miocénu vo vnútorných kotlinách.

Zhľadiska paleoekologického vyhodnotenia sme zistili dve etapy vo vývine flóry:

1. V období spodného bádenu—klímu teplú, tropicko-subtropickú, vlhkú, bez vyvinutia taxodiového močiara s prvkami arktoterciérnej flóry. Sedimentácia prebiehala v sladkovodnom prostredí, čoho dôkazom je nedostatok morského planktónu.

2. Klíma v mladšom období sa javí ako chladnejšie subtropická s ostatkami teplomilnej vegetácie. Je chudobná najmä na peľové zrná poukazujúce na taxodiový močiar.

Banskobystricko-zvolenská oblasť

Palinologické vyhodnotenie sedimentov z tejto oblasti sme čerpali z vyhodnotenia bohato zastúpeného spoločenstva mikroflóry z vrhu P-2 (221—186 m), P-14 (96—51 m), P-15 (80—60 m), PK-1 (716—138 m), BO-7 (187—170 m), P-9 (42 m).

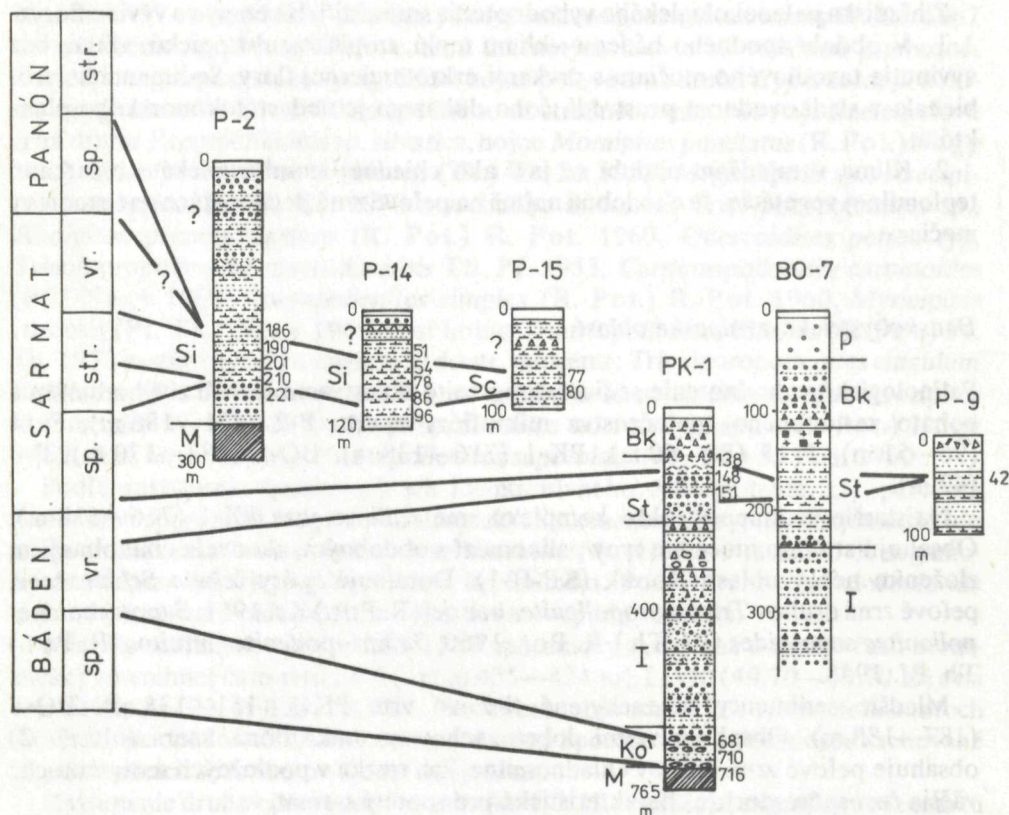
Najstaršie sedimenty tohto komplexu sme zitili vo vrte PK-1 (716—618 m). Obsahujú strednomiocénne typy palinomorf s obdobným, ale oveľa chudobnejším zložením než v oblasti Kordík (KP-II-1). Dominujú spóry čeľade *Schizeaceae*, peľové zrná druhov *Tricolporopollenites henrici* (R. Pot.) Kr. 1961, *Sapotaceoidae-pollenites sapotoides* (Pf. Th.) R. Pot. 1960, *Triatriopollenites bituitus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953.

Mladšie sedimenty sú zachytené tiež vo vrte PK-1 (151—138 m), BO-7 (187—188 m). Obsahujú veľmi dobre zachovanú mikroflóru, ktorá (obr. 1, 2) obsahuje peľové zrná druhov chladnomilnejších rastlín v podložných sedimentoch; väčšia časť spóromorf je charakteristická pre spodný sarmat.

Najmladšie sedimenty tejto oblasti boli zistené vo vrtoch P-2, P-14, P-15. Podľa spórovo-peľového spektra zodpovedá spórovo-peľovému spoločenstvu na lokalite L-418 (bez preplavených spóromorf). Význačné z hľadiska veku sú druhy *Sphagnum* sp., *Polypodiaceae* div. sp., *Stereisporites stereoides* (R. Pot. Ven.) Th. Pf., *Baculatisporites nanus nanus* (Wolff.) W. Kr. 1967 a *Cyatheaceae*. Z ihličnatých

drevín sú veľmi hojne zastúpené druhy typické pre vrchný sarmat až pliocén. Sú to: predovšetkým Cupresaceae, *Abiespollenites maximus* W. Kr. 1971, *Piceapollenites tobolicus* (Panova) W. Kr. 1971, *Zonalapollenites maximus* (Raatz) W. Kr. 1971, *Zonalapollenites* div. sp., *Abiespollenites cedroides* (Thoms.) W. Kr. 1971, *Pityosporites microalatus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953, *Pityosporites labdacus* (R. Pot.) Th. Pf. 1953 (*Pinus silvestris*), *Cedrus* sp., *Glyptostrobus* sp., *Sequoiapollenites polymorphosus* Thiery. 1937.

Z triedy Angiospermae sú dôležité *Betulaepollenites betuloides* (Pf.) Nagy 1969, *Pterocaryapollenites stellatus* (R. Pot. Ven.) Thiery. 1938, *Ulmipollenites undulosus* Wolff. 1934, *Alnipollenites verus* R. Pot. 1934, *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy 1969, *Tricolporopollenites coryloides* Pf. 1953, *Slowakipollis pannonicus* Planderová 1972, *Slowakipollis* div. sp., *Fagus silvatica*, *Ilexpollenites iliacus* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Jussiapollenites champlainensis* (Travers) Nagy 1969,



Obr. 6 Vekové zaradenie sedimentov banskobystricko-zvolenskej oblasti
 Legenda k litológii je na str. 15, vysvetlenie indexov v tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 6 Age and correlation of palynologically studied sedimentary rocks from the area of Banská Bystrica and Zvolen depression. A legend to lithology is at the p. 15, explanation to indexes is in the table 4, p. 182. The depth of boreholes is indicated at the left side of columns, sampling at their right side.

Periporopollenites nigricans Planderová 1972, *Umbeliferae* sp., *Graminidites media* (Cookson) R. Pot. 1960, *Compositoipollenites cirsioides* Planderová 1972, *Chenopodipollenites multiplex* Weyl. et Pf. 1957. Uvedené spoločenstvo spóromorf je rozšírené u nás od vrchného sarmatu až do pliocénu. Väčšina druhov bola zistená v typových lokalitách pliocénu Západných Karpát (E. Planderová 1972). Za toto vekové zaradenie hovorí bohaté mikrofloristické spoločenstvo patriace flóre miernej teplej vlhkej klímy. Zo starších miocénnych prvkov mikroflóry sa ešte vyskytli peľové zrná čeľade *Nyssaceae*, *Myricaceae* a rodu *Engelhardtia*. Tieto mohli pretrvať na klimaticky chránených miestach aj v období ochladenia. Zatiaľ zaraďujeme sedimenty do obdobia vrchný sarmat—panón.

Diskusia o veku a paleokológii prostredia (obr. 6).

V oblasti banskobystricko-zvolenskej sme vymedzili tri sedimentačné obdobia :

1. Spodný bádén (PK-1, 716—618 m) so strednomiocénnou flórou.
2. Vrchný bádén—spodný sarmat, s väčšou pravdepodobnosťou spodný sarmat (PK-1, 151—138 m), BO-7 188—170 m) s dobre zachovanou vrchnomiocénnou flórou.
3. Vrchný sarmat—pliocén (P-2, P-14, P-15) s veľmi bohatou mikroflórou.

Z hľadiska paleoekologického vyhodnotenia nebolo obdobie spodného bádenu na skúmanej lokalite vhodné na získanie dobre zachovanej flóry, ale na základe zistených druhov môžeme usudzovať, že to bolo obdobie teplej subtropickej a vlhkej klímy. V období spodného sarmatu prevládali lesné spoločenstvá typu *Fagus* sp., *Ilex* sp., *Quercus* sp., čo by mohlo svedčiť o suchšej, ale teplej miernej klíme.

V období vrchného sarmatu až panónu predpokladáme teplú miernu klímu, asi suchšiu, na to poukazuje rozvoj bohatého, bylinného, hlavne trávovitého spoločenstva. V oblasti vrtu P-2, P-14 sa uplatnila aj zložka vysokohorských druhov, najmä zo skupiny ihličnatých drevín.

Slatinsko-víglašská oblasť

Sedimentačný priestor slatinsko-víglašský je situovaný pri severnom okraji vulkanického masívu Javoria. Do jeho východnej časti zasahovali tiež produkty stratovulkánu Poľany. Od zvolenskej oblasti bol sedimentačný priestor oddelený elevačnou štruktúrou podložia tvoreného paleozoikom veporíd (lieskovský chrbát). V dôsledku blokových pohybov v priebehu bádenu—sarmatu mal vývoj uvedeného priestoru diferencovaný charakter, a preto ho zhodnotíme v rámci nasledujúcich čiastkových oblastí:

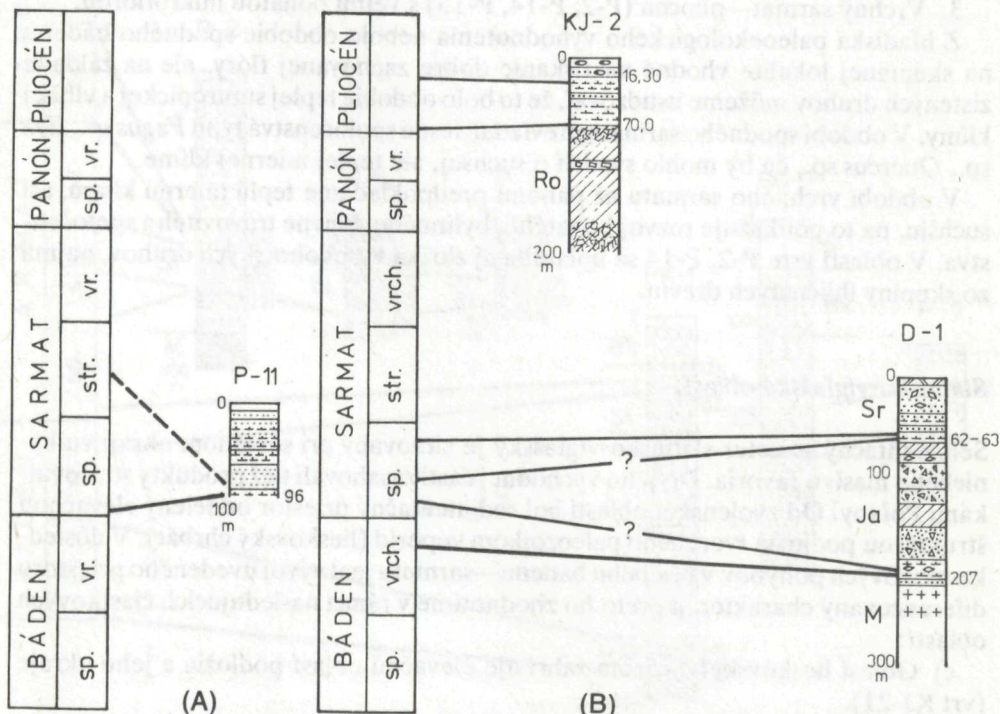
- c) Oblasť lieskovského chrbta zahŕňa elevačnú oblasť podložia a jeho okraje (vrt KJ-21).
- b) Slatinská oblasť je zo západnej strany ohraničená lieskovským chrbtom, z východu zlomami víglašskej depresie (vrt P-10, P-11, P-5).
- c) Víglašská oblasť predstavuje zaklesnutý blok spodnobádenskej časti stratovulkánu Javoria. Vrchnú časť výplne tvoria sedimenty pliocénu (vrt KJ-2, P-6, P-7).
- d) Oblasť Detva-Podkriván predstavuje relikť sedimentačného priestoru, ktorý

sa vyvíjal pri východnom okraji vígľašskej depresie v období spodný—vrchný sarmat (vrt D-1).

a) V oblasti lieskovského chrbta sme palinologicky zhodnotili sedimenty z vrtu KJ-21 (20,7—219,7 m). Všetky sú význačné tým, že sú preplnené organickým kerogénom svetlohnedej farby. Podobné vzorky bohaté na organický kerogén svetlo- až strednohnedej farby sú známe pri uhoľnej sedimentácii a pri sedimentoch z naftových ložísk. Okrem bohatého organického kerogénu sme vo vzorkách zistili aj bohaté mikrofosílie spóry a peľové zrná. Sú dvojaké: a) preplavené z kryštalinika, veľmi dobre zachované, b) autochtónne neogénneho veku.

Keďže ide o sedimenty z nedávno ukončeného vrtu, uvádzame v tejto práci výsledky z troch vzoriek, ktoré boli veľmi bohaté na spóromorfy. Výsledky tu uvádzané považujeme za priebežné; budú doplnené spracovaním ďalších vzoriek z tohto vrtu a aj z iných vrtov tejto oblasti.

Vo vzorke KJ-21, 210,7 m sme zistili veľmi bohatú mikroflóru močiarného typu s náznakmi možnosti tvorby uhlia alebo rašeliny. Veľmi bohaté bolo hlavne spoločenstvo spór výtrusných čelade *Polypodiaceae*, *Osmunda regalis*, spór húb, z ihličnatých drevín boli zastúpené *Taxodiaceae*—*Cupressaceae*, dosť hojne *Pinus*



Obr. 7 Vekové zaradenie sedimentov slatinskej (A) a detviansko-podkrivánskej (B) oblasti
Legenda k litológii je na str. 15, vysvetlenie indexov v tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 7 Age and correlation of palynologically studied sedimentary rocks from the area of Slatina depression (A) and Detva—Podkriváň (B). A legend to lithology is at the fig. 8, explanation to indexes is in the table 4. The depth of boreholes is indicated at the left side of columns, sampling at their right side.

typ *Haploxylon*. Z triedy *Angiospermae* sme zistili hlavne peľové zrná z čeľade *Myricaceae*, rodu *Alnus*, *Ulmus*, *Quercus*, *Graminae*. Ojedinele sa vyskytli aj palinomorfy z kryštalinika s hrubším grafitickým povlakom, ktorý sa odlišuje od ostatného svetlohnedého kerogénu.

Hoci sú vo vzorke zastúpené hlavne priebežné druhy bez stratigrafického významu, môžeme konštatovať, že sa v tejto vzorke nevyskytli druhy spodnomiocénne. Na druhej strane chýba veľmi bohatá a výrazná sarmatsko-pliocénna asociácia. S najväčšou pravdepodobnosťou ide o vek spodný až stredný bádén.

Vo vzorke 198,2 m je mikrofloristická asociácia veľmi bohatá a dobre zachovaná. Podobne ako v predchádzajúcej vzorke, aj tu bol veľmi hojný kerogén. Spóry sú dobre zachované, bez známky korózie, štruktúra dobre vykreslená. Malá časť spóromorf je preplavená zo starého paleozoika (asi vrchnosilúrskeho až spodno-devónskeho veku). Autochtónne spóromorf má nasledovné zloženie: Zo spóromorf výtrusných rastlín sme určili druhy čeľade *Polypodiaceae*, *Pteridium*, spóry húb. Oproti podložnej vzorke chýba rozmanitosť spór výtrusných a prevláda zložka angiospermová. Zastúpené sú druhy: *Carpinuspollenites carpinoides* (Pf. Th.) R. Pot. 1960, *Caryapollenites simplex* (Pf. Th.) R. Pot. 1960, *Pterocaryapollenites stellatus* (Pf. Th.) R. Pot. 1960, *Rhamnaceae*, *Quercus* sp., *Mangoliaceae*, *Castanea* sp.

Spoločenstvo spóromorf vyhodnotené z dvoch vzoriek poukazuje s najväčšou pravdepodobnosťou na spodný bádén až začiatok vrchného bádenu. Žiaľ, chýbajú v peľovom spektre tie vedúce druhy, na základe ktorých by sme sa mohli k veku presnejšie vyjadriť.

Vzorka z hĺbky 23,30 m je z hľadiska posúdenia veku najproblematickejšia. Veľkú časť spóromorf tvoria druhy staropaleozoické, najmä akritarchy. Všetky sú do značnej miery pokryté grafitickým nánosom, sú však určiteľné. Ich určením sme sa zatiaľ ešte nezaoberali, hoci z hľadiska posúdenia veku je aj toto zaujímavý problém. Ani ďalšia zložka peľového obrazu nepozostáva z miocénnych druhov. Vyskytujú sa tam zakrpatené spóry a peľové zrná s hrubovynutými pórmi, s kanalikulátnou štruktúrou, ktoré sa môžu vyskytovať skôr v paleogéne. Našli sa tam aj *Dinoflagellata*, zatiaľ bez bližšieho určenia. Zrejme aj mladšia zložka mikroflóry bola preplavená.

Pre zistenie veku autochtónnej mikroflóry budeme musieť spracovať viac vzoriek z podložných aj nadložných sedimentov.

b) Slatinská oblasť. Palinologické vyhodnotenia z tejto oblasti sú staršieho dáta, ako sme už spomenuli v úvode. Ojedinelé sedimenty medzi horninami nevhodnými pre palinologické vyhodnotenie poskytovali slabú nádej riešiť vek pomocou tejto metódy. Organické zvyšky vrátane spóromorf boli pokryté nánosom, asi grafitickým, takže sme získali len ojedinelé spóromorfy z vrtu P-10 a z vrtu P-11.

Iba po rokoch pomalej oxidácie sme zistili veľmi bohaté a dobre zachované spoločenstvá spóromorf vo všetkých vzorkách, a preto sa môžeme až teraz vyjadriť k biostratigrafickému začleneniu sedimentov.

Keďže ide o jednu oblasť, vyhodnotíme vzorky od najstarších zistených po najmladšie z vrtu P-10 a P-11.

Z vrtu P-11 boli spracované tri vzorky v hĺbke od 96 do 100 m. Oproti

predchádzajúcej zistenej chudobnej mikroflóre sme zistili veľmi bohatú a dobre zachovanú mikroflóru dvojakého zloženia.

Staršia mikroflóra bola zrejme preplavená z paleogénu a spodného bádenu. Obsahuje tropické peľové zrná mikroflóry a veľmi bohatý morský planktón, ktorý sme zaznamenali už aj v staršom vyhodnotení. Okrem morského planktónu sme zistili aj spóry a peľové zrná podobné ako v Kordíkach, čo ešte samozrejme v tomto štádiu výskumu neznamenaá náznak nijakej spojitosti.

Mladšia mikroflóra obsahuje veľmi vysoké percento ihličnatých rastlín rôznych druhov, ktoré sa vyskytujú hlavne od stredného sarmatu do pliocénu. Sú to rody *Abies*, *Picea*, *Cedrus*, *Keteleeria*. No vyskytli sa i druhy, ktoré sú hojné v bádene a spodnom sarmate, ako *Engelhardtia*, *Momipites punctatus*, (R. Pot.) Nagy 1969, *Quercus* sp., *Caryapollenites simplex* (Pf. Th.) R. Pot. 1960, *Magnolipollis neogenicus* W. Kr. 1970, *Juglanspollenites verus* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Ephedripites* sp., *Rhus* sp., *Carpinuspollenites* sp.; zo spór je ojedinele zastúpený druh *Leiotriletes adriennis*, W. Kr. 1959, ktorý sa v mladšom miocéne už nevyskytuje.

Najmladšie spoločenstvo mikroflóry sme zistili vo vrte P-10 (10—11 m). Toto má už nesporne pliocénny charakter s bohatým zastúpením bylinnej zložky v peľovom obraze. Hojné sú hlavne čeľade *Graminae*, *Alnus* sp., *Ulmus* sp., *Cupuliferae*, *Salix* sp., z ihličnatých drevín druhy *Pinus silvestris*, *Tsuga diversifolia* a rod *Abies* sp. Zachovanosť spóromorf je veľmi dobrá.

Zhrnutím palinologických výsledkov zo slatinskej oblasti môžeme konštatovať nasledovné:

1. Pôvodná mikroflóra z vrtu P-11 je spodno-až strednosarmatského veku, s vylúčením veku pliocénneho.

2. Mikroflóra z vrtu P-10 (10—11 m) poukazuje na pliocénny vek sedimentácie.

3. Alochtoná flóra je paleogénneho až spodnobádenského veku, veľmi bohatá na morský planktón.

4. Z bohatého výskytu ihličnatých a najmä vysokohorských ihličnatých drevín môžeme predpokladať vysokohorský reliéf v období sedimentácie vrtu P-11 a P-10.

c) Viglašská oblasť. Mikrofloristicky boli vyhodnotené vzorky z vrtu KJ-2 s pomerne chudobným, ale dobre zachovaným pliocénnym spoločenstvom spóromorf, ktorého zloženie je do veľkej miery podobné zloženiu sedimentov z vrtu P-2 pri Sielnici, obohatené však o zložku pliocénnych druhov typu NAP.

d) Oblasť Detva-Podkriváň. Z tejto oblasti sme palinologicky vyhodnotili sedimenty z vrtu D-1, zo štyroch vzoriek boli dve pozitívne, z hĺbky 62 m a 207 m.

Zachované spórovo-peľové spoločenstvo z hĺbky 62 m (tab. 1, 2, obr. 7) malo zloženie: *Verrucatosporites* sp., *Leiotriletes wolffi*, W. Kr. 1962, *Polypodiaceae*, z *Angiospermae* *Betula* sp., *Alnipollenites verus*, R. Pot. 1934, *Fagus* sp., *Pistacia vera* L., *Nyssaceae*, *Graminae*, *Myricaceae*, *Ostrya* sp., *Ulmus* sp.. Toto spoločenstvo poukazuje s najväčšou pravdepodobnosťou na spodnosarmatský vek skúmaných sedimentov. Spórovo-peľové spoločenstvá v hĺbke 207 m sú obohatené o peľové zrná strednomiocénnych spoločenstiev. Sú to: *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) R. Pot. 1960, *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy 1969 a *Platycaryapollenites strobilacea* (Sieb. et Zuce) Planderová 1972. Na základe tohto by sme mohli uvažovať o vrchnobádenskom až spodnosarmatskom veku

sedimentov v tejto hĺbke. Pre doloženie veku je však vyhodnotenie takého malého množstva vzoriek nedostatočné, a preto aj biostratigrafické určenie je len pravdepodobné. Pri vekovom zaradení týchto sedimentov treba brať do úvahy aj iné kritériá — litológiu, superpozíciu a pod.

Súhrnné vyhodnotenie veku medzivulkanických sedimentov

Z podrobného palinologického skúmania veľkého množstva vzoriek z celej oblasti vnútorných kotlín a južnej periférie neovulkanitov podávame súhrnné biostratigrafické vyhodnotenie sedimentov s vekovými koreláciami palinologických výsledkov z iných oblastí. Súhrnné zhodnotenie pozostáva v tom, že sedimenty budeme triediť podľa veku, bez ohľadu na oblasť, v ktorej sa nachádzajú (Tab. 3).

Spodný bádén

Najstaršie sedimenty z oblasti vnútorných kotlín patria, so zreteľom na výskum zistenia veku podložných alebo nadložných vulkanických hornín, do spodného bádenu. Zistili sme ho predovšetkým v oblasti južnej periférie (CK-1) (563—164 m), ŠV-8 (277—114 m), GK-3 (850—331 m) kremnickej oblasti Lx-5 (1458—1389 m), Lx-8 (416—453 m), v oblasti Kordík (odkryv Kordíky, KP-II-1 138—92 m, KP-51 98 m, Baňa Malachov) a v zvolenskej oblasti PK-1 (716—618 m).

Mikroflóra tohto podstupňa je charakterizovaná peľovými zrnami tropicko-subtropických druhov rastlín, ktoré sa vyskytli ešte v pomerne vysokom percente; na druhej strane sa vyznačuje výskytom peľových zŕn arktoterciérnych rastlín, ktoré už v spodnom bádene ovplyvňovali charakter spoločenstiev. Z biostratigrafického hľadiska sú dôležité nasledovné druhy mikroflóry: *Verrucingulatisporites triangulizonatus* W. Kr. 1967, z vrchného oligocénu až spodného, resp. stredného miocénu, *Baculatisporites primarius major* Raatz 1937, *Trilites multivallatus* W. Kr. 1959, *Trilites paucivallatus* W. Kr. 1959, *Neogenisporis koderstofensis* W. Kr. 1962, *Concavisporites* sp. 2 W. Kr. 1962, s vekovým údajom zo stredného miocénu; *Toroisporis pessinensis* W. Kr. 1962, uvádzaný z kordického spodného miocénu; *Toroisporis lusaticus* W. Kr. 1962 sa u nás aj v Maďarsku (E. Nagy 1969) vyskytuje v strednom miocéne; *Stereisporites microgranulatus, crassiexinus* W. Kr. 1962 z oligocénu a miocénu; *Leiotriletes neddenoides* W. Kr. 1963, s výskytom len do konca bádenu. Tieto druhy výtrusných rastlín sa vyskytli hlavne v oblasti Kordík, kde spodnobádenské spoločenstvo spóromorf bolo obzvlášť bohaté na spóry výtrusných rastlín. Na ostatných spodnobádenských lokalitách sa vyskytli tieto spóry len sporadicky. Z ihličnatých drevín sú biostratigraficky dôležité druhy *Podocarpidites nageiaformis* (Zakl.) W. Kr. 1971, *Inaperturopollenites concedipites* (Wodeh.) W. Kr. 1971, ktoré sú uvádzané hlavne zo spodného až stredného miocénu. U nás sa vyskytujú tieto druhy len ojedinele a prechádzajú až do vrchného bádenu.

Z peľových zŕn krytosemenných rastlín je pre spodný bádén význačné spoločenstvo peľových zŕn tropicko-subtropických rastlín, ktoré sú už výrazne premiešané

s arktoterciérnymi prvkami flóry, ako *Ulmus*, *Betula*, *Alnus*, *Quercus* a aj zastupiteľmi bylinných typov, ktoré sa ešte v spodnom bádene nevyskytujú vo vysokom percente.

Vrchný bádén

Bol zistený v oblasti južnej periférie neovulkanitov vo vrte CK-1 (164—100 m), ŠV-8 (114—58 m) v Žiarskej kotline HF-1 (543—357 m), JP-1 (824—745 m), PK-1 (151—138 m), BO-7 (187—170 m), P-9 (42 m). Nie je zatiaľ doložené, o ktoré obdobie vrchného bádenu ide. V prípade sedimentov z vrtu JP-1 (824—745 m) môžeme predpokladať spodnú časť vrchného bádenu. V ostatných sedimentoch ide možno o vrchnejšiu časť spodného bádenu. Zatiaľ však nemáme kritériá pre presnejšie odlišenie jemnej stratigrafie na základe palinológie.

Vrchný bádén je vcelku charakterizovaný ubúdaním tých tropicko-subtropických prvkov flóry, ktoré sa ešte pomerne hojne vyskytli v spodnom bádene. Druh *Lusatisporis perinatus* W. Kr. 1963 sa už vo vrchnobádenských sedimentoch nevyskytol. Z triedy *Angiospermae* sa vyskytli ojedinele druhy čeľade *Cyrillaceae* v rovnakom zastúpení ako v spodnom bádene. Percento arktoterciérnych druhov peľových zrn vzrástlo najmä zásluhou rôznych druhov rodu *Quercus*, *Juglans*, *Carpinus*. Peľové zrná tých druhov, ktoré su hojné vo vrchnom miocéne, sa ešte nevyskytli vo vrchnobádenských sedimentoch. Je to množstvo druhov z rodu *Eleagnus*, *Salix*, *Acer*, *Fagus*, *Abies*, *Picea*, *Cedrus* a iných. Na charaktere peľových diagramov pozorujeme prejav postupného ochladzovania a vplyv aridnejšej klímy, druhove chudobnejšej. Hojnejšie zastúpenie druhov rodu *Ilex* a iných, ktoré si vyžadujú suchšiu klímu, zodpovedá predpokladu o pomerne suchšej klíme v tomto období.

Obdobie hranice vrchný bádén—spodný sarmat

Toto obdobie nemožno celkom presne definovať, pretože na základe palinologických výsledkov neexistuje mikrofloristická hranica medzi bádénom a sarmatom. Je to obdobie medzi spodnou časťou vrchného bádenu a vrchnou časťou spodného sarmatu. V tomto období spôsobili paleoklimatické zmeny v oblasti Západných Karpát úplný ústup tropicko-subtropických prvkov flóry tých druhov, ktoré sa už vo vrchnej časti spodného sarmatu nevyskytli. V tomto období nastáva príprava pre klimatický zlom, ktorý sme pozorovali v celej centrálnej paratetýde, keď more z vnútorných kotlín vlastne už ustúpilo a brakické uzavreté jazerá sa postupne menili na jazerá sladkovodné a na močiare. Tak sa práve v tomto období utvárali predpoklady pre rozvoj uhľotvornej močiarnnej vegetácie. Klíma bola teplá subtropická až teplá mierna, veľmi vhodná pre rozvoj močiarnnej vegetácie. V peľových diagramoch sú význačné spóry výtrusných rastlín, najmä z čeľade *Cyatheaceae*, *Polypodiaceae*. Z triedy *Angiospermae* zaznamenávame ešte ojedinelý výskyt peľových zrn čeľade *Cyrillaceae*, *Symplocaceae* a rodu *Sabal*. Bázou spoločenstiev však boli *Taxodiaceae*-*Nyssaceae*-*Myricaceae*, ktoré tvorili v uhoľných panvách

základ pre hnedouhoľné sloje. Toto obdobie je zachytené v mnohých vrtoch vnútorných kotlín s tým poznatkom, že nemožno na základe mikroflóry presne rozlíšiť, či ide o vrchný bádén, alebo spodný sarmat. Predovšetkým sme zistili toto obdobie v oblasti Vtáčnika a nováckych uhoľných slojov; VTV-10 (510—97 m), a nadložných ílov (VTV-8 255—72 m), C-129 (334—484 m). V oblasti Kremnice Lx-5 (435—424 m); Flochová A-125, A-121); v oblasti štiavnickej panvičky PV-7 (13,70—13,40), Šb-3 (39 m), BB-23 (29—19 m), BB-20 (29—22 m) BB-28 (30—27 m); v oblasti Poľany D-1 (207 m); v Žiarskej kotline vo vrtoch FŽB-1 (520—445 m), HF-1 (217—188 m), JP-1 (673—460 m). V tomto období prevláda flóra stredno až vrchnomiocénna, bohatá druhove aj početne, čo sa prejavuje v bohatom zastúpení druhov autochtónnej flóry. Výnimku tvoria sedimenty centrálnej časti štiavnickej panvičky zachytené vrtmi PV-7 a Šb-3, ktoré obsahovali peľové zrná vysokohorských druhov, najmä peľové zrná ihličnatých drevín, a kde tropicko-subtropická zložka flóry chýba. Toto sme si vysvetľovali mladším vekom skúmaných sedimentov (E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa 1979). Po zvážení celej geologickej situácie, s uplatnením určenia mikroflóry z južného okraja panvičky (vrty BB), môžeme považovať aj tieto sedimenty za vrchnobádenské. V týchto sedimentoch sme zistili zmiešané spoločenstvo peľových zŕn a spór z druhov tropicko-subtropickej vegetácie, kde základ tvorili *Cyrrillaceae* a bohatá močiarna subtropická vegetácia.

Sedimenty zo zvolenskej oblasti zachytené vrtom PK-1 (151—138 m) nemožno považovať za obdobie spodnej časti vrchného bádenu, ako sme predpokladali v minulosti, a to pre veľmi bohato zastúpenú zložku mladotretiohorných prvkov flóry, ako sú napr. druhy rodov *Fagus*, *Quercus*, *Rhus*, *Ilex*. Mladší vek však tiež môžeme vylúčiť pre zastúpenie druhov čeľade *Cyrrillaceae*, *Tricolporopollenites henrici* a ojedinele spórmí čeľade *Schizeaceae*. Obdobne to platí pre zaradenie vrtu BO-7 (187—170 m).

Z hľadiska biostratigrafického vyhodnotenia veku zostávajú najmenej doložené sedimenty z oblasti kremnickej, kde bolo spracovaných síce veľa vzoriek, ktoré však boli chudobné na spóromorfy. Doterajšie výsledky poukazujú síce s najväčšou pravdepodobnosťou na vek vrchný bádén—spodný sarmat (Lx-5 435—424 m, A-123, A-121), čo nám potvrdzuje aj vrt GHŠ-1 (1084 m) v Turčianskej kotline. Nemôžeme však vylúčiť určitý vekový posun pre malé množstvo vzoriek pozitívnych na spóromorfy. Všetky výsledky, ktoré nie sú štatisticky doložené spracovaním väčšieho množstva vzoriek, berieme s určitou rezervou.

Spodný sarmat

Toto obdobie zachytáva vrchnú časť spodného sarmatu a začína sa po tzv. klimatickom zlome v období spodného sarmatu, po ktorom sa už neobjavili žiadne tropické prvky mikroflóry v peľových spektrách.

Mikroflóru ochudobnenú o tropické peľové zrná sme zistili vo vrtoch VTV-26 (105—56 m), FŽB-1 (335—177 m), JP-1 (423—241 m), V-643 (440 m), D-1 (63—62 m), v handlovskom produktívnom súvrství a v nadložných íloch. Toto obdobie, s možnosťou zaradenia až do stredného sarmatu, uvádza na základe

makroflóry aj V. Sitár (1970) v oblasti Močiara z diatomitových ílov. Vek vrchný miocén až pliocén potvrdzuje aj Z. Řeháková (1980) na základe spracovania diatomitov z ložiska Močiar. Žiaľ, určenie diatomitov ponecháva dosť široké vekové rozpätie, ktoré však zahrňuje aj nami určený vek sedimentov.

Z hľadiska mikrofloristického stojí za úvahu, prečo sa v produktívnych vrstvách a nadložných íloch košianskeho súvrstvia v oblasti Handlovej nevyskytla zložka spóromorf druhov tropických rodov, ktoré sa vyskytli v produktívnom súvrství v oblasti Novák.

Všeobecne je vek týchto dvoch panví považovaný za rovnaký. Vzorky boli na mikroflóru veľmi bohaté, vek je štatisticky doložený spracovaním asi tridsiatich vzoriek z týchto sedimentov. Vek produktívnych vrstiev v Handlovej bol už diskutovaný, (E. Planderová 1966 a E. Planderová in J. Gašparik—E. Planderová 1970) — na základe mikroflóry bol považovaný za spodnosarmatský, nie celkom totožný s vekom produktívnych vrstiev v oblasti Novák. Vysvetlenie pre uvedené rozdiely v mikrofloristickom zložení môže byť nasledovné:

a) Produktívne vrstvy v oblasti Handlovej sa začali ukladať s určitým časovým posunom oproti nováčkemu súvrstviu, o čom môže svedčiť aj viac slojov vyvinutých v oblasti nováckej panvy.

b) Ak akceptujeme rovnaký vek oboch panví, musíme predpokladať iné paleoekologické podmienky, vplyv severných svahov, a teda skorší ústup tropickej vegetácie z oblasti Novák.

Druhý predpoklad sa zakladal na náhode, ale vylúčiť ju nemôžeme. Subtropická flóra, resp. vlhkomilná močiarna flóra, tvoriaca základ pre novácke aj handlovske uhlie, je rovnaká (*Taxodiaceae—Nyssaceae—Myricaceae—Cyrillaceae*) s bohatou prímiesou listnatých drevín čeľade *Cupuliferae*, rodu *Carya*, *Pterocarya*, *Ulmus*, *Alnus*. Do tohto obdobia spadá aj tvorba sedimentov hrabičovskej panvičky (VTV-26—105—55 m). Prechodné obdobie bádén—sarmat s tropickými prvkami flóry môžeme viac-menej vylúčiť. Na základe dobre zachovanej a bohatej mikroflóry skúmanej s mnohých vzoriek predpokladáme už spodný sarmat.

V Žiarskej kotline sme zistili sedimenty tohto veku (vrty vyššie uvedené) s dobre zachovanou mikroflórou, a teda s dobre preukázaným vekom. Vo vrte D-1 (63—62 m) z oblasti Poľany sme vyhodnotili len jednu vzorku. Mala pomerne chudobné spoločenstvo spóromorf spodnosarmatského charakteru, bez zástupcov tropickej zložky mikroflóry. Vek však nie je štatisticky doložený spracovaním viacerých vzoriek, preto ho môžeme považovať len za pravdepodobný.

Vrchný sarmat—panón

Obdobie vrchného sarmatu až panónu (zóna MF-6; E. Planderová 1978) je pomerne dlhé, bez väčšej možnosti podrobnejšieho zónovania na základe mikroflóry. Klíma bola teplá, mierna. Tropické elementy flóry sa nevyskytli a percentuálne zastúpenie peľových zŕn subtropickej flóry pokleslo.

Na charakter paleoflóry vplývalo aj xerothermné klimatické obdobie vo vrchnom sarmate až panóne. Prejavilo sa to podstatne nižším percentom papraďovitej

M I O C É N					P L I O C É N				
B Á D E N		BÁDEN / SARMAT	S A R M A T		PANÓN				
spodný	vrchný		spodný	vrchný					
								SPŔRY VÝTRUSNÝCH	Foveolatisporites pessinensis Neogenisporites koderstafensis Toroisporites pessinensis Trilites multivallatus Trilites paucivallatus Toroisporites lusaticus Concavisporites sp. 5. Lusatisporites perinatus Leiotriletes neddenoides
								PEL. ZRNÁ HLICNATÝCH A KRYTOSEMENNÝCH	Podocarpidites nageiaformis Inaperturopollenites concedipites Cyperaceapollenites neogenicus Triatriopollenites bituitus Sparganiaceapollenites magnoides Tricolporopollenites edmundi Tricolporopollenites cingulum brühlensis Sapotaceoideaepollenites sapotoides Porocolpopollenites stereoformis Tetracolpopollenites sapotoides
								SPŔRY	Polypodiaceoisporites gracillimus semiverrucatus Baculatisporites primarius primarius Neogenisporites asp. sinus Extrapunctatosporites oblongioides
								PEL. ZRNÁ HLICNATÝCH A KRYTOSEMENNÝCH	Inaperturopollenites verrupapillatus Sequoiapollenites sculpturius Abiespollenites maximus Piceapollenites tobolicus Abiespollenites cedroides Cycadopites microfollicularis Arecipites butomoides butomoides Betulaepollenites betuloides Triporopollenites coryloides Intratrirporopollenites cordateaeformis Slowakipollis div. sp. Faguspollenites silvatica typ. Tricolporopollenites - typ Oleaceae Quercoidites typ petrea, Q. typ sessiliformis Aceripollenites div. sp. Salixipollenites div. sp. Caryophyllidites div. sp. Graminidites media Compositoipollenites div. sp. Chenopodiipollenites div. sp. Artemisiapollenites div. sp. Umbeliferae sp. div. sp. Labiatae div. sp. Liliaceae div. sp.
morské	sladko- vodné	morské brackické	sladko- vodné	sladkovodné	s l a d k o v o d n é		sladkovodné	PROSTREDIE	
	tepľá, subtropická, s konštantným zastúpením paleotropickej flóry		tepľá, subtropická, s ubúdajúcim paleotropickej flóry	subtropická, vlhká, s ojedinelým výskytom paleotropickej flóry	tepľá, mierna, bez výskytu paleotropickej flóry		tepľá, mierna, suchá, s prevahou arktoteriálnej flóry	PALEOKLIMA	mierna, s prevahou arktoteriálnej flóry a NAP

Tabuľka 3 Priemer hojnosti výskytu stratigraficky dôležitých druhov podľa údajov z literatúry

Table 3. Average contents of stratigraphically important microflora species in individual stages according to data in literature

vlhkomilnej vegetácie a prevahou ihličnatých drevín, ďalej výskytom peľových zŕn rodu *Ephedra*, *Ilex*, tráv a iných suchomilných bylín. Z celého peľového obrazu z tohto obdobia v oblasti vnútorných kotlín vyplýva, že xerothermná flóra neprevládala v celom období vrchného sarmatu a panónu. V období sedimentácie vzoriek z vrtoV V-643 (59—57 m), V-642 (309—130 m), T-1 (389—390 m), L-418 a v oblasti banskobystrickej z vrtoV P-2, P-14, P-15 poukazuje mikroflóra na klimaticky optimálne paleoekologické podmienky. Zvlášť dobre korelovateľné sú sedimenty z vrtu T-1 (384—390 m) a L-418, ktoré okrem rovnakého spórovo-peľového zastúpenia obsahovali aj rovnakú zložku preplavených druhov z paleogénu a mezozoika i spodného miocénu. Prejavilo sa aj zvýšené zastúpenie peľových zŕn rodu *Sequoia* a čeľade *Oleaceae*, ktoré sme zistili vo vrchnom sarmate z oblasti Mochoviec (N-6) a Hontianskej Vrbice (ŽG-1), (E. Planderová 1972). Toto obdobie považujeme na základe korelácie s uvedenými opornými bodmi za strednoaž vrchnosarmatské. Listnaté dreviny sú väčšinou obmedzené na arktoterciérne druhy, s výskytom niektorých zložiek subtropickej flóry — *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy 1969, zastupiteľov rodu *Eleagnus*, *Juglans*, *Fagus*, ojedinele *Rhus*, *Quercus* ssp. *sessiliflora* a iné (obr. 2). Vysoké percento peľových zŕn rodu *Ilex* poukazuje na suchšiu klímu, najmä v oblasti Žiarskej kotliny. Vysoké je aj percento druhov čeľade *Graminae*, najmä druhu *Graminidites media* (Cookson) R. Pot. 1960, ako aj ostatných bylín, zväčša patriacich do čeľade *Compositae*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae* a iných vrchnomiocénnych čeľadí a rodov.

Pliocén

Obdobie pliocénu sme zistili hlavne v Žiarskej kotline (HO-1 22—20,5 m, V-643 57—9 m, V-642 130-16 m, T-1 301—29 m) a v oblasti Javoria KJ-2 49,30 m. Toto obdobie je mikrofloristicky veľmi dobre charakterizované na základe veľkého množstva spracovaných vzoriek z celej oblasti Západných Karpát (E. Planderová 1972). Mikroflóru charakterizuje prevaha zložky NAP a zastúpenie vrchnomiocénnych a pliocénnych druhov drevín. Z ihličnatých sú to hlavne vysokohorské druhy rodu *Abies*, *Cedrus*, *Picea*, *Pinus*, ktoré boli najhojnejšie zastúpené vo vrchnej časti vrtu T-1 v Žiarskej kotline. Z hľadiska geomorfológie môžeme teda predpokladať v tejto oblasti v období pliocénu vysoké hory, z ktorých sa dostávali peľové zrná spomínaných druhov do vodného prostredia spolu s autochtónnymi druhmi, ktoré boli v údoliach. V oblasti Javoria KJ-2 (49,30 m) prevládajú spóry výtrusných rastlín a peľové zrná listnatých drevín a bylín. Podľa zastúpenia spór a peľových zŕn môžeme uvažovať o vekovom zaradení sedimentov do panónu až bázy pliocénu. Peľovými zrnami rodov *Betula*, *Carpinus*, *Quercus*, *Alnus*, ale aj čeľade *Oleaceae* a *Umbelliferae*, dosiahli v tomto období vysoké percento zastúpenia. Z ihličnatých drevín sú zastúpené len peľové zrná rodu *Pinus*. Je teda veľmi pravdepodobný vek panón až pont, ale bolo by treba vyhodnotiť väčšie množstvo vzoriek tejto oblasti. Pri spracovaní sedimentov sme však narazili na vzorky obsahujúce grafitizované spóromorfy, možno druhotne vplyvom tepla. Z hľadiska geomorfologického predpokladáme v blízkosti skúmanej lokality v tomto období vysoké vrchy, aspoň také, ktoré by mali vyvinutú horskú vegetáciu.

Poznámky k paleoekológii

Z hľadiska paleoekologického môžeme vyhodnocovať paleoprostredie, a to: klímu, jej teplotu, suchosť a vlhkosť; ďalej prostredie: vodné, močiarné; suchozemské — údolné, horské a vysokohorské. Zo spórovo-peľových diagramov čiastočne aj usudzujeme, aká je paleogeografia terénu.

Stručne sme sa už zmienili o paleoklíme, resp. vlhkosti a suchosti klímy. Celé skúmané obdobie neogénu možno deliť z hľadiska paleoekologického vyhodnotenia na niekoľko etáp:

1. Obdobie teplej tropicko-subtropickej pomerne vlhšej paleoklímy v období spodného bádenu, s pribúdaním arktoterciérnych prvkov flóry vplyvom postupného ochladzovania vzhľadom na otnang a karpát. V nami skúmanom období neogénu bola toto však najteplejšia klíma s vyvinutými močiarňami, bohatou papraďovitou vegetáciou v oblasti Kordík a Zvolenskej kotliny. Výskyt rodu *Pinus* a *Tsuga* poukazuje na horské, resp. vysokohorské prostredie, keďže sú to druhy svahové, suchomilné, avizujú suchosť substrátu na okolitých svahoch. Na nepokojnú sedimentáciu poukazuje prítomnosť preplavených spór z karbónu a triasu (KP-II-1 115—92 m). Na ostatných lokalitách nebola prítomnosť preplavených peľových zrn. V oblasti kremnickej avizuje nepokojné sedimentačné obdobie asi 90 % preplavených druhov z kryštalinika a len 10 % pôvodných spór a peľových zrn. Tieto sú druhovo pomerne chudobné, ale boli zistené vo viacerých vzorkách, takže môžeme predpokladať rovnakú paleoklímu ako v oblasti Kordík. Prítomnosť rodu *Cyperaceae* v Kordíkach poukazuje aj na prítomnosť otvoreného jazera.

Na južnej periférii prevládali peľové zrná listnatých drevín. Na vlhké močiarné prostredie poukazuje prítomnosť papraďí, a to aj tropických z čeľade *Schizeaceae*. Na skúmaných lokalitách bola zmiešaná flóra z horských svahov aj pobrežné vlhkomilné dreviny, takže môžeme predpokladať autochtónne močiarné prostredie na suchej zemi s vlhkomilnou flórou, ktorej peľové zrná sa miešali s peľovými zrnami doviatymi zo vzdialenejších svahov.

2. Obdobie teplej subtropickej—suchej paleoklímy s badateľným ochladením v období vrchného bádenu. Toto obdobie sa zistilo v Žiarskej kotline a južnej periférii neovulkanitov, čiastočne vo Zvolenskej kotline. Močiare s vegetáciou typu *Taxodiaceae*—*Nyssaceae*—*Cyrtaceae* mali v tomto období zrejme malú rozlohu. Prevládali tu skôr svahové a suchomilné dreviny, ktorých peľové zrná sa po ústupe mora dostávali do reliktných močiarov. Suchosť klímy môžeme predpokladať na základe výskytu peľových zrn druhov *Symplocos*, *Tsuga*, *Engelhardtia*, *Carpinus* a ihličnatých drevín patriacich do rodu *Pinus*, väčšinou *Pinus* typ *haploxylon*, *Picea* a *Podocarpus*.

Z hľadiska geomorfologického — po uplatnení poznatkov o nárokoch rastlín na substrát, resp. na výškovú polohu, v ktorej rástli — predpokladáme tak v oblasti južnej periférie neovulkanitov, ako v Žiarskej kotline nížiny so striedaním vyšších kopcov, ale nie tak výrazne ako v mladšom období. Zloženie drevín je miešané, ihličnato-listnaté. Dreviny rastú do výšky 500—800 m n/m. Sú to rôzne druhy borovic, smrekov, paliem (*Sabal*) *Engelhardtia*, *Rhus*, ktoré rastú na svahoch hôr. Nížinné druhy sú papraďorasty a močiarné dreviny typu *Nyssaceae*—*Myricaceae*.

3. Obdobie teplej—subtropickej a teplej miernej vlhkosti paleoklímy s veľmi dobrými podmienkami pre rozvoj močiarného spoločenstva, ktoré práve v tomto období (prechodné obdobie vrchný bádén—spodný sarmat) malo v celej oblasti žiarskej, štiavnickej, nováckej aj zvolenskej najväčšie rozšírenie. V tomto období sa vytvárali močiare s vegetáciou typu *Taxodiaceae—Nyssaceae—Myricaceae—Cyrillaceae*, ktoré tvorili podklad pre hnedé uhlie. Aj tam, kde neboli podmienky pre tvorbu uhlia, sa vytváralo toto močiarné spoločenstvo, ako napr. na južnom okraji štiavnickej panvičky. V zvolensko-sliačskej oblasti bolo močiarné spoločenstvo málo vyvinuté a prevládali svahové a horské dreviny, čo svedčí o blízkosti vysokých hôr v tomto období a o vytrácaní močiarov na východ. Je otázne, či tieto vrchnobádenské močiarné spoločenstvá nepokračovali hlbšie do vnútrokarpatských kotlín, napr. do oblasti Ľubietovej, kde sú určité indikácie (diatomity) prítomnosti vrchného bádenu. Touto otázkou sa však budeme zaoberať v budúcnosti.

V oblasti štiavnickej panvičky sú ekologické pomery zložité tým, že ide o flóru zo štiavnickej kaldery, kde je na periférnej časti vyvinuté močiarné spoločenstvo s typickým vlhkomilným spoločenstvom rastlín; v centrálnej časti prevládajú vysokohorské a suchomilné rastliny. Toto poukazuje na rozdiel v nadmorskej výške okraja kaldery, ktorý bol podstatne vyšší (600—700 m) ako močiar s jeho vegetáciou v kaldere.

4. Obdobie teplej miernej klímy so zvyškami subtropickej flóry sme zistili v období vrchnejšej časti spodného sarmatu. V tomto období sa už tropické prvky flóry nevyskytli v sedimentoch v celej oblasti centrálnej paratetedy. Zmena klímy spôsobila postupný zánik močiarov s ich typickou vegetáciou v nováckej oblasti a v oblasti Vtáčnika. Ak močiare v handlovskej oblasti sedimentovali v tomto období, potom k zániku močiarov na severovýchode došlo neskôr a v tom čase existujúci horský chrbát medzi handlovskou oblasťou a Turčianskou kotlinou mohol tu ovplyvniť zloženie rastlinstva. Smerom na juh sa zachovala močiarna vegetácia v hrabičovskej panvičke s malým výskytom papraďorastov a s prevládajúcim spoločenstvom listnatých lesov typu *Quercus, Fagus, Castanea, Acer, Liquidambar, Engelhardtia*, ktoré môžeme považovať za suchomilné, resp. svahové dreviny. Z ihličnatých drevín poukazuje na relatívnu suchosť klímy aj výskyt rodu *Tsuga*. Tomuto zloženiu zodpovedá južnejšia močiarna flóra (V. Sitár 1970), ktorá obsahuje približne rovnaké druhy drevín (*Quercus, Fagus, Carya, Magnólia, Carpinus, Liquidambar* a iné).

5. Obdobie miernej teplej suchšej klímy sme zistili vo vrchnom sarmate až panóne. Vedúcou zložkou mikroflóry nie sú spóry výtrusných rastlín, aj peľové zrná čeľade *Taxodiaceae—Cupressaceae* sú len ojedinele zastúpené, čo svedčí o pomerne malom zastúpení vlhkomilných, resp. močiarnych druhov flóry. Suchomilné dreviny, hlavne vysokohorské, majú prevahu najmä v oblasti Trubína, kde sa vyskytlo dosť vysoké percento ihličnatých drevín rastúcich len vo vysokohorských polohách. Na suchosť klímy poukazuje bohaté zastúpenie druhov rodu *Sequoia* a *Oleaceae*, ale aj rodov *Ilex* a *Carpinus*. Bohaté spoločenstvá spóromorf vonkoncom nenaznačujú zosťepnenie vegetácie, ale skôr uplatnenie peľových zrn bohatšej vegetácie rastúcej na svahoch kopcov vo vysokých, resp. vyšších polohách. Do oblasti Žiarskej kotliny boli v tomto období donášané peľové zrná z vysokohorského prostredia, zatiaľ čo

autochtónna zložka mala močiarny charakter. Preto boli peľové spektrá premiešané tak bohato peľovými zrnami horských druhov a močiarnnej vegetácie. Na SV (banskobystrická oblasť) bolo toto obdobie zachytené sedimentmi so spoločenstvom spóromorf pochádzajúcich z listnato-ihličnatých lesov z horských hrebeňov (*Abies*, *Picea*, *Cedrus*, *Pinus*), ale aj z nížin s papraďovitou vlhkomilnou vegetáciou a zastúpením močiarnnej zložky čeľade *Taxodiaceae*—*Myricaceae*.

Znos preplaveného staršieho spórovo-peľového materiálu do sedimentačného prostredia sme zaznamenali hlavne v oblasti Trubína a lokality L-418, kde je aj zvýšený obsah neovulkanického materiálu v sedimentoch.

6. Obdobie miernej klímy, s približne rovnakými priemernými teplotami ako sú dnes v strednej Európe, sme zistili v období pliocénu v Žiarskej kotline. Vegetácia sa postupne menila v zložení tak, že zostali len odolnejšie horské listnato-ihličnaté druhy. Prevalu však začali nadobúdať peľové zrná bylín rôzneho rodového zloženia, ako *Umbeliferae*, *Graminae*, *Compositae* a iné, čo svedčí o ochladení klímy. Toto obdobie dobre môžeme korelovať s výsledkami získanými podrobným skúmaním celého pliocénu (E. Planderová 1972) na území Slovenska. V oblasti Javoria (KJ-2) sú pomery trochu inakšie. Na základe zhodnotenia chudobného spórovo-peľového spoločenstva predpokladáme, že sedimentácia prebiehala koncom panónu až začiatkom pontu.

Korelácia skúmanej mikroflóry s mikroflórou iných oblastí

Predovšetkým sme porovnávali palinologické výsledky z medzivulkanických sedimentov z vnútorných kotlín s výsledkami z bádenu až pliocénu spracovanými z celej oblasti Západných Karpát, ktoré sme robili v minulých rokoch (E. Planderová 1965, 1972a, 1972b, 1978a, b), ale aj s palinologickými výsledkami zo susedných oblastí, najmä však z oblasti paratetýdnej (E. Nagy 1969, B. Pacltová 1966, J. Oszast—L. Stuchlik 1977) a z Nemecka (H. Thiele-Pfeiffer 1979). Korelácie s peľovými diagramami susedných oblastí narážajú na určité ťažkosti, najmä pokiaľ ide o uvádzanie veku bez porovnania s faunistickými zónami.

Pomohlo nám veľmi porovnanie získaných peľových spektier s faunistickými zónami v rámci centrálnej paratetýdy, čím sú mikrofloristické zóny rovnako platné pre definície stupňov ako zóny mikrofaunistické. Navyše sa oproti deleniu flóry v neogéne centrálnej paratetýdy (E. Planderová 1979) podarilo podrobným skúmaním bádenskej a sarmatskej flóry vyčleniť prechodné obdobie vrchnobádenské až spodnosarmatské v rámci zóny MF-4, čím sme mohli spresniť biostratigrafické členenie bádenu, ktorý sa mikrofloristicky nedá oddeliť od spodnej časti spodného sarmatu. Porovnaním s mikroflórou bádenu a sarmatu zisťujeme, že v maďarskom sarmate sa vyskytuje ešte flóra paleotropická, aj keď nízkym percentom, kým u nás už nie. Vyplýva to aj z tej skutočnosti, že v sarmate ešte bola oblasť Maďarska zaplavená morom, ktoré otepľuje klímu na suchej zemi.

V Poľsku J. Oszast—L. Stuchlik (1977) uvádzajú z vrchného bádenu (Czorny Dunajec) mikroflóru drevitých druhov rastlín podobnú našej spodnosarmatskej mikroflóre. Charakterizujú ju hlavným zastúpením čeľade *Taxodiaceae*—*Cupressaceae*—*Nyssaceae*, *Cyrtillaceae*, *Platycarya*, *Engelhardtia*. Iné tropicko-subtropické

druhy neuvádzajú. Klímu v tomto období považujú za teplú, miernu. Uvedenú mikroflóru tohto obdobia môžeme korelovať s našou spodnosarmatskou po klimatickom zlome.

Iné údaje zo stredného miocénu z oblasti centrálnej paratetýdy nemáme. Dôležité sú však práce W. Krutzscha (1962a, b, 1963, 1970, 1972), ktorý pri rozšírení druhov mikroflóry, hlavne z kontinentálneho vývoja neogénu západnej Európy, uvádza ich vekové rozšírenie podľa rôznych autorov. Rovnako cenná je práca aj H. Thiele-Pfeifferovej (1979), ktorá z bavorského neogénneho uhlia uvádza druhy do veľkej miery zhodné s našou bádenskou flórou, aj s vekovými údajmi o rozšírení toho-ktorého druhu. Porovnať mikroflóru paratetýdnej oblasti s tetýdnou je prakticky nemožné, lebo vývoj flóry v týchto oblastiach bol rozdielny, hlavne pokiaľ ide o rozdielny vplyv klimatických zmien na zloženie flóry.

Zhrnutím porovnaní s uvedenými palinologickými výsledkami konštatujeme podobnosť mikroflóry bádenskej s maďarskou bádenskou mikroflórou (E. Nagy in E. Planderová et al. 1978). V sarmatskej mikroflóre sú rozdiely v tom, že naša sarmatská paleoklíma bola chladnejšia, čím spôsobila úbytok tých tropických prvkov flóry, ktoré sa ešte v maďarskom sarmate vyskytli.

Poľskú vrchnobádenskú mikroflóru môžeme korelovať s našou sarmatskou (vrchná časť sp. sarmatu). Preto predpokladáme, že klíma sa práve v tomto období stredného miocénu podstatne ochladzovala od severu na juh a tropické peľové zrná flóry ustupovali tiež tým smerom. Postupne prevažovala flóra arktoterciérna a úplne vytlačila paleotropickú a mediteránnu.

Z hľadiska vyhodnotenia veku skúmaných sedimentov sú dôležité informácie V. Sitára (1970) o veku močiarskej panvičky, ktorú určil ako vrchnejšiu časť spodného sarmatu, a výsledky Z. Řehákovéj z výskumu diatomitov (1980) z niektorých lokalít medzivulkanických sedimentov. Hoci vekové rozpätie výskytu všetkých druhov diatomitov je dosť široké, jednako je dôležitý údaj spodnej hranice začiatku výskytu druhu, kde väčšina druhov z močiarskej panvičky má rozšírenie od vrchného miocénu po pliocén, resp. až po recent. Rovnaké údaje sú pre diatomitické sedimenty z Jastrabej a Ihráča. Jeden údaj je aj z nováckych nadložných ílov s druhom rozšíreným od stredného miocénu až do recentu. Sú to síce údaje dosť nepresné, lebo nevieme čo považuje autorka za vrchný miocén (pravdepodobne sarmat—panón) a stredný miocén (asi karpat—báden). Tak isto nám nemôže spresniť široký vekový údaj zaradenie pre druhy skúmaných sedimentov. Prínos je však v tom, že potvrdzuje výsledky palinologické a makrofloristické inou metódou výskumu v tých istých sedimentoch.

Pozornosť si zasluhuje aj údaj B. Pacltovej (1966) z oblasti Kordík, odkiaľ uvádza autorka spodnomiocénnu mikroflóru z vrtu KO-1 ako zle zachovanú a koreluje ju s dobre zachovanou mikroflórou chatsko-akvitánskou z južného Slovenska. Žiaľ, vyobrazenie spór a peľových zrn, ktoré autorka uvádza, sú všetky z južného Slovenska, a tak je pomerne ťažko korelovať naše výsledky z Kordík s údajmi autorky z vrtu KO-1. Zatiaľ predpokladáme, že ide o sedimenty spodnobádenské s veľmi dobre zachovanou a bohatou mikroflórou, pod ktorými sú sedimenty paleogénneho veku (eocén—oligocén?). Spodný báden bol zistený z viacerých vrtov toho istého súvrstvia. Túto otázku však nepovažujeme za uzavretú, kým sa nevyhod-

notí ďalší vrt, ktorý by zachytil celé súvrstvie od bádenu až po paleontologicky doložený paleogén. Výskum v budúcnosti by mal byť zameraný hlavne na to, aby sa zistilo v oblasti horehronskej časti vnútorných kotlín, či spóry a peľové zrná i iné skameneliny nie sú z reliktných oligocénnych sedimentov preplavené do bádenu, nielen v oblasti Kordík, ale aj Ľubietovej, resp. Brezna.

Zhrnutie biostratigrafických údajov

Záverom zhrňujeme poznatky získané podrobným palinologickým výskumom sedimentov z oblasti stredoslovenských neovulkanitov.

1. Najstarší vek sedimentov — spodnobádenský sme zistili v oblasti Kordík, Kremnice, južnej časti Zvolenskej kotliny a južnej periférie neovulkanitov s klímou subtropickou, s konštantným zastúpením spór a peľových zrn paleotropickéj flóry.

2. Vrchný bádén sme zistili v oblasti Žiarskej kotliny, južnej periférie neovulkanitov, s klímou teplou, subtropickou, s ústupom paleotropickéj flóry.

3. Vek prechodného obdobia vrchný bádén—spodný sarmat bol zistený v širokej oblasti Novák, Vtáčnika, Žiarskej kotliny, štiavnickej panvičky, kremnickej a zvolensko-sliačskej oblasti. Klíma bola teplá subtropická.

4. Spodný sarmat bol zistený v oblasti Handlovej, Žiarskej kotliny, hrabičovskej panvičky a slatinskej oblasti, s klímou miernou, bez tropických prvkov flóry.

5. Vrchný sarmat až spodný panón sme zistili hlavne v oblasti Žiarskej a Zvolenskej kotliny s klímou miernou teplou a suchou.

6. Najmladšie obdobie — pliocénny vek sedimentov sme zistili v oblasti Žiarskej kotliny, slatinskej oblasti a Javoria, s klímou miernou, dostatočne vlhkou pre dobrý rozvoj vegetácie.

7. Výsledky sú korelované s peľovými spektrami z centrálnej paratetýdy, hlavne z oblasti Západných Karpát, ale aj Maďarska a Poľska, pričom bolo zistené postupné ochladzovanie klímy smerom od severu na juh.

8. Oproti doterajším výsledkom (E. Planderová 1978) sa podarilo vymedziť obdobie hranice vrchný bádén—spodný sarmat, ktoré je oddeliteľné od spodnej časti vrchného bádenu a vrchnej časti spodného sarmatu.

9. Z hľadiska zastúpenia mikroflóry môžeme uvažovať aj o geomorfológii terénu. Najväčšie rozdiely sú v nadmorskej výške od údolných močiarov, v období bádenu—sarmatu v oblasti Žiarskej kotliny a v období vrchného sarmatu až panónu v oblasti banskobystricko-zvolenskej.

Litostratigrafické jednotky neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska

Použitie litofaciálnej analýzy pri skúmaní produktov neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska viedlo k vymedzeniu základných litostratigrafických jednotiek definovaných litologicko-petrografickým obsahom a stratigrafickou pozíciou, ktoré sme označili ako formácie (V. Konečný 1968, 1970, J. Lexa 1975). Dôsledné

uplatnenie tohto členenia v priebehu ďalšieho výskumu umožnilo v podstate rozriešiť geologickú stavbu stredoslovenských neovulkanitov; uvedený princíp bol použitý pri zostavovaní geologickej mapy v mierke 1:100 000 (V. Konečný, J. Lexa 1979).

V zásadách čsl. stratigrafickej klasifikácie vydaných v novembri 1978 čsl. stratigrafickou komisiou v nadväznosti na „International Stratigraphic Guide“ (H. D. Hedberg ed. 1976) základná litostratigrafická jednotka, nazvaná v angličtine ako „formation“, „formácia“, bola čsl. komisiou označená názvom súvrstvie, pri zachovaní definície a náplne „formácie“. Citujeme: „...súvrství může být složeno ze sedimentárních, vulkanogénních nebo metamorfovaných hornin nebo z jejich kombinací...“.

K tomuto uvádzame: termín súvrstvie v našom jazyku nie je termínom, ktorý by adekvátne vyjadroval celý rozsah aplikácie termínu „formácia“ tak, ako je to v anglickom jazyku. Zatiaľ čo v prípade sedimentárnych hornín (teda zvrstvených) je tento termín prijateľný, pokiaľ ide o vulkanogénne a čisto magmatogénne horniny) tvorené lávovými efúziami, extruzívnymi domatickými telesami, intruzívnymi telesami typu štokov, dajok a pod.), naráža použitie termínu súvrstvie na ťažkosti, pretože je v rozpore s litologickou a genetickou povahou týchto hornín.

V oblasti stredoslovenských neovulkanitov sme vyčlenili ako najvyššie jednotky stratovulkány, ďalej formácie a komplexy. Najnižšie jednotky na úrovni člena predstavujú mapovateľné osobitné telesá, predstavované lávovým prúdom, lahárovou brekciou a pod.

Rad vyčlenených formácií v oblasti stredoslovenských neovulkanitov tvoria výlučne súvrstvia vulkanoklastických hornín (pemzové tufy, pyroklastické brekcie, epiklastické pieskovce a pod.), kde je aplikácia termínu súvrstvie v súhlase s litologickým charakterom horniny, a je preto plne prijateľná.

Veľký počet formácií tvoria vulkanoklastické horniny, v ktorých sú syngenetické efuzívne telesá, intruzívno-efuzívne prieniky, ložné intrúzie, telesá prírodných systémov (dajky, neky a pod.). Ďalej sú vymedzené formácie tvorené v prevahe až úplne lávovými telesami efuzívneho, resp. efuzívno-extruzívneho charakteru a telesami medzivulkanických a subvulkanických intrúzií (štoky, sily, lakolity a pod.), kde aplikácia termínu súvrstvie naráža na logické ťažkosti, pretože je v rozpore s litologickým a genetickým charakterom hornín.

Zastávame názor, že v tomto prípade je vhodnejšie použiť pôvodný termín „formácia“ a termín „súvrstvie“ uviesť v zátvorke, v záujme zachovania paralelizácie uvedených pojmov v litostratigrafickom členení jednotiek.

Krupinská planina

Krupinská planina je budovaná prevažne vulkanoklastickými horninami bádenského veku, ktoré sú pri južnom okraji uložené diskordantne v nadloží spodnomiocénnych sedimentov, v smere na sever a severozápad prechádzajú do nadložía paleogénnych a mezozoických hornín a ďalej na sever a západ do nadložía permu a kryštalinika. Južný okraj je denudačný a predstavuje výrazný morfológický stupeň (najviac do

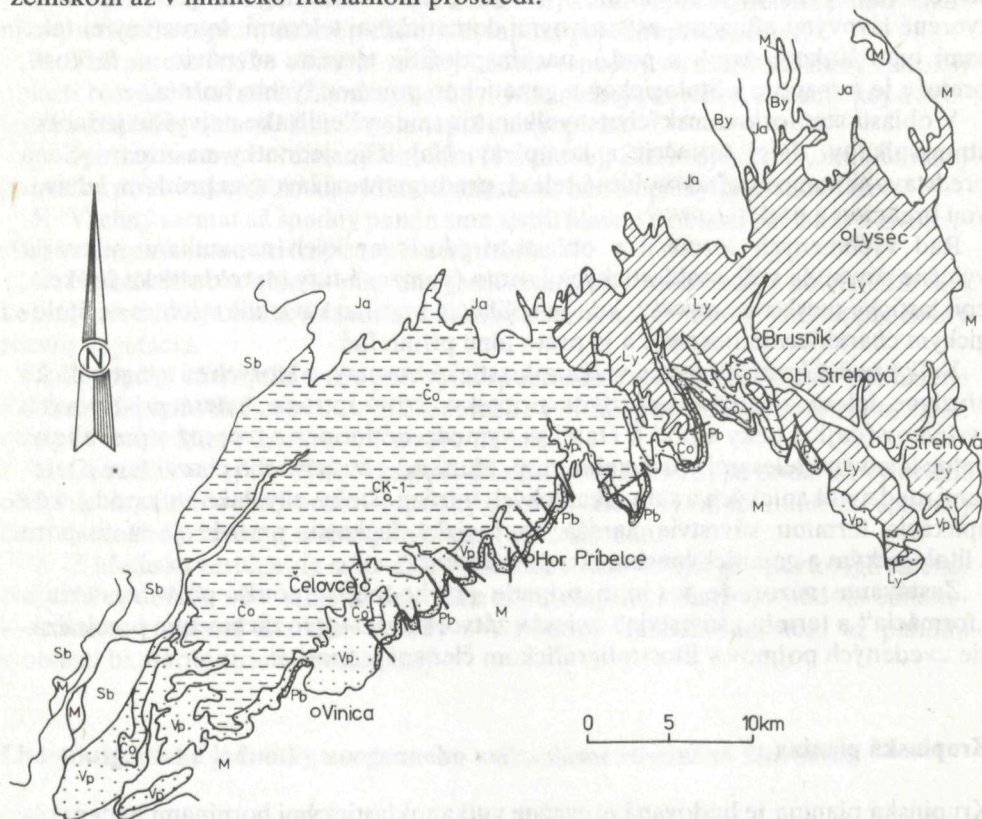
150—200 m) voči sedimentom spodného miocénu Ipeľskej kotliny. Najväčšie hrúbky bádenského vulkanickosedimentárneho komplexu sú v centrálnej časti Krupinskej depresie približne 800 m.

Do severného priestoru Krupinskej planiny zasahujú produkty stratovulkánu Javoria a do sz. priestoru produkty štiavnického stratovulkánu (obr.8).

Vulkanicko-sedimentárne horniny pri južnom okraji Krupinskej planiny členíme takto:

- a) príbelské súvrstvie,
- b) vinická formácia (súvrstvie),
- c) čelovská formácia (súvrstvie),
- d) lysecká formácia (súvrstvie).

Uloženie príbelského súvrstvia a vinickej formácie (súvrstvia) sa uskutočnilo v morskom prostredí, uloženie produktov čelovskej formácie (súvrstvia) sčasti v morskom, prevažne v limnicko-fluviálnom prostredí, a lyseckej formácie v suchozemskom až v limnicko-fluviálnom prostredí.



Obr. 8 Schéma lithostratigrafických jednotiek Krupinskej planiny
Vysvetlenie indexov je v tab. 4 na str. 50.

Fig. 8 An Outline of lithostratigraphic units in the area of Krupinská planina. Explanation to indexes is in the table 4 on the p. 182.

Príbelské súvrstvie

Pomenovanie podľa typickej lokality pri Horných Príbelciach (západne od Veľkého Krtíša). Predchádzajúce pomenovanie bazálne tufitické piesky (V. Konečný 1969, 1970) a príbelské vrstvy (D. Vass 1974, 1977).

Stratotyp. (typové profily). Pieskovňa nad obcou Horné Príbelce, opustené pieskovne pri Horných Strhároch, lokalita na svahu pod k. 327,2 sv. od obce Pôtor.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Súvrstvie vystupuje pri južnom okraji Krupinskej planiny na báze vulkanicko-sedimentárnych komplexov v nesúvislom vývoji a premenlivej hrúbke od 0 m do 20—30 m. V oblasti hornosthársko-trenčskej prepadliny je jeho prítomnosť overená vrtmi od Dolnej Strehovej po Brusník a v oblasti Krupinskej planiny po Dačov Lom-Cerovo.

Súvrstvie je uložené na rôznych stupňoch spodného miocénu, s výraznou diskordanciou. V nadloží sú horniny vinickej formácie (súvrstvia).

Litologicko-petrografická charakteristika. Prevládajúcou litofáciou sú triedené tufitické piesky so zvýšeným podielom minerálov vulkanického pôvodu (amfibol, biotit, hyperstén, granát). Valúny nevulkanických hornín (kremence, kryštalické bridlice, granitoidy) sú prítomné v nepravidelných polohách a šošovkách.

Pemzovo-popolové ryodacitové tufy až tufity tvoria vložky od niekoľko cm do 2 m (pri obci Luboriečka). Na báze súvrstvia sú polohy valúnov tvorené amfibolicko-pyroxenickými andezitmi s biotitom; niektoré valúny pochádzajú z tufov so znakmi zvrátenia (odkryvy na svahu pod k. 327,2 sv. od Pôtra). V západnej časti územia (z. od Vinice) sú tufitické piesky zastupované peliticko-aleuritickými tufitmi (s vložkami jemnozrnných pieskovcov) s mikrogradačným zvrstvením.

V rámci súvrství sú prítomné polohy riasových tufitických piesčitých vápencov (pri Vinici, Kleňanoch, Kosihovciach, pri Pôtri, pri Hámor puste) a intraformačné brekcie a valúny tvorené jemnozrnnými tufitickými ílovcami, ako produkt sklzov a sutinových prúdov.

Charakteristické textúry (ktoré opisuje D. Vass 1977), litologický charakter a zvyšky morskej fauny indikujú morské prostredie vývoja príbelského súvrstvia v pásme litorálu, prípadne v oblasti delty. Prítomnosť ryodacitových pemzových tufov svedčí o vzdialenej vulkanickej aktivite v priebehu vývoja súvrstvia.

Chronostratigrafické údaje. V príbelskom súvrství sa okrem rias hojne nachádzajú zuby rýb, mäkkýšov a pektiníd (V. Čechovič—J. Seneš 1950, D. Vass 1977). Organické zvyšky však neumožňujú presné biostratigrafické zaradenie. Súvrstvie je na základe superpozície (leží na denudovanom karpate a otnangu a pod vinickou formáciou (súvrstviem) s typickou spodnobádenskou faunou) zaradené do spodnej časti spodného bádenu.

Vinicá formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa obce Vinica, na južných okrajoch Krupinskej planiny, v priestore, kde je situovaná prevaha eruptívnych centier (V. Konečný 1969, 1970, 1979).

Definícia. Ako vinickú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme produkty spodnobádenského andezitového vulkanizmu na južných okrajoch Krupinskej planiny, eruptované z väčšieho počtu centier prevažne extruzívneho typu (extruzívne dómy), transportované a uložené v morskom prostredí. Ide o súbor extruzívnych telies,

Tabuľka 4 Indexy súvrství, formácií a komplexov

Krupinská planina

- Pb — príbeľské súvrstvie
- Vp — vinická formácia (súvrstvie)
- Čo — čelovská formácia (súvrstvie)
- Ly — lysecká formácia (súvrstvie)

pohorie Javorie

- Ps — starohutský komplex
- By — blýskavická formácia (súvrstvie)
- Ro — rohovská formácia (súvrstvie)
- B — neresnícká formácia (súvrstvie)
- Ki — intruzívny komplex Kalinka
- Ja — javorská formácia (súvrstvie)

Poľana

- Su — šútovská formácia
- Lz — komplex Lvoze
- Sr — strelnická formácia (súvrstvie)
- A — abčinská formácia
- Vd — veľkodetviánska formácia (súvrstvie)
- Ša — intruzívny komplex Šafráničky

Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec

- š — nerozčlenené horniny štiavnického stratovulkánu
- I — nerozčlenené horniny I. etapy
- I₁ — horniny I. etapy pod sebechlebskou formáciou
- Ib — belujský intruzívny komplex
- Ta — tanádsky intruzívny komplex
- Sb — sebechlebská formácia
- i — hodruško-štiavnický intruzívny komplex
- Č — súvrstvie Červenej studne
- St — studenecká formácia (súvrstvie)
- Bi — intruzívny komplex Baniska
- Hr — hlinické ryolity
- IV — nerozčlenené horniny IV. etapy
- Be — bielokamenské súvrstvie
- Sk — sitnianský efuzívny komplex
- Ld — ladžianske súvrstvie
- Bd — baďanská formácia (súvrstvie)
- D — drastická formácia (súvrstvie)
- Pr — priesilský efuzívny komplex
- Jb — efuzívny komplex Jabloňového vrchu
- Bk — breznický komplex
- In — inovecká formácia (súvrstvie)
- J — jastrabská formácia (súvrstvie)
- Bz — alkalické bazalty a bazanity

Kremnické vrchy

- k — nečlenené horniny Kremnických vrchov
- E — extruzívny komplex amfibolicko-hyperstenických andezitov s akcesorickým granátom
- Ko — kordické súvrstvie
- Zs — zlatostudnianská formácia (súvrstvie)
- T — turčocká formácia (súvrstvie)
- Kš — formácia Kremnického štítu (súvrstvie)
- Kr — krahuľská formácia (súvrstvie)
- R — rematská formácia (súvrstvie)
- Md — flochovská formácia (súvrstvie)
- Si — sielnická formácia (súvrstvie)
- J — jastrabská formácia (súvrstvie)
- Šv — komplex Šibeničného vrchu
- Vv — formácia Vlčieho vrchu (súvrstvie)
- Tu — turovská formácia (súvrstvie)

Vtáčnik

- v — nečlenené horniny Vtáčnika
- K — kamenské súvrstvie
- H — handlovské súvrstvie
- N — novácke súvrstvie
- Kk — košíanské súvrstvie
- L — lehotské súvrstvie
- P — plešinská formácia
- Kl — formácia (súvrstvie) Kľakovskej doliny
- S — stránsky efuzívny komplex
- Vt — vtáčnická formácia (súvrstvie)

Celá oblasť stredoslovenských neovulkanitov:

- M — predvulkanické podložie
- p — postvulkanické sedimenty kotlín

Niektoré sedimentárne panvy:

- Ko' — ekvivalenty kordického súvrstvia vo výplni Zvolenskej kotliny
- Sž — sedimenty Žiarskej kotliny (vrátane pokračovania východným smerom do oblasti Železnej Breznice)
- Hp — hrabičovská panvička (súčasť bielokamenskej formácie)
- Mp — močiarska panvička (súčasť bielokamenskej formácie)

brekcií a redeponovaných vulkanoklastických hornín amfibolicko-pyroxenických andezitov situovaný v nadloží príbelského súvrstvia a v podloží čelovskej formácie (súvrstvia).

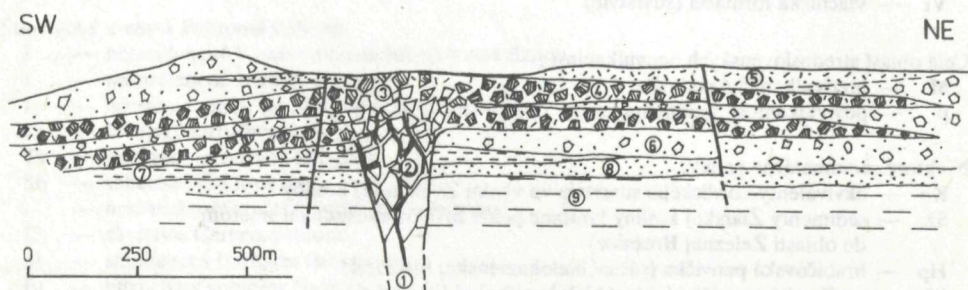
Stratotyp (typové profily). 1. Severný okraj obce Horné Príbelce (intruzívno-extruzívne brekcie a uloženiny brekciových prúdov; obr. 9. 2. Profil svahu pod Kamenným vrchom, k. 442,3 (nad Kosihovcami; lahárová brekcia vo vrchnej časti, nižšie epiklastické uloženiny s relikdami morskej fauny). 3. Severne od Vinice pod vrchom Hrac, k. 355,5 a vrchy Stráž, k. 384,3 a Sokolia skala (prívodové systémy-dajky, extruzívne dómy).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Produkty formácie (súvrstvia — prevažne

vulkanoklastické horniny) vystupujú na povrch v pásme pri južnom denudačnom okraji neovulkanických komplexov Krupinskej planiny, v šírke od niekoľko 100 m do 5 km, so sledovanou dĺžkou 40 km. Pokračovanie v smere na severozápad a sever, t. j. do vnútornejších častí Krupinskej planiny je potvrdené vrtmi (CK-1, MV-14, GK-4). Limitujúcou štruktúrou rozšírenia v smere na S a SZ bola elevačná štruktúra ladziansko-pliešovská (V. Konečný J. Lexa—J. Šefara 1978). Vo východnej časti sú produkty formácie (súvrstvia) potvrdené v rámci hornostrhárskej depresie. V smere na západ sú prekryté vulkanicko-sedimentárnymi komplexmi Štiavnického pohoria. Predpokladá sa nadväznosť na vulkanicko-sedimentárne komplexy Kováčskych kopcov a pohoria Börzsöny (MLR).

Najväčšia hrúbka je v priestore medzi Medovarcami a Cerovom, približne 350 m (vrt CK-1; obr. 10), ktorý predstavoval v období vývoja formácie (súvrstvia) oblasť sublitorálu. V smere na východ bol prechod do plytkého litorálu, čo sa odrazilo v znížení hrúbok na niekoľko desiatok metrov. Pokles hrúbok na 50—10 m je tiež v jz. časti rozšírenia formácie (súvrstvia) nad eleváciou podložia v oblasti santovskoturovského chrbta.

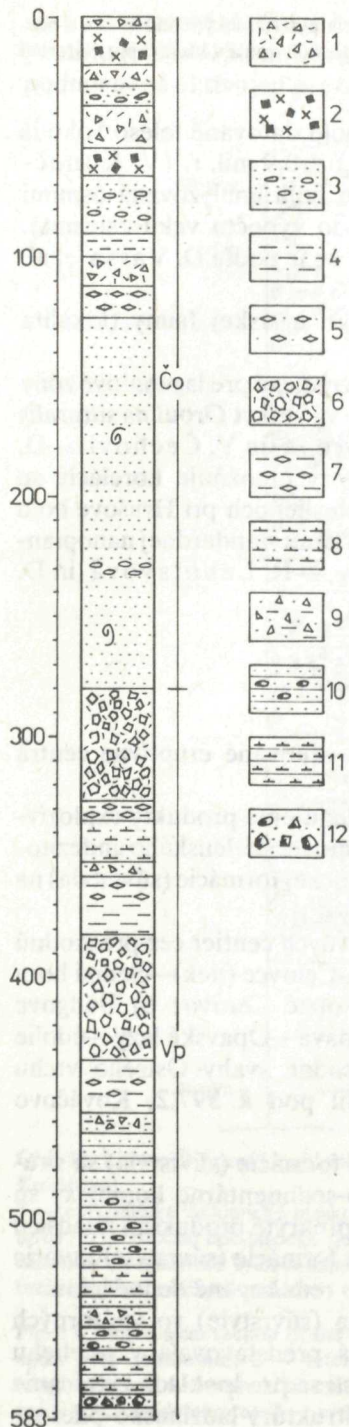
Spodná hranica voči podložnému príbelskému súvrstviu je neostrá (bez diskordancie) a je predstavovaná náhlou zmenou v podobe depozície úlomkovitého vulkanoklastického materiálu amfibolicko-pyroxenického andezitu v epiklastickom vývoji. Vrchná hranica formácie (súvrstvia) vo východnej časti má denudačnú povahu (došlo k čiastočnej redukcii hrúbky); v západnej časti územia je vrchná hranica reprezentovaná len náhlou litologickou zmenou (prerušenie morského prostredia nemožno jednoznačne preukázať).



Obr. 9 Litologický profil vinickej formácie (súvrstvia) pri Horných Príbeľciach a uloženiny brekciových prúdov v okolí eruptívneho centra.

1—3 — teleso intruzívno-extruzívnych brekcií: 1 — masívny andezit; 2 — andezit sčasti zbrekčovatený; 3 — pásmo intenzívnej brekciácie s prechodom do chaotickej brekcie; 4 — chaotické brekcie — uloženiny brekciových prúdov; 5 — stredno- až jemnozrné epiklastické pieskovce s drobným klastickým andezitovým materiálom; 6 — epiklastické brekcie s piesčito-slienitou základnou hmotou; 7 — jemnozrné epiklastické pieskovce a jemnozrné tufity; 8 — tufitické piesky s valúnni neovulkanických hornín (príbeľské súvrstvie); 9 — sedimenty karpátu.

Fig. 9 Lithological section of the Vinica formation at the locality Horné Príbeľce showing submarine breccia flow deposits surrounding the volcanic center. 1 — unbrecciated andesite, 2 — partially brecciated andesite, 3 — andesite breccia, 4 — chaotic breccias of breccia flows, 5 — epicl. volc. sandstones with small andesite fragments, 6 — epicl. volc. breccias with sandy matrix, 7 — fine epicl. volc. sandstones and tuffites, 8 — tuffites sandstones with pebbles of nonvolcanic rocks (Príbeľce beds), 9 — sedimentary rocks of the Karpathian age.



Obr. 10 Litologický profil vrtu CK-1 Cerovo

Čelovská formácia (súvrstvie) (Čo): 1 — chaotické brekcie lahárov; 2 — uloženiny pyroklastických prúdov; 3 — epiklastické vulkanické pieskovce s polohami zlepencov; 4 — jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce; 5 — redeponované pemzové tufy. Vinická formácia (súvrstvie) (Vp): 6 — chaotické brekcie submarinných brekciových prúdov; 7 — redeponované pemzové tufy a tufitické pieskovce; 8 — jemné epiklastické vulkanické pieskovce a ílovice; 9 — striedajúce sa drobnoušomkovité epiklastické vulkanické brekcie, pieskovce a ílovice; 10 — epiklastické vulkanické pieskovce s polohami zlepencov s nevolkanickým materiálom; 11 — ílovice; 12 — brekcie, zlepence a pieskovce s nevolkanickým materiálom.

Fig. 10 Profile of the borehole CK-1 Cerovo. The Čelovce formation (Čo): 1 — chaotic breccias of lahars, 2 — pyroclastic flow deposits, 3 — epicl. volc. sandstones with horizons of conglomerates, 4 — fine epicl. volc. sandstones and siltstones, 5 — reworked pumice tuffs. The Vinica formation (Vp): 6 — chaotic breccias of submarine breccia flows, 7 — reworked pumice tuffs and tuffitic sandstones, 8 — fine epicl. volc. sandstones and claystones, 9 — alternating fine epicl. volc. breccias, sandstones, and claystones, 10 — epicl. volc. sandstones including conglomerates with nonvolcanic material, 11 — claystones, 12 — breccias, conglomerates and sandstones with nonvolcanic material.

Litologicko petrografická charakteristika. Aktivita väčšieho počtu eruptívnych centier prevažne extruzívneho typu a podmienky transportu i depozície vulkanoklastického materiálu v morskom prostredí viedli ku vzniku širokej škály litologicko-genetických typov vulkanicko-sedimentárnych hornín.

V zóne eruptívnych centier vystupujú telesá prívodových systémov (extruzívne dómy, dajky, intruzívno-explozívne brekcie) s výraznou väzbou na zlomový systém smeru SV—JZ (šahansko-lysecká vulkanicko-tektonická zóna, V. Konečný 1969, 1979). Vrchné časti telies sú postihnuté brekciáciou. Telesá intruzívno-explozívnych brekcií, ktoré prerážajú sedimenty, vykazujú zvýšený stupeň kompaktie základnej hmoty a v povrchovej úrovni prechádzajú do hrubých chaotických uloženín brekciových prúdov.

Hlavný objem zóny blízkej k eruptívnym centráam predstavujú hruboúšomkovité až blokové chaotické brekcie s detritickou tufovo-piesčitou základnou hmotou. Uloženiny chaotických brekcií lahárov tvoria orientované telesá s hrúbkou do 40 m a dĺžkou do 5 km; zasahujú do väčších vzdialeností od eruptívneho centra. V podradnej miere sú prítomné drobnoušomkovité až hruboúšomkovité slabotriedené brekcie a hrubozrnné epiklastické vulkanické pieskovce, ktoré oddeľujú telesá chaotických brekcií. V rámci zóny vzdalenej od eruptívnych centier prevládajú slabotriedené epiklastické brekcie, jemnozrnné až strednozrnné vápnité a nevápnité piesčité tufity a jemnozrnné pelitické vápnité a nevápnité tufity. Bežné sú vložky a telesá drobných a hrubých zlepencov.

Telesá prívodových systémov formácie (súvrstvia všeobecne patria pyroxenickým andezitom s premenlivým obsahom amfibolu. Sporadicky bola konštatovaná prítomnosť olivínu a v klastickom materiáli granátu.

Chronostratigrafické údaje. Rádiometricky bolo datované teleso Sokolia skala, 1,3 km jv. od Hrušova, metódou K/Ar na $17,6 \pm 0,9$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969). Vzorka bola analyzovaná ôsmimi paralelnými analýzami, pričom mladšie veky neboli do výpočtu veku zahrnuté. Priemerná hodnota ôsmich analýz je $16,4 \pm 1,5$ mil. r., čo je podľa D. Vassa et al. (1979) údaj bližší reálnemu veku.

Epiklastické súvrstvia sú lokálne bohaté na zvyšky morskej fauny (lokalita Kosihovce), avšak bez biostratigrafického významu.

Skúmané foraminifery, najmä lentikulíny, sú charakteristické pre lagenidové zóny spodného bádenu. Z planktónových foraminifer je to prvý výskyt *Orbulina suturalis* Bronniman v juhoslovenskom miocéne (V. Kantorová in V. Čechovič—D. Vass 1962, str. 1973; R. Lehotayová 1964), ktorý umožňuje koreláciu so štandardnou planktónovou zónou N9/W. V tufitických slieňoch pri Hrušove bolo zistené spoločenstvo vápnitej nanoflóry s typickými prvkami štandardnej nanoplanktónovej zóny NN 5 (spodný bádenu, resp. spodný lang — R. Lehotayová in D. Vass—V. Konečný—J. Šefara 1979).

Čelovská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa obce Čelovce, pri ktorej sú situované eruptívne centrá formácie (súvrstvia).

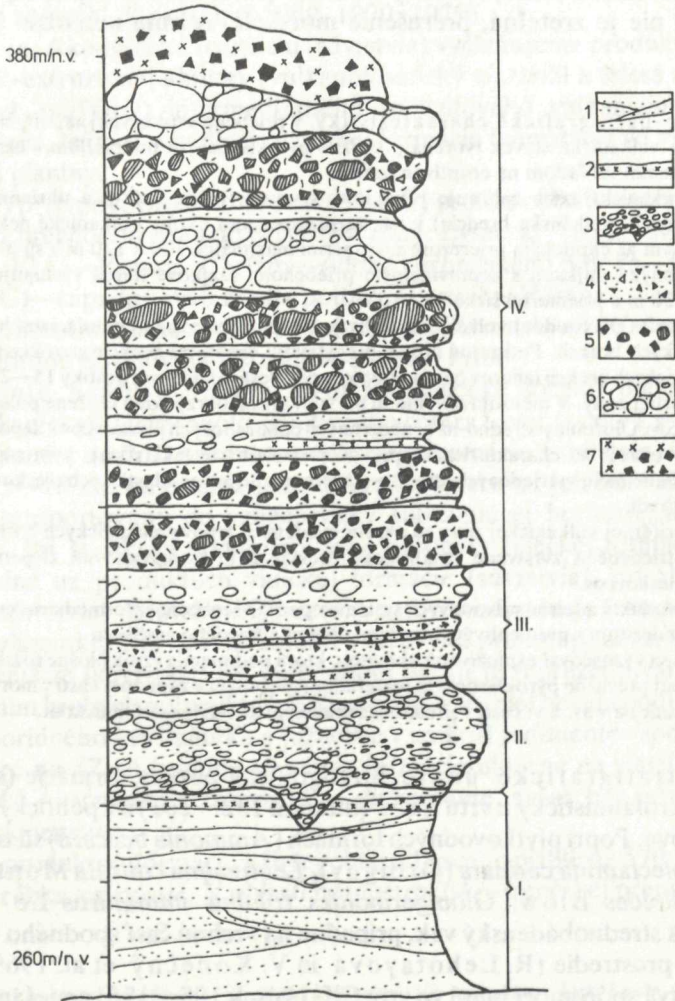
Definícia. Ako čelovskú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme produkty explozívnej vulkanickej aktivity a telesá prívodových systémov spodnobádenského andezitového vulkanizmu pyroxenických andezitov v nadloží vinickej formácie (súvrstvia) na južných okrajoch Krupskej planiny.

Stratotyp (typové profily). Profil z oblasti eruptívnych centier cez prechodnú zónu do oblasti zóny periférnej: a) Badgové prielohy—Čelovce (nek)—Senná hora (537)—Pustý hrad (470)—zárezy pri hradskej po obec Cerovo; b) Badgove prielohy—Studienka (nek)—Opavská hora (677)—Opava—Opavské lazy—údolie riečky Litavy. Profil v oblasti periférnej zóny: západné svahy Ostrého vrchu (517)—Dubový vrch—Útlaky—Dačov Lom a profil pod k. 397,2, Kováčovo (obr. 11).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Eruptívne centrá formácie (súvrstvia) sú situované v širšej oblasti pri obci Čelovce. Vulkanicko-sedimentárne komplexy sú rozložené na Z, SZ, S a SV od Čeloviec. Zo S a SZ sú prekryté produktmi mladších formácií (súvrství), t. j. lyseckej formácie (súvrstvia) a formácie (súvrstvia) Javoria a Štiavnických vrchov. Pôvodné rozšírenie na juh bolo redukované denudáciou.

Najväčšiu hrúbku (nad 350 m) dosahuje formácia (súvrstvie) vo vnútorných častiach planiny (vrt CK-1 pri obci Cerovo), ktorá predstavovala v priebehu vulkanizmu oblasť subsidencie. Severne od tejto oblasti sa predpokladá vytrácanie produktov formácie (súvrstvia) pri okraji elevačnej štruktúry ladziansko-pliešov-

skej. Priemerná hrúbka formácie (súvrstvia) pri južných okrajoch Krupinskej planiny je 80—150 m. Zníženie hrúbky v jz. priestore (Santovka—Turovce) bolo podmienené aktívnym prejavom elevačnej štruktúry podložia.



Obr. 11 Litologický profil v oblasti periférnej vulkanickej zóny čelovskej formácie (svahy pod k. 397,2 Kováčovo)

1 — epiklastické vulkanické pieskovce krížovo zvrstvené; 2 — vložky pemzových a vitrokryštálových tufov; 3 — drobné epiklastické zlepence; 4 — drobnoulomkovité triedené epiklastické brekcie; 5 — chaotické epiklastické brekcie lahárov; 6 — hrubé až blokové epiklastické zlepence; 7 — chaotické brekcie pyroklastických prúdov.

Fig. 11 Lithological section of the Čelovce formation in the external volcanic zone. 1 — crossbedded epicl. volc. sandstones, 2 — intercalations of pumice and vitro-crystal tuffs, 3 — fine epicl. volc. conglomerates, 4 — sorted fine epicl. volc. breccias, 5 — chaotic breccias of lahars, 6 — coarse to blocky epicl. volc. conglomerates, 7 — pyroclastic flow deposits.

Uloženie produktov čelovskej formácie (súvrstvia) na podložnú formáciu (súvrstvie) vinickú má diskordantný charakter, reprezentovaný rozšírením polohy tufitických pieskov (v priemernej hrúbke 5—15 m) na rozdielnych faciálnych komplexoch čiastočne denudovanej vinickej formácie (súvrstvia). V západnej časti územia diskordancia nie je zreteľná, prerušenie morského režimu nemožno jednoznačne preukázať.

Litologicko-petrografické charakteristiky. V priebehu explozívnej aktivity bola sformovaná plošne rozsiahla vulkanická stavba tvorená prevažne pyroklastickým materiálom s charakteristickým zonálnym rozložením vzhľadom na erupzívne centrá.

Centrálna vulkanická zóna zahŕňa prívodové systémy (neky, dajky) a uloženiny chaotických explozívnych brekcií (vulkánske bredcie) v ich bezprostrednom okolí. Vulkanické neky sa vyznačujú zhruba kruhovitým až eliptickým prierezom s rozmermi maximálne 100 × 120 m a sú tvorené brekciou prenikanou drobnými dajkami s nepravidelným priebehom. Dajkové telesá vystupujúce samostatne dosahujú dĺžku 30 m a priemernú šírku 15—10 m.

Faciálny komplex prechodnej vulkanickej zóny je tvorený prevažne akumuláciami hruboušomkovitých pyroklastických brekcií. Podstatný objem predstavujú chaotické brekcie pyroklastických prúdov. Uloženiny chaotických brekcií lahárov tvoria orientované telesá priemernej hrúbky 15—25 m zasahujúce do oblasti periférnej zóny. V menšom objeme sú pri vonkajšom okraji zóny uložené polohy drobných až hrubých zlepcov. Uloženiny stredno-až hrubozrnných epiklastických pieskovcov s depozíciou v limnicko-fluviálnom prostredí sú charakteristické pre sz. časť formácie (súvrstvia), kým západne od obce Čelovce sú rozšírené fácie vytriedených stredno- až jemnozrnných epiklastických pieskovcov uložených v morskom prostredí.

Pre oblasť periférnej vulkanickej zóny sú okrem uvedených typov epiklastických hornín charakteristické tiež slabotriedené a zvrstvené epiklastické brekcie a hrubobalvanovité zlepcy s polohami epiklastických pieskovcov.

Explozívne produkty a telesá prívodových systémov patria všeobecne intermediárnym až bázičejším pyroxenickým andezitom s premenlivým obsahom olivínu a hnedého amfibolu.

Vulkanizmus sa vyznačoval explozívou aktivitou, ktorá podmienila vznik plošne rozsiahlej vulkanickej formy tvorenej prevažne pyroklastickým materiálom uloženým v západnej časti v morskom prostredí (v litorálnom pásme) a v sv. a v. časti v prostredí brakickom až fluviálno-limnickom.

Chronostratigrafické údaje. Stratigrafická pozícia formácie (súvrstvia) je doložená mikrofaunisticky z vrtu CK-1 (interval 132—261) a z pelitických sedimentov pri Hrušove. Popri plytkovodných formách (*Ammonia beccarii*) sú tiež prítomné druhy *Spiroplectamina carinata* (Orbigny), *Lentivulina cultrata* Montf., *Globigerina praebuloides* Blow, *Globigerinoides trilobus immaturus* Le Roy, ktoré poukazujú na strednobádenský vek, prípadne na vrchnú časť spodného bádenu a na plytkovodné prostredie (R. Lehotayová in V. Konečný et al. 1969).

Spoločenstvá spóromorf majú vo vrte CK-1 (úsek 100—135) zmiešaný charakter. Teplomilné formy cingulátne, *Leiotriletes*, *Triletes* a iné, ustupujúce arktoterciérnym *Carya*, *Zelkova*, *Ulmus*, *Betula*; to signalizuje nástup chladnejšej klímy (prechod medzi MF-3 a MF-4; E. Planderová in V. Konečný et al. 1969). Na základe palinologického vyhodnotenia bol úsek 100—135 m vrtu CK-1 priradený vrchnému (strednému?) bádenu.

Rádiometrickým datovaním metódou K/Ar boli získané z vrtu CK-1 údaje 17,5 ± 0,5 mil. r., hl. 61,0 m a 16,45 ± 0,8 mil. r., hl. 111 m (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969).

Lysecká formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa vrchu Lysec (k. 716,2), ktorý je jedným z vrcholov tvorených dómatickou extrúziou amfibolického andezitového porfýru v rámci centrálnej vulkanickej zóny (V. Konečný 1969, 1970, 1979).

Definícia. Ako lyseckú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme produkty explozívnej a intruzívno-extruzívnej aktivity (vulkanoklastický materiál a telesá amfibolických andezitových porfýrov) intermediárneho andezitového vulkanizmu, erupované centrom Lysec, ležiace v nadloží čelovskej formácie (súvrstvia) vo východnej časti Krupinskej planiny.

Stratotyp (typové profily). Charakteristický profil z oblasti centrálnej vulkanickej zóny cez prechodnú zónu do periférnej zóny: Lysec, k. 716,2—svahy Rebrovho vrchu (obr. 12A)—Pravica, Chrtány—údolie chrtianskeho potoka—Dolná Strehová (obr. 13C)—západný svah údolia potoka Tisovník—Hámor.

Profil periférnou zónou: východný svah nad Slovenskými Kľačanmi—západný svah nad Hornou Strehovou—Brusník—Senné—Príboj.

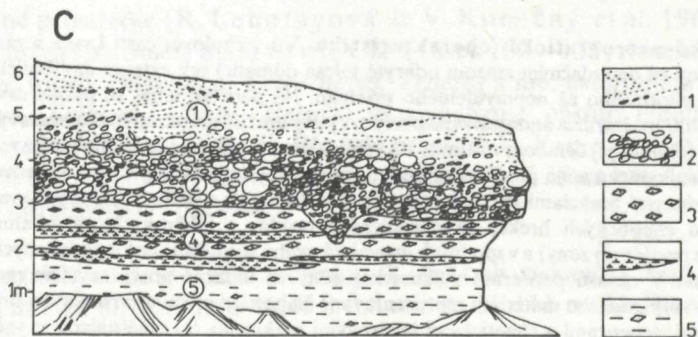
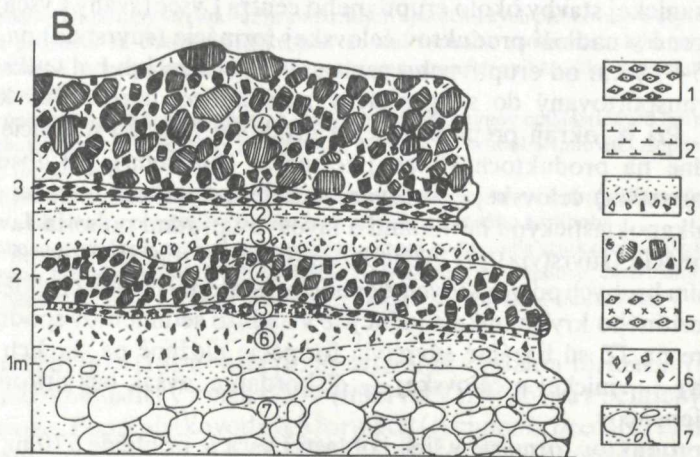
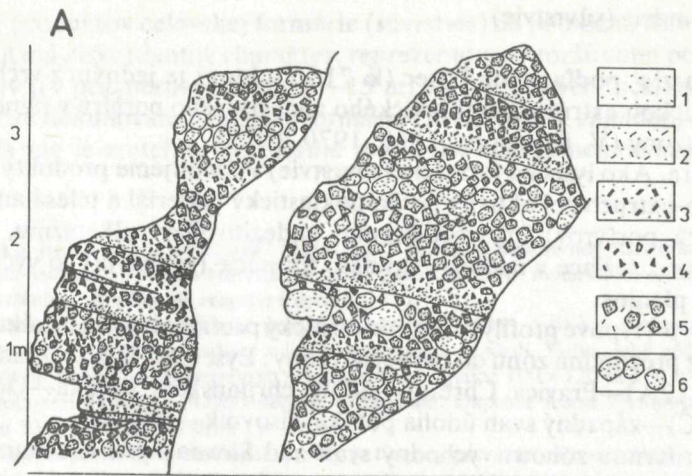
Rozšírenie, hrúbky, hranice. Vulkanoklastické horniny budujú reliktu primárnej vulkanickej stavby okolo erupatívneho centra Lysec (svahy Lysca) v smere na JZ sú rozšírené v nadloží produktov čelovskej formácie (súvrstvia) na vzdialenosť približne 15—18 km od erupatívneho centra. V smere na juh bol vulkanoklastický materiál transportovaný do syngeneticky subsidujúcej horhostrhársko-trenčskej prepadliny. Pri jz. okraji prepadliny ležia produkty lyseckej formácie (súvrstvia) bezprostredne na produktoch vinickej formácie (súvrstvia), pri absencii hornín formácie (súvrstvia) čelovskej. Zo severu a severozápadu je formácia (súvrstvie) prekrytá vulkanoklastickými horninami a lávovými prúdmi pohoria Javorie.

Báza formácie (súvrstvia) pri východnom okraji je reprezentovaná diskordantným uložením hrubých polymiktných zlepcov (materiál hornín podložia) v nadloží hornín veporidného kryštalinika a južnejšie v nadloží sedimentov spodného miocénu. V smere na JZ sú bazálne súvrstvia formácie uložené na starších formáciách (súvrstviach) — vinickej a čelovskej — diskordante, avšak bez prítomnosti polymiktných zlepcov.

Hrúbka produktov formácie v širšej oblasti Lysca je približne 570 m, v externom smere sa hrúbka znižuje. V oblasti hornostrhársko-trenčskej prepadliny je okolo 350 m.

Litologicko-petrografická charakteristika. Vo vrcholovej časti Lysca v rámci centrálnej vulkanickej zóny sú denudačným zrezom odkryté telesá dómatických extrúzií amfibolických andezitových porfýrov eliptického až nepravidelného prierezu. Na periférii telies sú pásma drvených brekcií o šírke 150 až 200 m. Intrúzia andezitového porfýru vystupuje tiež pri okraji bloku triasových kremencov pri Brusníku, ktorý bol jej účinkom vysunutý do vyšších úrovní vulkanicko-sedimentárnych komplexov.

Prechodná vulkanická zóna predstavuje reliktu primárnej vulkanickej stavby, je vo vrcholovej časti tvorená explozívnymi brekciami vulkanického typu, v stredných a nižších úrovniach svahu prevládajú uloženiny typu chaotických brekcií pyroklastických prúdov a lahárov (ktoré zasahujú na značné vzdialenosti do periférnej zóny) a v spodných úrovniach svahu sú uložené polohy triedených vulkanoklastík a zlepcov. V oblasti periférnej vulkanickej zóny sú uložené prevažne fácie redeponovaného epiklastického vulkanického materiálu reprezentované slabotriedenými a zvrstvenými brekciami a hrubobalvanovitými zlepcami a chaotickými lahárovými brekciami. So zväčšujúcou sa vzdialenosťou od



eruptívneho centra sa postupne ukladali fácie hrubo- až strednozrnných pieskovcov a stredno- jemnozrnných pieskovcov s vložkami siltov a pemzových tufov (oblasť hornosthársko-trenčskej prepadliny).

Andezitové telesá formácie sú petrograficky monotónne, patria amfibolickým andezitovým porfýrom s poikiliticko-mikrohypidiomorfne až mikrodioritickým vývojom základnej hmoty. Vulkanoklastické horniny sa vyznačujú širšou variabilitou; prítomné sú: amfibolické andezity (pemzové tufy a brekcie), augiticko-hyperstenický andezit, augiticko-hyperstenický andezit s amfibolom a hyperstenický andezit.

Vulkanizmus v počiatocnom období mal explozívny charakter (vznik struskového kužeľa), v závere vznikli extruzívne telesá v centrálnej zóne vulkánu. Vulkanoklastický materiál sa ukladal v oblasti vulkanického kužeľa v terestrickom prostredí, v oblasti prolúviálnej roviny a v hornosthársko-trenčskej depresii vo fluvialno-limnickom prostredí.

Chronostratigrafické údaje. Vulkanicko-sedimentárne súvrstvia poskytujú málo biostratigrafických údajov. V epiklastických pieskovcoch sa našli odtlačky listov chladnomilnejších rastlín: *Populus latior* a. Br. *Castanea stavia* Ung., *Liquidambar* A. Br., listy z okruhu *Alnus feroniae* (Ung.) Czezcott, *Platanus aceroides* Goep., listy rodu *Ulmus* Goep. a i. (F. Němejc 1962). Spoločenstvo má strednobádenský až vrchnobádenský charakter.

Rádiometricky bolo datované teleso Lysec na $17,3 \pm 0,8$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969).

Pohorie Javorie

Toto pohorie predstavuje relikty vulkanickej stavby stratovulkánového typu vybudovaného etapami explozívno-efuzívnej a intruzívnej aktivity v období bádenu až sarmatu (obr. 13). Vulkanická stavba je členená takto:

1. Starohutský komplex tvorený striedaním explozívno-efuzívnych produktov pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu, známy len z vrto.

Obr. 12 Litologické profily lyseckej formácie (súvrstvia)

A—lokalita Rebrov k. 639,4 na jz. svahu Lysca (vrchná časť vulkanického svahu): 1—vitrokryštalové tufy; 2—brokové tufy; 3—struskovo-lapilové tufy; 4—drobnoúlomkovité pyroklastické brekcie; 5—hruboúlomkovité pyroklastické brekcie vulkanskeho typu so struskovo-lapilovou základnou hmotou; 6—vulkanické bomby. B—lokalita Lentvorský mlyn (rozhranie prechodnej a periférnej vulkanickej zóny): 1—pemzové tufy; 2—jemnozrnné tufy a siltovce; 3—hrubozrnné epiklastické pieskovce s drobnoúlomkovitými epiklastickými brekciami; 4—chaotické epiklastické brekcie lahárov; 5—pemzové a vitrokryštalové tufy; 6—strednozrnné epiklastické pieskovce s rozptýlenými pemzami; 7—hrubé epiklastické zlepenice. C—lokalita Dol. Strehová (periférna vulkanická zóna): 1—strednozrnné epiklastické pieskovce krížovo zvrstvené; 2—drobné epiklastické zlepenice; 3—pemzové tufy; 4—vložky siltovcov; 5—jemnozrnné tufy až siltovce s rozptýlenými pemzami.

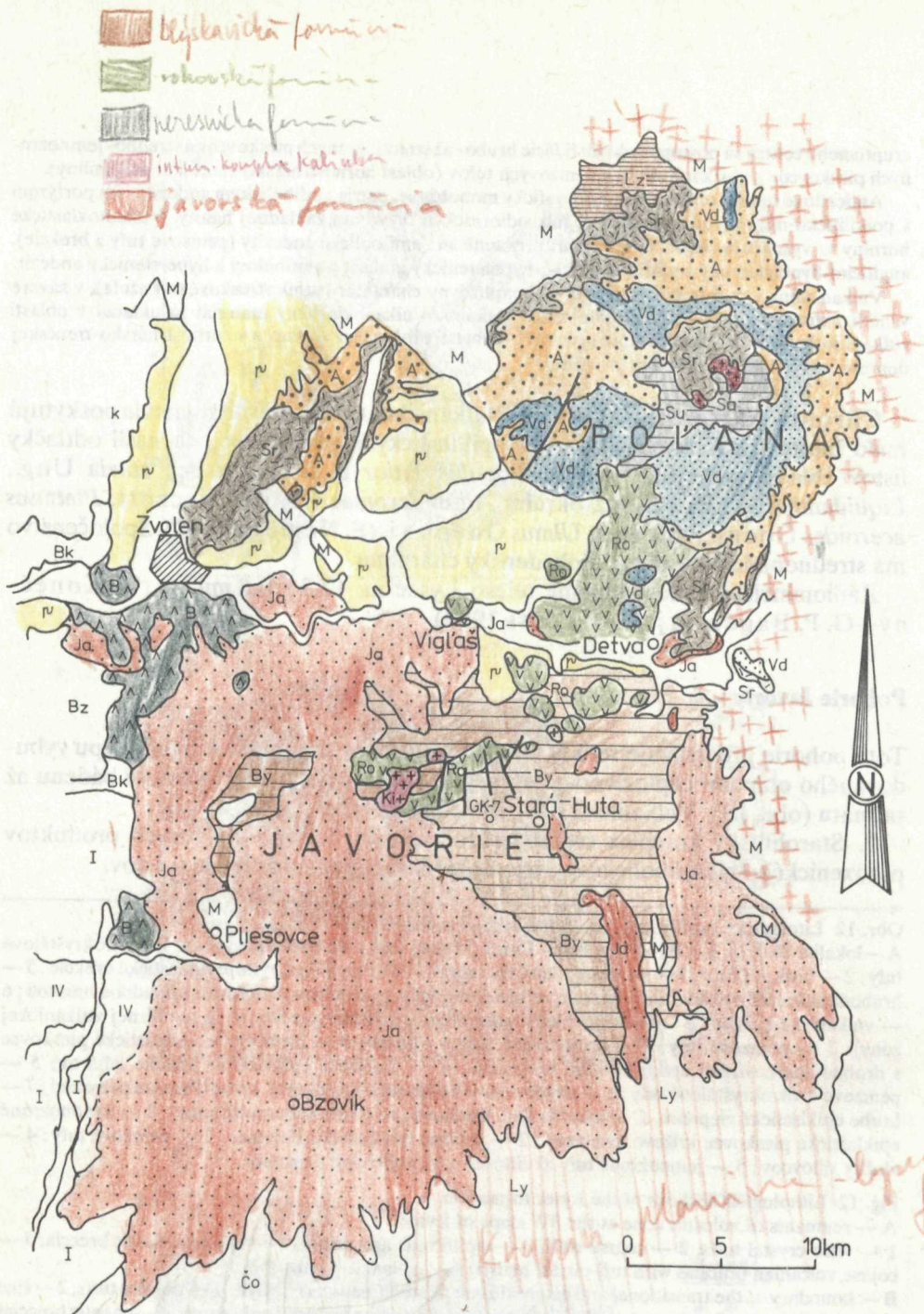
Fig. 12 Lithological sections of the Lysec formation.

A—remnants of volcanic cone at the SW slope of Lysec:

1—vitro-crystal tufts, 2—coarse tufts, 3—lapilli tufts and cinder, 4—fine pyroclastic breccia, 5—coarse vulcanian breccias with tuff-cinder matrix, 6—volcanic bombs.

B—boundary of the transitional and external zone nearby Lentvorský Mlyn: 1—pumice tufts, 2—fine tufts and siltstones, 3—coarse epicl. volc. sandstones including beds of fine breccias, 4—chaotic breccias of lahars, 5—pumice and vitro-crystal tufts, 6—epicl. volc. sandstones with dispersed pumice, 7—coarse epicl. volc. conglomerates.

C—external volcanic zone nearby Dolná Strehová: 1—crossbedded epicl. volc. sandstones, 2—fine epicl. volc. conglomerates, 3—pumice tufts, 4—intercalations of siltstones, 5—fine tufts and siltstones with dispersed pumice.



- čičkavica formácia*
- rohošská formácia*
- nerusica formácia*
- intun. komplex Katiaba*
- javorská formácia*

Obr. 13 Schéma litostratigrafických jednotiek pohoria Javoria a Poľany Vysvetlenie indexov je v tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 13 An outline of lithostratigraphic units in the area of the Javorie and Poľana mountain ranges. Explanation of indexes is in the table 4 on the p. 182.

postvulk. sediment. kolektív

- súľtárska formácia*
- komplex Lvoce*
- strelčická formácia*
- Abčinská formácia*
- medobratárska formácia*
- int. komplex Sôfritých*

2. Blýskavická formácia (súvrstvie) lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie bazaltického a intermediárneho andezitu.

3. Rohovská formácia (súvrstvie) — prevažne dómatické extrúzie, sily, dajky a vulkanoklastiká pyroxenicko-amfibolických andezitov ± biotit až ryodacity.

4. Neresnická formácia (súvrstvie) — prevažne dómatické extrúzie, lakolity, dajky a vulkanoklastiká pyroxenicko-amfibolických andezitov s granátom.

5. Intruzívny komplex Kalinky, tvorený kremito-dioritovým porfýrom až monzo-dioritom.

6. Javorská formácia (súvrstvie) — explozívno-efuzívne produkty pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu.

Starohutský komplex

Pomenovanie podľa obce Stará Huta, pri ktorej bol situovaný štruktúrny vrt GK-7 overujúci uvedený komplex.

Definícia. Komplex je tvorený explozívno-efuzívnymi produktmi pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu a predstavuje spodnú časť vulkanickej stavby zaklesnutú v rámci vulkanotektonickej depresie Javoria.

Stratotyp (typový profil). Profil štruktúrneho vrtu GK-7 pri obci Stará Huta v intervale 270,6—1041,0. Skartované jadro je uložené v skladoch GÚDŠ v Bratislave. Profil vrtu je na obr. 14.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Priestorový rozsah nie je známy, predpokladá sa paralelizácia so súvrstviami epiklastických brekcií a konglomerátov pri východnom okraji pohoria. Stratovulkanický komplex je overený v hrúbke približne 700 m. Spodná hranica je reprezentovaná stykom s intruzívnym komplexom dioritového porfýru, ktorý sa umiestnil medzi podložie a stratovulkanický komplex. Vrchná hranica je predstavovaná zmenou petrografického charakteru hornín.

Litologicko-petrografická charakteristika. Vzhľadom na skutočnosť, že vrt GK-7 poskytuje o stavbe komplexu jedinú informáciu, uvedieme stručne jeho profil (obr. 14):

0,0—270,6 m Horniny blýskavickej formácie (súvrstvia);

270,7—296,4 m lávový rúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s mikrolitickou základnou hmotou a epiklastické brekcie (296,4—289,4 m);

296,4—340,5 m lávový prúd pyroxenického andezitu s hyalopilitickou základnou hmotou a epiklastické brekcie;

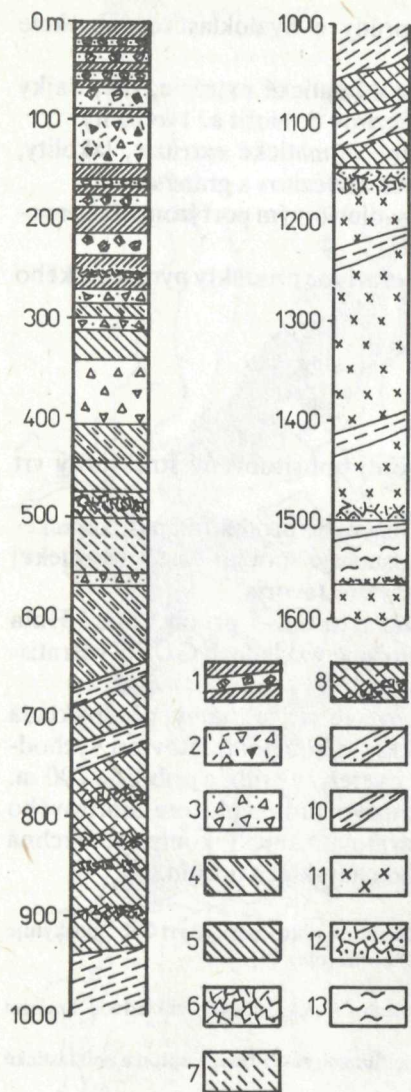
340,5—444,7 m lávový prúd pyroxenického andezitu s amfibolom s pilotaxitickým až mikroderitickým vývojom základnej hmoty, vo vrchnej časti zbrekčovatený;

444,7—570,0 m lávové prúdy augiticko-hyperstenického andezitu s vitrofyricko-mikrolitickým vývojom základnej hmoty a vulkanoklastiká v epiklastickom vývoji (570,0—556,4 m);

570,0—670,0 m lávové prúdy pyroxenického andezitu s amfibolom a pyroxenicko-amfibolického andezitu s mikroliticko-hyalopilitickou základnou hmotou a epiklastické brekcie (670,0—661,5 m);

670,0—1041,0 m propylitizovaný komplex pyroxenického andezitu so skrytokryštalicko-mikrolitickou základnou hmotou, je prerázaný dajkami amfibolického andezitu rohovskej formácie (súvrstvia) v úsekoch 1060,3—1061,0 m, 1090,0—1122,4 m a intrúziou bazaltického andezitu blýskavickej formácie (súvrstvia) v úseku 936—685,0 m.

Je možné sumarizovať, že vulkanizmus mal charakter striedania explozívnych a efuzívnych erupcií v terestrickom, resp. vo fluvialno-terestrickom prostredí.



Obr. 14 Litologický profil vrtu GK-7 (Stará Huta)
 1 — lávové prúdy bázičného a intermediárneho pyroxenického andezitu a hyaloklastitové brekcie (formácia (súvrstvie) Blýskavica); 2 — polymiktné vulkanoklastiká (materiál pyroxenického andezitu a biotiticko-pyroxenického andezitu s amfibolom); 3 — vulkanické brekcie; 4 — amfibolicko-pyroxenický andezit; 5 — pyroxenický andezit; 6 — pásma lávovoklastických brekcií lávových prúdov; 7 — hyperstenický andezit; 8 — pyroxenický a bazaltický pyroxenický andezit propylitizovaný; 9 — dajky amfibolicko-biotitického andezitu; 10 — dajky amfibolického andezitu; 11 — dioritový porfýr; 12 — intruzívne brekcie dioritového porfýru; 13 — migmatizované kryštalické bridlice a amfibolity kráľovohorského pásma.

Fig. 14 Profile of the borehole GK-7 Stará Huta.
 1 — lava flows of intermediary and basaltic andesites and their hyaloclastite breccias (Blýskavica formation), 2 — polymict epiclastic volcanic rocks with fragments of pyroxene and biotite-hornblende-pyroxene andesites, 3 — volcanic breccias, 4 — hornblende-pyroxene andesite, 5 — pyroxene andesite, 6 — lava flow breccias, 7 — hypersthene andesite, 8 — propylitized pyroxene and basaltic andesites, 9 — dykes of hornblende-biotite andesite, 10 — dykes of hornblende andesite, 11 — diorite porphyry, 12 — diorite porphyry intrusive breccia, 13 — migmatitic crystalline schists and amphibolites of the basement.

Chronostratigrafické údaje. U opisovaného komplexu nie sú k dispozícii priame údaje o jeho veku. Dajka amfibolického andezitu, ktorá preráža komplex v úseku 783,0 m, je datovaná metódou K/Ar na $15,7 \pm 1$ mil. r. Na základe tohto údaje je komplex pravdepodobne spodnobádenského veku.

Blýskavická formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa osady Blýskavica, pri ktorej je charakteristický profil v záreze hradskej Stará Huta—Senohrad.

Definícia. Ako blýskavickú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme lávové prúdy a hyaloklastitové brekcie intermediárneho až bazaltického andezitu v nadloží starohutskeho komplexu v centrálnej, j. a jz. časti Javoria.

Stratotyp (typové profily). Zárez hradskej Stará Huta—Senohrad, pri osade Blýskavica (obr. 15). Zárez hradskej Slatinskej lazy—prameň Matuš—križovatka pri Starej Huti—Horný—Dolný Tisovník.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Formácia je rozšírená v centrálnej časti pohoria a na j. a jz. svahoch, kde vystupuje v podloží hornín javorskej formácie (súvrstvia). V dôsledku pobádenskej denudácie sú produkty blýskavickej formácie (súvrstvia) obnažené v pásme Ostrôžky (877,0)—svahy Javoria (1044 m). Smerom na juh pokračujú produkty formácie (súvrstvia) s postupným prevládnutím vulkanicko-klastického materiálu až do oblasti Dolného Tisovníka—Červenian. Formácia (súvrstvie) ďalej vystupuje v oblasti jz. od Kráľovej ako denudačné okno spod nadložnej javorskej formácie (súvrstvia).

Vrtom GK-7 je zistená hrúbka približne 270 m, vrtom KJ-17 (dolina Sekier) je potvrdená hrúbka asi 217 m a vrtom KJ-15 (pod Holým vrchom) 303 m.

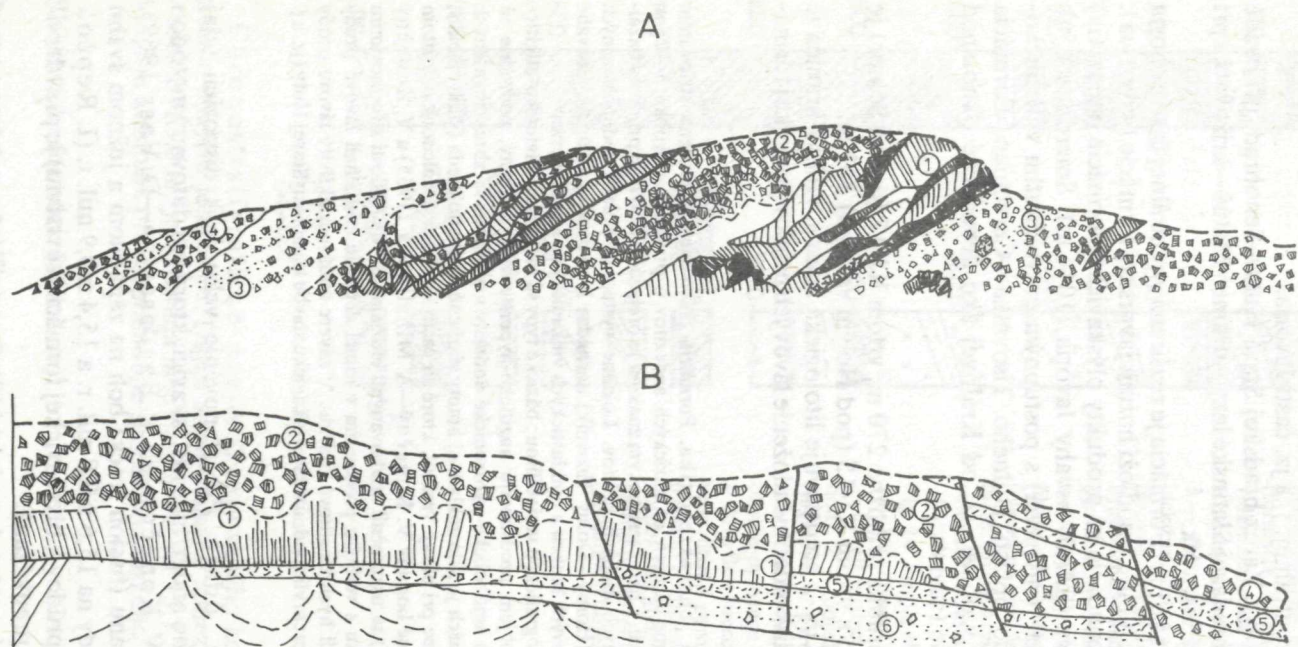
Spodnú hranicu vo vrte GK-7 predstavuje litologická zmena, vrchná hranica je denudačná, predstavuje ju diskordantné uloženie lávových prúdov javorskej formácie (súvrstvia).

Litologicko-petrografická charakteristika. Formácia (súvrstvie) je tvorená striedaním početných lávových prúdov intermediárnych až bazických andezitov o priemernej hrúbke 5—25 m s polohami hyaloklastitových brekcií. Charakteristickým znakom je brekciácia lávových prúdov v bazálnej časti, avšak hlavne vo vrchných častiach prúdov. Lokálne vystupujú polohy redeponovaných hyaloklastík. V jv. časti pohoria (Horný—Dolný Tisovník) dochádza k postupnej až úplnej prevahe redeponovaných facií hyaloklastitových brekcií a epiklastických vulkanických konglomerátov.

Lávové prúdy sa vyznačujú petrografickou variabilitou; bazické typy sú zastúpené olivinicko-augitickým bazalto-andezitom, hlavný objem predstavujú augiticko-hyperstenické andezity, podradne sú prítomné hyperstenické andezity a amfibolicko-pyroxenické andezity s olivínom. V zbrekčovatených prúdoch a hyaloklastitových brekciách je sklo základnej hmoty sfarbené do svetlohnedá (sideromelán) a pozorujeme palagonitizáciu hlavne pri okraji vesikúl, ktoré sú často vyplňované kalcitom, chloritom a zeolitmi. Podrobne opísal uvedené horniny V. Konečný—A. Mihaliková (1965) a V. Konečný (1966). Vývoj formácie (súvrstvia) sa uskutočnil opakovanými efúziami láv v súvislosti s formovaním depresie Javoria. V dôsledku styku s vodným prostredím v rámci depresie podliehali lávové prúdy dezintegrácii a brekciácii a vznikali hyaloklastitové brekcie. V závere efúzívnej aktivity lávové prúdy presiahli rozmery depresie a sčasti prekryli spodnú stratovulkanickú stavbu komplexu Starej Huty (jz. a j. časti pohoria).

Chronostratigrafické údaje. Pre stanovenie veku je k dispozícii údaj z lávového prúdu bazaltického andezitu pri Blýskavici, ktorý bol datovaný metódou K/Ar na $15,5 \pm 0,6$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969). Metódou stôp po delení uránu (fission track) boli na západnom a južnom svahu Rohov datované lávové prúdy na $15,6 \pm 0,8$ mil. r. a $15,4 \pm 0,9$ mil. r. (I. Repčok 1981). Príslušnosť lávových prúdov k blýskavickej formácii (súvrstviu) je pravdepodobná, ale nie jednoznačne preukázaná.

Uvedené údaje poukazujú na pravdepodobný vek formácie (súvrstvia) — vrchná časť spodného bádenu až stredný bádén.



Obr. 15 Litologické profily blýskavickej formácie (súvrstvia)

A — zárez štátnej cesty Stará Huta—Senohrad pri osade Blýskavica; B — zárez štátnej cesty pri Hornom Tisovníku

1 — lávový prúd bazaltického pyroxenického andezitu; 2 — chaotická hyaloklastitová breccia; 3 — triedené hyaloklastitové breccie s polohami pieskovcov; 4 — chaotická breccia hyaloklastitového prúdu; 5 — drobnouľomkovité redeponované hyaloklastity; 6 — stredno- až hrubozrnné pieskovec s hyaloklastitovým materiálom

Fig. 15 Lithological sections of the Blýskavica formation. A — roadcut west of Stará Huta, B — roadcut near Horný Tisovník. 1 — lava flow of basaltic pyroxene andesite, 2 — chaotic hyaloclastite breccia, 3 — sorted hyaloclastite breccia, 4 — chaotic breccia of hyaloclastite flow, 5 — fine-grained redeposited hyaloclastites, 6 — coarse to medium grained sandstones formed of hyaloclastite material.

Rohovská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa lokality Rohy, k. 656,8, pri hradskej Víglaš—Detva.

Definícia. Ako rohovskú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme intrúzie, extrúzie, pyroklastiká a epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty amfibolicko-pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov niekedy s biotitom až dacitov, vystupujúce v depresii Javoria a víglašskej depresii v strednej až severnej časti pohoria Javorie.

Stratotyp (typové profily). Lokalita Víglaš (lomom odkrytá vnútorná časť extrúzie); oblasť medzi Pstrušou a Detvou, ktorá zahŕňa pásмо hrebeňov Rohy (656 m)—Prostredný vrch (584,7 m)—Holý vrch (564,5 m)—Krpelňový vrch (419,5 m). Horné Chvojné—Dolné Chvojné (697,5—606,0)—Syrón (688,3).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Produkty formácie (súvrstvia) zaberajú podstatnú časť víglašskej depresie (oblasť Víglaš—Detva—Klokoč) a pokračujú na SV do priestoru Poľany, kde sú prekryté mladšími formáciami Poľany. Smerom na JZ pokračujú do širšej oblasti Slatinských lazov a Kalinky, v rámci depresie Javoria.

Hrúbka produktov formácie (súvrstvia) je približne 500 m. Vzťah k staršej blýskavickej formácii (súvrstviu) je diskordantný a reprezentovaný tiež intruzívnym prenikaním. Vrchná hranica je denudačná.

Litologicko-petrografická charakteristika. V rámci lávových telies sú rozlíšené: extrúziálne dómy, prechodné formy z extrúzií do hrubých lávových prúdov, dajky, intruzívno-extrúziálne prieniky s nepravidelným obmedzením a telesá pravdepodobne ložného typu — sily. Na periférii extruzívnych dómov sú pásma brekciacie. Rozmery extruzívnych dómov sú priemerne $2 \times 1,5$ km, dajky dosahujú 2,5 km, pri šírke 200 m.

V úzkej priestorovej asociácii s extruzívnymi dómami sú uložené úlomkovité epiklastické brekcie s piesčitou základnou hmotou a polohy hrubých až blokových zlepcov, ktoré predstavujú produkty ich deštrukcie. V podradnom objeme sú zastúpené chaotické brekcie pyroklastických prúdov a polohy redeponovaných pemzových tufov.

Andezitové telesá sa vyznačujú širokou variabilitou petrografického charakteru. Sú prítomné nasledujúce typy: amfibolicko-pyroxenické andezity, hyperstenicko-amfibolické andezity s biotitom, pyroxenicko-biotitické andezity s amfibolom \pm granát, amfibolicko-hyperstenické andezitové porfýry \pm biotit, pyroxenické andezitové porfýry \pm biotit a hyperstenicko-amfibolicko-biotitické ryodacity.

Intruzívno-extruzívna aktivita prebiehala v úzkej spätosti s formovaním vulkanicko-tektonickej depresie víglašskej. Extrúziálne dómy v priebehu výstupu podliehali dezintegrácii, úlomkovitý materiál bol hromadený v ich okolí v limnicko-fluviálnom až terestrickom prostredí. V podradnej miere sa uplatnili explozívne erupcie pyroklastického materiálu.

Chronostratigrafické údaje. Andezitové telesá sú datované metódou stôp po delení uránu (fission track) na $16,6 \pm 0,3$ mil. r., $15,5 \pm 1,0$ mil. r. a $15,9 \pm 0,8$ mil. r. (I. Repčok 1978, 1981). Uvedené údaje a štruktúrna pozícia dovoľujú zaradiť extruzívnu aktivitu do obdobia spodného až stredného bádenu.

Neresnická formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa charakteristickej lokality v údolí potoka Neresnica, j. od Zvolena. V. Konečný—J. Lexa (1979) ju opísali ako formáciu (súvrstvie) Breziny a tak ju uvádza aj I. Repčok (1981). Zmenu názvu si vynútila duplicita pomenovania.

Definícia. Ako neresnickú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme telesá prevažne extruzívneho dómatického typu, resp. telesá lakolitového charakteru pyroxenicko-amfibolického andezitu ± granát a extruzívne a epiklastické brekcie v západnej časti pohoria Javorie.

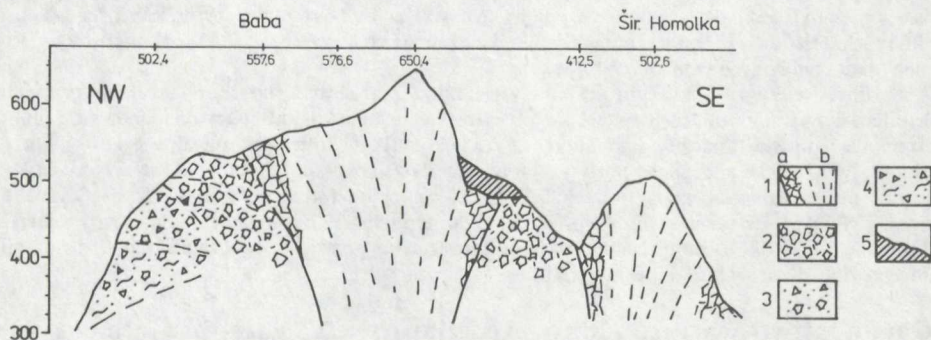
Stratotyp (typové profily). Celkový profil formáciou je od údolia Hrona cez vrchol Baba (557,7)—vrchol s k. 650,4—Homolka (502,6)—osada Breziny. Ďalší profil: Zvolen—údolie Neresnice—osada Breziny (obr. 16).

Typické lokality: 1. kameňolom na svahu Homolka (502,6) odкрýva vnútornú stavbu extruzívneho telesa; 2. kameňolom pri obci Babiná — teleso lakolitového typu?

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Produkty formácie (súvrstvia) sú rozšírené v pásme od Zvolena po obec Babiná a v západnej časti stratovulkanickej stavby Javoria—údolie Močadlo—Sekier—Kráľová.

Celková hrúbka formácie (súvrstvia) nie je známa, hrúbky uloženín vulkanoklastických hornín presahujú 150—200 m. Vzťah voči staršej blýskavicekej formácii (súvrstviu) je intruzívny, v nadloží na čiastočne denudovanom povrchu formácie (súvrstvia) sú uložené lávové prúdy a vulkanoklastiká javorskej formácie (súvrstvia). Styk je výrazne diskordantný.

Litologicko-petrografická charakteristika. Andezitové telesá sú v priereze nepravidelne eliptické až výrazne orientované v jednom smere, s rozmermi 1,5 × 1,2 km, ojedinele 3 × 2 km (teleso Babiná). Na základe makrotexturálnych charakteristík boli vymedzené: extruzívne dómy, nepravidelné prieniky extruzívneho typu a telesá pravdepodobne lakolitového typu (Babiná). Andezitové extrúzie sú pri okraji lemované pásmami brekciácie a extruzívnych brekcií. S telesami v úzkej priestorovej spätosti vystupujú akumulácie hruboúlomkovitých epiklastických brekcií so zrnitou piesčitou základnou hmotou



Obr. 16 Schematický rez neresnickou formáciou (súvrstviem) j. od Zvolena

1 — extruzívne dómy pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom: a — pásma autoklastických brekcií; b — andezit s fluidálnymi textúrami; 2 — hruboblokové chaotické epiklastické vulkanické brekcie; 3 — stredno- až hruboúlomkovité epiklastické vulkanické brekcie s piesčitou základnou hmotou; 4 — triedené epiklastické vulkanické brekcie a epiklastické vulkanické pieskovce; 5 — relikty lávových prúdov amfibolicko-pyroxenického andezitu javorskej formácie (súvrstvia).

Fig. 16 Schematic section of the Neresnica formation south of Zvolen. 1 — extrusive domes of garnet-bearing hypersthene-hornblende andesite: a — autoclastic breccias, b — andesite with fluidal structure, 2 — coarse blocky epicl. volc. breccias, 3 — medium to coarse fragmental epicl. volc. breccias with sandy matrix, 4 — sorted epicl. volc. breccias and coarse sandstones, 5 — remnants of hornblende-pyroxene andesite lava flows belonging to the Javorie formation.

a blokových epiklastických konglomerátov. V periférnych častiach akumulácií pribúdajú vložky hrubozrnných epiklastických pieskocvov a drobných triedených zlepcov.

Petrograficky sú zastúpené produkty pyroxenicko-amfibolického andezitu s granátom \pm kremeň \pm biotit s hyalopiliticko-pilotaxickou základnou hmotou.

Vulkanizmus sa vyznačoval prevažne extrúziami viskózných láv v podobe extrúziálnych dómov v terestrickom až terestricko-fluviálnom prostredí. Vulkanoklastický materiál, ktorý bol produkovaný pri dezintegrácii extrúziálnych telies, bol akumulovaný v okolí extrúzií, prípadne ďalej transportovaný lahármi. Na expozívnu dezintegráciu poukazujú uloženiny pyroklastického materiálu, zastúpené v podradnom objeme.

Chronostratigrafické údaje. Formácia sa vyznačuje nedostatkom biostratigraficky datovateľného materiálu. Andezitová extrúzia pri Brezinách bola datovaná metódou K/Ar na $15,9 \pm 1,2$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969). Na základe korelačných vzťahov predpokladáme blízky vek k produktom rohovskej formácie (súvrstvia) — spodný až stredný bádén.

Intrúziálny komplex Kalinky

Pomenovanie podľa obce Kalinka, jv. od Zvolena, kde sa nachádza typická lokalita dioritového porfýru.

Definícia. Intrúziálny komplex tvoria intrúzie dioritových porfýrov, kremito-dioritových porfýrov, kremitých dioritov až monozodioritov typu štokov a ložných intrúzií, ktoré sú situované v rámci centrálnej vulkanickej zóny Javoria.

Stratotyp (typové profily). Skalné odkryvy pri obci Kalinka a odkryv pod k. 629,3 na Z od Kalinky, profily štruktúrnych vrtoch KON-1 a GK-7 (V. Konečný—A. Mihaliková 1972, 1979).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Intrúziálny komplex je situovaný v priestore Kalinka—Slatinské Lazy—Stožok, kde vystupuje v intrúziálnej pozícii uprostred hydrotermálne premenených hornín blýskavickej a rohovskej formácie (súvrstvia). Intrúziálny komplex reprezentuje niekoľko samostatných telies pravdepodobne štokovej formy. Priestorove najrozsiahlejšia je intrúzia pri Kalinke s povrchovými odkryvmi na ploche približne $2,8 \times 2,2$ km. Ďalšie intrúzie overené vrtmi v priestore Skalka, Klokoč a Stožok majú menšie rozmery.

K intrúziálnemu komplexu sú priradené tiež prieniky pravdepodobne ložného typu dioritového porfýru overené vrtom GK-7 (pri Starej Hute) v úseku 1168,8—1500,2 m a 156,3—1590,0 m. Intrúzie pri umiestnení využili rozhranie medzi vulkanickou stavbou a podložíom.

Litologicko-petrografická charakteristika. Najdiferencovanejším typom je teleso pri Kalinke overené vrtom KON-1, ktoré je tvorené niekoľkými petrografickými typmi. Kremito-dioritový porfýr a kremitý diorit tvoria centrálnejšie časti telesa, pri okraji je dioritový porfýr. V spodných úrovniach je prechod do kremitého monzodioritu. Do záveru vývoja intrúzie patria prieniky bázických a acidných diferenciatov (svetlý porfýr).

Intrúzie v priestore Kalinka—Stožok sa vyznačujú intenzívnym hydrotermálnym prejavom, ktorého výsledkom sú aureoly premenených hornín, t. j. pásma argilitizácie, silicifikácie a propylitizácie a indicie polymetalickej mineralizácie.

Chronostratigrafické údaje. Intrúzie vo vrte KON-1 bola metódou K/Ar na plagioklase datovaná na 16,2 mil. r. (J. Kantor 1979). Metódou stôp po delení

uránu (fission track) boli na biotite získané nasledujúce údaje: $14,3 \pm 1,5$ mil. r. (hĺbka 1648,0 m), $14,7 \pm 0,6$ mil. r. (1656,0 m), $13,2 \pm 0,8$ mil. r. (hĺbka 1676,8 m), $14,5 \pm 0,4$ mil. r. (hĺbka 1720,8 m), $13,6 \pm 1,4$ mil. r. (hĺbka 1810,5 m) — (I. Repčok 1981).

Datovanie biotitu metódou stôp po delení uránu (fission track) reprezentuje vek post-intruzívnych vysokotemperatúrnych premien, tak ako to udáva tiež I. Repčok (1981), ktorý za reálny vek intrúzie predpokladá vek približne 15,5 mil. r.

Intrúzia preniká cez horniny blýskavicej a rohovskej formácie (súvrstvia), čo definuje jej mladšiu pozíciu vzhľadom na vek uvedených formácií (súvrství). Jej formovanie spadá teda do časového úseku po vzniku uvedených formácií (súvrství), ale pravdepodobne pred vznik najmladšej javorskej formácie (súvrstvia).

Intruzívne telesá dioritových porfýrov vo vrte GK-7 sú prerážané dajkami amfibolických andezitov, ktoré prenikajú do spodnej časti pochovaného stratovulkanického komplexu, a sú preto vzhľadom na intrúzie evidentne mladšie. Dajkové telesá amfibolického andezitu sú priradené k rohovskej formácii (súvrstviu). Dajka amfibolického andezitu vo vrte GK-7 v hĺbke 783,0 m bola datovaná metódou K/Ar na $15,7 \pm 0,1$ mil. r. (V. Konečný— G. P. Bagdasarjan— D. Vass 1969).

Uvedené skutočnosti nás nútia predpokladať, že intruzívny komplex pri Kalinke a intrúzie overené vrtom GK-7 nie sú pravdepodobne toho istého veku. Intrúzie vo vrte GK-7 sa javia ako staršie a ich formovanie spadá do obdobia po vzniku spodnej stavby a blýskavicej formácie (súvrstvia) a pred intruzívne prieniky amfibolického andezitu rohovskej formácie (súvrstvia).

Javorská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa vrcholovej časti Javoria, k. 1044,0 m, ktorá je tvorená reliktom lávového prúdu.

Definícia. Ako javorskú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme explozívno-efuzívne produkty intermediárnych andezitov pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktoré budujú vrchné časti pohoria.

Stratotyp (typové profily). Charakteristické profily na jz. svahoch chrpta Drieňa, k. 886,7-Človekovo, k. 843,5-Hrabovec, k. 734,6 južne od Zvolena (obr. 17). Ďalej lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu pri Starej Hute (zárez hradskej) a napokon vrcholové časti chrptov so sz. priebehom (od V. Korčín k. 862,9 a M. Korčín k. 664,3) po okraj obce Zvolenská Slatina, Gorovec k. 404,5 a Háj k. 483,4.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Produkty formácie tvoria stratovulkanické komplexy rozšírené prevažne v sz., z. a jz. časti pohoria, zatiaľ čo v centrálnej a vo východnej časti sú vzhľadom na intenzívnu denudáciu zachované relikty spodných lávových prúdov. V smere na J a JZ do Krupinskej planiny dochádza k prevahe vulkanoklastických hornín nad lávovými prúdmi. V oblasti styku Javoria a Štiavnických vrchov nie je doriešená hranica voči mladším formáciám štiavnického strato-vulkánu.

Hrúbka stratovulkanického komplexu je prevažne 150—200 m, najviac 350 m. Vo východnej časti pohoria je hrúbka redukovaná, až na niekoľko málo metrov.

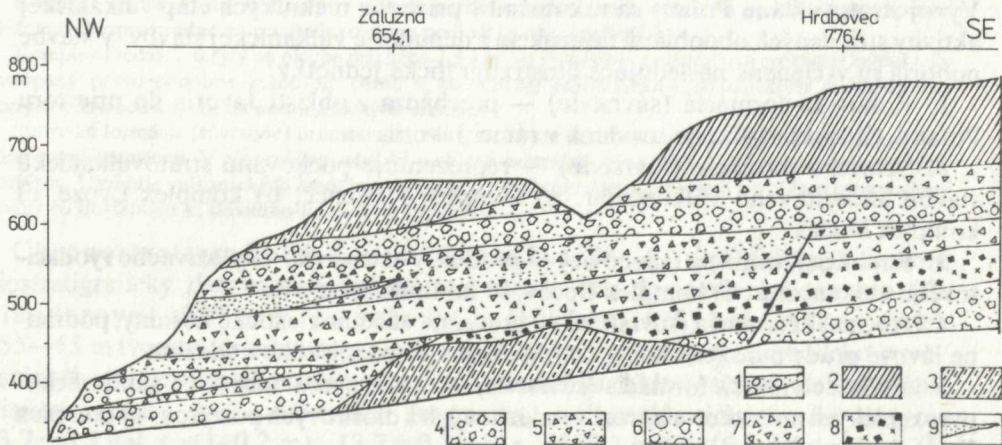
Formácia je uložená diskordantne v nadloží denudovanej blýskavickej formácie (súvrstvia), smerom na juh prechádzajú horniny formácie (súvrstvia) do nadložia spodnobádenských súvrství s diskordantným uložením. Vrchná hranica formácie (súvrstvia) je denudačná.

Litologicko-petrografická charakteristika. Lávévé prúdy tvoria doskovité telesá s prevládajúcou orientáciou a úklonmi v smere od centrálnej zóny. V tomto smere narastá ich hrúbka do 80—100 m. Dajky sú sporadické s dĺžkou 1,2 km, pri šírke do 80 m. Na stavbe stratovulkanickej stavby sa v podstatnej miere uplatňujú pyroklastické horniny — hruboúlomkovité aglomeratické pyroklastiká (vulkánske brekcie), chaotické brekcie pyroklastických prúdov, podradne redeponované pemzové tufy. Externe od prechodnej vulkanickej zóny v oblasti prolúviálnej roviny sú zastúpené v prevahe hruboúlomkovité epiklastické brekcie a konglomeráty striedajúce sa s polohami epiklastických pieskovcov.

Petrograficky patria lávévé prúdy a vulkanoklastiká pyroxenickým andezitom s variabilným podielom amfibolu a ojedinele aj biotitu a pyroxenicko-amfibolickým andezitom.

Vulkanická aktivita sa v počiatočnom období vyznačovala prevažne explozívnyimi erupciami (pyroklastické brekcie, pemzové tufy). Explozívny materiál bol uložený v oblasti stratovulkanického svahu v terestrickom prostredí a v oblasti prolúviálnej roviny (hlavne južné svahy stratovulkánu) v limnicko-fluviálnom prostredí až limnicko-brakickom prostredí, kde podliehal redepozícii za vzniku epiklastických uloženín. V záverečnom období prevládajú efúzie lávových prúdov, ktoré tvorili výplň vrchných častí paleoúdolí s radiálnou orientáciou.

Chronostratigrafické údaje. Vrt D-1 východne od Detvy overuje v spodnej časti v hrúbke 207 m v podloží lávových prúdov, ktoré paralelizujeme s javorskou



Obr. 17 Litologický profil javorskej formácie (súvrstvia) na jz. svahoch chrbtov Zálužná—Hrabovec (nad údolím potoka Sekier južne od Zvolena)

1 — hrubé epiklastické zlepence; 2 — lávový prúd hyperstenicko-amfibolického andezitu; 3 — lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu; 4 — hrubé epiklastické brekcie; 5 — drobné- až strednoúlomkovité epiklastické brekcie triedené; 6 — hrubé až blokové epiklastické brekcie — zlepenec triedené; 7 — chaotické epiklastické brekcie lahárov; 8 — chaotické pyroklastické brekcie pyroklastických prúdov; 9 — epiklastické pieskovce.

Fig. 17 Lithological section of the Javorie formation south of Zvolen. 1 — coarse epicl. volc. conglomerates, 2 — lava flow of hypersthene-hornblende andesite, 3 — lava flow of hornblende-pyroxene andesite, 4 — coarse epicl. volc. breccia, 5 — sorted fine to coarse epicl. volc. breccias, 6 — coarse to blocky epicl. volc. breccias/conglomerates, moderately sorted, 7 — chaotic breccias of lahars, 8 — chaotic pyroclastic flow breccias, 9 — epicl. volc. sandstones.

formáciou (súvrstvím) sedimenty s obsahom spórovo-peľového spoločenstva zodpovedajúce spodnej časti spodného sarmatu (pozri str. 36).

Vo vrtoch P-11 (v. od Zvolena) úsek 96—97 m a P—9 pri Zvolene, interval 62—207 m, sú overené sedimenty, ktoré palinologicky zodpovedajú vrchnému bádenu, prípadne spodnému sarmatu. Pokračovanie stratovulkanickej stavby, ani starších komplexov do tejto oblasti však nebolo preukázané.

Rádiometrické datovanie metódou K/Ar prinieslo údaje: lávový prúd pri Starej Huti 10,9 mil. r. a lávový prúd na sz. svahu Rohov (z. od Detvy) na 11,2 mil. r. (G. P. Bagdasarjan—L. Dublan—V. Konečný—E. Planderová 1977).

V. Konečný—J. Lexa (1979) pričleňujú k javorskej formácii (súvrstviu) aj vulkanoklastická vo vrte D-1 datované I. Repčokom (1981) na $13,7 \pm 0,3$ mil. r. ($140,2$), $13,7 \pm 0,2$ mil. r. ($154,6$ m) s $13,6 \pm 0,4$ mil. r. ($197,3$ m), ktoré L. Dublan (1981) paralelizuje s šútovsťou formáciou (súvrstvím) v pohorí Poľana.

Z uvedeného vyplýva, že javorská formácia (súvrstvie) je spodno-až vrchnosarmatského veku.

Poľana

(Spracované podľa L. Dublana.)

Vývoj stratovulkánu Poľany sa uskutočnil v priebehu niekoľkých etáp vulkanickej aktivity striedaných obdobiami deštrukcie a denudácie vulkanickej stavby. V stavbe pohoria sú vyčlenené nasledujúce litostratigrafické jednotky:

1. Rohovská formácia (súvrstvie) — prechádza z oblasti Javoria do priestoru Poľany. Charakteristika je uvedená v rámci Javoria.

2. Šútovsť formácia (súvrstvie) — reprezentuje pochovanú stratovulkanickú stavbu andezitového vulkanizmu: a) komplex Kurienec, b) komplex Lvoze, c) komplex Dudáš.

3. Strelnícka formácia (súvrstvie) — produkty extruzívno-explozívneho ryodacitového vulkanizmu: a) komplex Bečov, b) komplex Bobrovo.

4. Abčinská formácia (súvrstvie) — prevažne vulkanoklastické horniny, podradne lávové prúdy pyroxenického a amfibolicko-pyroxenického andezitu.

5. Veľkodedvianska formácia (súvrstvie) — efúzie pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov a intrúzie andezitových a dioritových porfýrov: a) komplex Kopa, b) komplex Šafránička.

Šútovsť formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa lokality s charakteristickým vývojom faciálneho komplexu.

Definícia. Formáciu definoval L. Dublan (1981) ako produkty efúzívno-explozívnej aktivity intermediárneho andezitového vulkanizmu so stratovulkanickým typom stavby, ktoré sú pochované pod mladšími vulkanickými formáciami pohoria Poľana.

Stratotyp (typové profily). Typový profil L. Dublan (1981) nedefinoval. Charakteristické odkryvy sú na južných svahoch kóty Lvoze (762 m) s. od Strelníkov

(komplex Lvoze), na južných svahoch kóty Kurienec (1009 m) sz. od Kyslíniok (komplex Kurienec) a na s. svahu kóty Dudáš (1124 m) jz. od Kyslíniok (komplex Dudáš).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Časť stratovulkanickej stavby uvedenej formácie (súvrstvia) je odkrytá denudáciou západne od osady Kyslíny a v senohradskej doline (komplex Kurienec). Ďalšie rozšírenie produktov formácie vo vulkanoklastickom vývoji je na severných svahoch pohoria, v širšej oblasti Lubietovej (komplex Lvoze), kde sú vulkanoklastické horniny uložené bezprostredne na predvulkanickom podloží.

Hrúbka formácie v oblasti centrálnej zóny je približne 600—800 m. Pri severnom okraji pohoria je hrúbka znížená denudáciou až na niekoľko desiatok metrov.

Uloženie bazálneho súvrstvia formácie (súvrstvia) na predvulkanické podložie je diskordantné (evidentné pri s. okraji pohoria). Vrchná hranica je denudačná.

Litologicko-petrografická charakteristika. Komplex Kurienec je tvorený prevažne lávovými prúdmi (augit-hyperstenický andezit, amfibolicko-hyperstenický andezit, hyperstenický andezit) o celkovej hrúbke 400—500 m.

Intrúzie reprezentuje niekoľko malých telies s priemerom do 200 m, tvorených amfibolicko-hyperstenickým andezitom, augiticko-hyperstenickým andezitovým porfýrom a amfibolicko-pyroxenickým andezitovým porfýrom.

Pyroklastiká reprezentujú uloženiny pyroklastického prúdu amfibolicko-hyperstenického andezitu. Komplex Lvoze, ktorý vystupuje v oblasti periférnej zóny tvoria súvrstvia epiklastických hornín uložených bezprostredne na predvulkanickom podloží (s. okraj pohoria).

Komplex Dudáš, odkrytý na ploche približne 7,5 km² vo východnej a južnej časti erozívnej kaldery, je zastúpený pravdepodobne lakolitom (hrúbka asi 550 m) amfibolicko-pyroxenického andezitového porfýru ± kremeň s vývojom autoklastických brekcií.

Štovská formácia (súvrstvie) predstavuje reliktu stratovulkanickej stavby vybudovanej explozívno-efuzívnymi erupciami. V záverečnom období v oblasti centrálnej zóny intrudovali telesá andezitových porfýrov. Uloženie vulkanických hmôt sa uskutočnilo v suchozemskom prostredí a v oblasti prolúviálnej roviny vo fluviaálnom až fluviačno-limnickom prostredí.

Chronostratigrafické údaje. Vo vrte D-1 (V—J—V od Detvy) v nadloží biostratigraficky datovaných sedimentov zaradených do spodného sarmatu (E. Planderová 1975 in V. Konečný—L. Dublan 1975) je komplex v úseku 155—65 m tvorený striedaním explozívno-efuzívnych produktov amfibolicko-pyroxenického a pyroxenicko-amfibolického andezitu. Metódou stôp po delení uránu (fission track) boli datované fragmenty vulkanoklastických hornín na 13,7 ± 0,3 mil. r. (140,2 m), 13,7 ± 0,3 mil. r. (197,3 m) a 13,6 ± 0,4 mil. r. (I. Repčok 1980).

Uvedený komplex vo vrte D-1 začlenil V. Konečný—L. Dublan (1975) do sukcesie hornín Javoria. L. Dublan (1981) novšie považuje komplex za ekvivalent štovskej formácie (súvrstvia), a na základe tohto zaraďuje štovskú formáciu (súvrstvie) do nadložía rohovskej formácie (súvrstvia); jej vek kladie na rozhranie spodný sarmat—vrchný bádén.

Naproti tomu V. Konečný—J. Lexa (1979) sú i naďalej toho názoru, že komplex vulkanoklastík a lávových prúdov vo vrte D-1, v nadloží palinologicky stanoveného spodného sarmatu a v podloží strelnickej formácie (súvrstvia) vo vrte D-1 úsek 0—65 m, je ekvivalentom javorskej formácie (súvrstvia), a to jej bazálnych častí. Štovskú formáciu (súvrstvie) považujú za bádenskú.

Strelnícka formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa charakteristickej lokality pemzových tufov pri obci Strelníky (severný okraj Poľany).

Definícia. Formáciu definoval L. Dublan (1981) ako produkty explozívno-extruzívnej aktivity ryodacitového vulkanizmu spodnosarmatského veku, ktoré vystupujú v oblasti centrálnej zóny a na svahoch i v externých pásmach pohoria v podobe pemzových tufov a pemzovo-tufových sedimentov.

Stratotyp (typové profily). Typové profily L. Dublan (1981) nedefinoval. Pre komplex Bečov sú charakteristické odkryvy v okolí Strelníkov a Bečova, pre komplex Bobrovo odkryvy severne od Kyslínek v okolí kóty Bobrovo (843 m).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Lávové telesá vystupujú v širšej oblasti Kyslínek (komplex Bobrovo) v rámci erozívnej kaldery na ploche približne $3 \times 3,5$ km. Celková hrúbka formácie (súvrstvia) vrátane produktov deštrukcie lávových telies a vulkanicko-sedimentárnych hornín je asi 800 m. Pyroklastické produkty, ktorých hlavný objem tvoria pemzové tuffy (komplex Bečov), sú nesúvisle a diskordantne rozšírené na predvulkanickom podloží, prípadne na starších denudovaných formáciách (súvrstviach) na sz. okraji pohoria (Strelníky), ďalej v pásme od Zvolena po Bečov a na južnom okraji pohoria v širšom okolí západne od Detvy.

Litologicko-petrografická charakteristika. Efuzívno-extruzívno-vulkanicko-sedimentárny komplex Bobrovo v širšej oblasti Kyslínek tvoria lávové prúdy, extrúzie, intruzívne prieniky a produkty ich dezintegrácie (lávovoklastické a epiklastické brekcie a vulkanicko-sedimentárne horniny), ktoré tvoria výplň kaldery v hrúbke 700–800 m.

Explozívny komplex Bečov je zastúpený súvrstviami redepovaných ryodacitových tufov až tufitov (oblasť Veľká Lúka — vzdialenosť od erupčívneho centra približne 20 km), bližšie sú uložené napadané pemzové tuffy a epiklastiká. Vo vrchnej časti profilu sú uloženiny pyroklastických prúdov.

Explozívna fáza bola ukončená vznikom kaldery o priemere asi 4 km.

Petrograficky sú lávové telesá komplexu Bobrovo zastúpené: biotitickým ryodacitom \pm granát a biotiticko-amfibolicko-hyperstenickým ryodacitom \pm granát. Analogický petrografický charakter majú produkty explozívnej aktivity — pemzové tuffy.

Chronostratigrafické údaje. Produkty ryodacitového vulkanizmu v epiklastickom vývoji sú vo vrchnej časti profilu vrtu D-1 (0–65 m). Palinologickým štúdiom sedimentov v hĺbke 62 m je preukázaný spodnosarmatský vek (pravdepodobne vrchná časť spodného sarmatu; E. Planderová 1975 in V. Konečný—L. Dublan 1975).

Metódou stôp po delení uránu (fission track) bol datovaný fragment na $12,9 \pm 0,3$ mil. r. na biotite (hĺbka 6,0–12,0 m). Ďalšie údaje z vrtu D-18 na biotite sú: $12,9 \pm 0,3$ mil. r. (144,0 m) a $13,1 \pm 0,3$ mil. r. (193,2 m). Z lávového telesa pri Kyslíkach na biotite $13,0 \pm 0,3$ mil. r., z tufu pri Strelníkach 12,9 mil. r.

Dajkové telesá formácie (súvrstvia) sú datované na $13,7 \pm 0,6$ mil. r. a $13,2 \pm 0,3$ mil. r. Dajka, ktorá preráža komplex Dudáš, je na biotite datovaná na $12,8 \pm 0,3$ mil. r. Datovanie urobil I. Repčok (1980, 1981).

Podľa rádiometrického datovania sa vývoj formácie (súvrstvia) uskutočnil v priebehu spodného až stredného sarmatu.

Abčinská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa typickej lokality na svahoch údolia Hučavy.

Definícia. Formáciu (súvrstvie) definoval L. Dublan (1979, 1981) ako súbor prevažne vulkanoklastických hornín (pyroklastiká, epiklastiká) a lávových prúdov amfibolicko-pyroxenického a pyroxenického andezitu, uložený v nadloží strelníckej formácie.

Stratotyp (typové profily). Typový profil L. Dublan (1981) nedefinoval. Charakteristické odkryvy sú v severnom svahu Hrochoťskej doliny západne od Kysliniek.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Vulkanoklastické horniny sú rozšírené pri obvode stratovulkanickej stavby a sú prevažne uložené bezprostredne na horninách predvulkanického podložja. Lávové prúdy zastúpené len v podradnom objeme vystupujú v rámci vulkanoklastického komplexu západne od centrálnej zóny. Hrúbka oblasti prechodnej zóny je najviac do 400 m, v smere k okraju pohoria sa rapídne znižujú až na niekoľko desiatok metrov.

Uloženie formácie (súvrstvia) na podložné komplexy je výrazne diskordantné. Vrchná hranica je denudačná.

Litologicko-petrografická charakteristika. Vulkanoklastické horniny, ktoré tvoria prevažnú časť objemu formácie sú zastúpené hlavne epiklastikami v drobnno-až hrubobúlkovitom vývoji. V rámci epiklastik sú špecifikované tiež uloženiny lahárových brekcií. V smere k periférnym častiam stratovulkánu sa zvyšuje podiel psamitickej zložky s prechodom do epiklastických pieskovcov. Podradne sú zastúpené hrubo úlomkovité až blokové brekcie pyroklastických prúdov.

Lávové prúdy s maximálnou hrúbkou do 30 m tvoria doskovité telesá s blokovou odlučnosťou s úklonmi na SZ.

Petrograficky patria lávové prúdy amfibolicko-pyroxenickým andezitom a pyroxenickým andezitom.

Chronostratigrafické údaje. Horniny formácie (súvrstvia) neboli doposiaľ datované a taktiež chýbajú údaje pre biostratigrafické zaradenie. Horniny abčinskej formácie (súvrstvia) sú uložené v nadloží formácie (súvrstvia) strelníckej, ktorej vek bol preukázaný ako spodno- až strednosarmatský. Obdobný vekový interval predpokladáme aj pre abčinskú formáciu (súvrstvie).

Veľkodetvianska formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa vrcholu Veľká Detva (k. 1062, ktorý je budovaný reliktom lávového prúdu.

Definícia. Formáciu definoval L. Dublan (1979, 1981) ako súbor efúzií pyroxenických andezitov ± amfibol (komplex Kopa), ktoré budujú vrcholové časti pohoria a intrúzií (komplex Šafranička) v oblasti centrálnej vulkanickej zóny. Stratotyp (typové profily). Typové profily L. Dublan (1981) nedefinoval. Charakteristické sú odkryvy v záreze cesty východne od Kysliniek (komplex Šafranička) a na hrebeni Predná Poľana—V. Detva—Kopa (komplex Kopa).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Efúzívny komplex koncentricky lemuje eróziu kalderu. Lávové prúdy dosahujú vzdialenosti približne 16 km eruptívneho centra. Intrúzie sú situované v rámci centrálnej vulkanickej zóny v oblasti erózívnej kaldery pri Kyslinkách. Intrúzie sú koncentrované prevažne na ploche asi 2 km².

Lávové prúdy sú rozšírené diskordantne v nadloží všetkých starších formácií pohoria. Najväčšia hrúbka je približne 250—300 m.

Litologicko-petrografická charakteristika. Efuzívny komplex Kopa tvoria výlučne lávové prúdy s pásmami lávovoklastických brekcií, hlavne v bazálnych častiach prúdov. Maximálna akumulácia prúdov je na južnom svahu pohoria. Uloženie prúdov má prevažne periklinárny charakter, hrúbka prúdov je priemerne 40—80 m.

Petrograficky je efuzívny komplex tvorený pyroxenickými andezitmi s premenlivým obsahom amfibolu a olivínu. Bolo vyčlenených 11 variet. Vývoj komplexu prebiehal v nasledujúcej sukcesii: pyroxenické andezity s olivínom, pyroxenické andezity s amfibolom a pyroxenické andezity.

Intruzívny komplex Šafranička je reprezentovaný telesami o priemere do 200 m. Petrograficky sú zastúpené: dioritové porfýry, andezitové porfýry a andezity. Intrúzie sú autometamorfované alebo hydrotermálne premenené — propylitizované, argilitizované a silicifikované.

Chronostratigrafické údaje. Horniny veľkodetvianskej formácie (súvrstvia) neposkytujú biostratigraficky datovateľný materiál. Rádiometrickým datovaním intruzívneho komplexu boli získané údaje $13,2 \pm 0,4$ mil. r. (G. P. Bagdasarjan et al. 1979) a $15,2 \pm 0,2$ mil. r. (J. Kantor in J. Štohl 1979). L. Dublan (1981) začleňuje formáciu do stredného sarmatu.

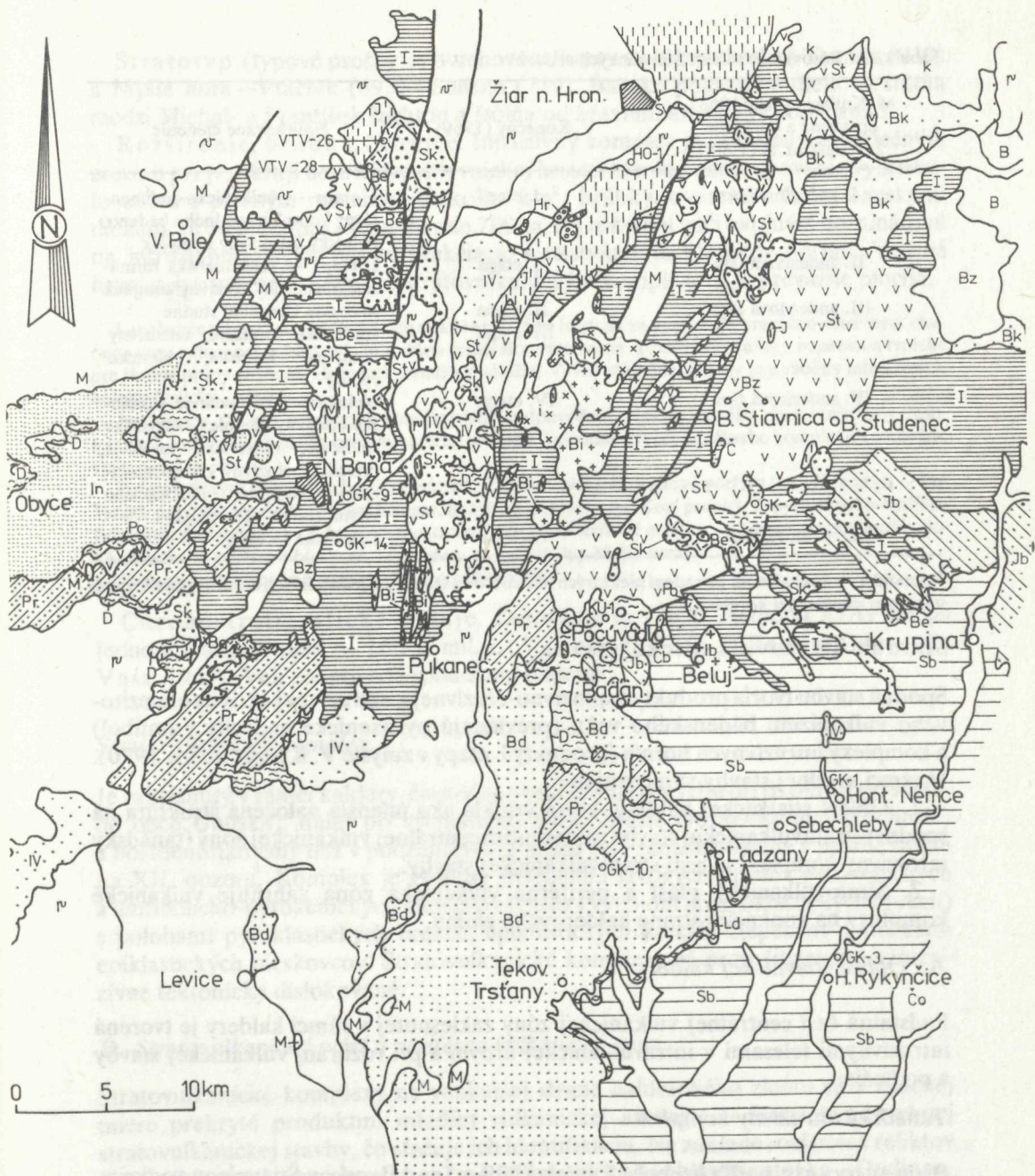
Štiavnické vrchy a Pohronský Inovec

Oblasť Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca predstavuje rozsiahlu vulkanickú stavbu stratovulkanického typu, ktorú označujeme ako štiavnický stratovulkán. Stratovulkán sa vyznačuje vývojom kaldery o priemere 18×22 km a diferencovaného subvulkanického intruzívneho komplexu. Rozmermi sa zaraďuje medzi najväčšie stratovulkány v rámci karpatského oblúka. Stratovulkán zaberá oblasť Štiavnických vrchov, smerom na juh zasahuje jeho periférna vulkanická zóna až po oblasť Levíc a zaberá podstatnú časť Krupinskej planiny; smerom na SZ zahrnuje oblasť Pohronského Inovca, zasahuje do južných častí Vtáčnika a Kremnických vrchov. Severný okraj je čiastočne amputovaný a zaklesnutý do Žiarskej kotliny. Pri východnom okraji je voči stratovulkánu Javoria oddelený vulkanicko-sedimentárnou výplňou Pliešovej kotliny (obr. 18).

Vývoj stratovulkánu sa uskutočnil v období bádén—sarmat—pliocén, v priebehu niekoľkých etáp vulkanickej aktivity striedanej obdobiami deštrukcie a denudácie vulkanických komplexov.

Z doterajšieho skúmania (V. Konečný 1968, 1970; V. Konečný—J. Lexa 1979) vyplýva, že vulkanická stavba reprezentuje reliktý rozsiahleho stratovulkánu, ktorý v ďalšom období prešiel štádiom vývoja kaldery a v mladšom období bol v značnej miere prekrytý produktmi explozívno-efuzívnej aktivity. V závere vulkanickej aktivity došlo v rámci kaldery k vývoju hrasťovej stavby. V dôsledku intenzívnej denudácie vrchných častí hraste sú odkryté nižšie úrovne vulkanickej stavby a v jej západnej časti (hodrušská oblasť) sú odkryté komplexy predterciérneho podložía s obnažením subvulkanického intruzívneho komplexu.

Porovnanie sukcesných schém Štiavnických vrchov je v tabuľke 5.



Obr. 18 Schéma rozšírenia litostratigrafických jednotiek v oblasti Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca. Vysvetlenie indexov je v tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 18 An outline of lithostratigraphic units in the area of the Štiavnické vrchy and Pohronský Inovec mountain ranges. Explanation of indexes is in the table 4 on the p. 182.

Tabuľka 5. Porovnanie schém Štiavnických vrchov

M. Kuthan et. al. (1963), upravené a doplnené J. Forgáč et. a. (1968)	V. Konečný (1969)	Navrhované členenie
I. andezitová fáza	I. etapa	I. etapa — vulkanicko-sedimentárny komplex spodného bádenu, belujský intruzívny komplex
II. andezitová fáza	I. etapa	I. etapa — sebechlebská formácia, žibritovský efuzívny komplex
III. andezitová fáza	II. etapa III. etapa	súvrstvie Červenej studne studenská formácia, intruzívny komplex Baniska, hlinické ryolity
IV. andezitová fáza	IV. etapa	bielokamenské súvrstvie, sitniansky efuzívny komplex, ladzianske súvrstvie, drastická formácia, priesilský efuzívny komplex, efuzívny komplex Jabložového vrchu, Inovecká formácia
III. ryolitová fáza	V. etapa	jastrabská formácia

Poznámka: v konkrétnom priradení niektorých horizontov a telies sú u jednotlivých autorov rozdiely voči uvedenej všeobecnej korelácii.

Spodná stratovulkanická stavba

Spodnú stavbu tvoria produkty explozívno-efuzívnej a extruzívnej aktivity andezitového vulkanizmu bádenského veku (prevládajú pyroxenické andezity \pm amfibol) a komplexy intruzívnych hornín (produkty I. etapy v zmysle V. Konečného 1970). V rámci spodnej stavby vymedzujeme:

1. Oblasť štiavnickej kaldery, ktorá vznikla ako mladšia naložená štruktúra na spodnej stratovulkanickej stavbe zaklesnutím centrálnej vulkanickej zóny (tanádsky intruzívny komplex) a časti stratovulkanickej stavby.
2. Stratovulkanický plášť a periférna vulkanická zóna zahŕňa vulkanické komplexy na vonkajšej strane kalderového zlomu.

A. Oblasť štiavnickej kaldery

Podstatná časť centrálnej vulkanickej zóny zaklesnutej v rámci kaldery je tvorená intruzívnymi telesami v intravulkanickej úrovni a pri rozhraní vulkanickej stavby a podložia.

Tanádsky intruzívny komplex

Pomenovanie podľa hrebeňa Tanádu (939 m) nad Banskou Štiavnicou s odkrytými intruzívneho komplexu.

Definícia. Komplex je tvorený súborom intrúzií prevažne ložného typu (sily, lakolity) andezitových porfýrov, ktoré intrudovali v rámci centrálnej vulkanickej zóny do prostredia staršej stratovulkanickej stavby.

Stratotyp (typové profily). Povrchové odkryvy v oblasti: hrebeň Tanádu (939) a Myšia hora—Vtáčnik (693)—Solisko (719). Banské podzemné diela — štôlna medzi Michal- a František ťachtou a štôlna od Maximilián-ťachty pod Tanád.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Intruzívny komplex je obnažený denudačným zrezom pri jv. okraji hodruško-ťtiavnickej hraste. Geologické mapovanie vymedzi- lo telesá s plošným rozsahom niekoľko km²; hrúbky, overené vrtmi a banskými dielami, sú od niekoľko sto metrov do 700 m. Pri rozhraní voči okolným horninám sú na intruzívnom styku pásma brekciácie s uzatváraním úlomkov hornín. Vrchná hranica intruzívneho styku so stratovulkanickým komplexom je prevažne plochá.

Litologicko-petrografická charakteristika. Intrúzie sa vyznačujú prevažne masívnym cha- rakterom, odlučnosť je bloková, orientácia minerálov všesmerná. Textúry fluidality a napenia typické pre lávové prúdy chýbajú. Hojné sú xenolity podložia. Vývoj základnej hmoty je u väčšiny telies zrnitý, holokryštalický.

Intrúzie na základe uvedených charakteristík zodpovedajú telesám ložného charakteru (sily, resp. lakolity), ktoré vnikali medzi predvulkanické podložie, prípadne zvyšky bazálneho komplexu a nadložnú vulkanickú stavbu.

Petrografickým skúmaním boli vymedzené: 1. pyroxenické andezitové porfýry (prevláda augit — typ Tanád, prevláda hyperstén — typ Klinger, hojný plagioklas — typ Kozí potok); 2. pyroxenicko-amfibolické andezitové porfýry; 3. hyperstenicko-amfibolické andezitové porfýry; 4. hyperstenicko-amfibolické andezitové porfýry s biotitom, kremeňom — granát (typ Myšia hora).

Horniny intruzívneho komplexu sú propylitizované.

Chronostratigrafické údaje. Datovanie sa robilo metódou K/Ar len na jednom telese (Tanád — 16,2 ± mil. r.; V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969). Vek zodpovedá spodnému bádenu.

Stratovulkanický komplex

Je zaklesnutý v rámci kaldery, čiastočne obnažený na povrchu pri jz. okraji hraste (v. od obce Uhliská), ďalej pri východnom okraji hraste (Juraj—ťtôlna—Podhorie) a bol identifikovaný tiež v podzemných prácach pri František-ťachte v profile ťtôlne na XII. obzore. Komplex je tvorený striedaním lávových prúdov pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov (často s vývojom lávovoklastických brekcií) s polohami pyroklastických brekcií, epiklastických brekcií, zlepencov s vložkami epiklastických pieskovcov. Stratovulkanické komplexy sú propylitizované a inten- zívne tektonicky dislokované.

B. Stratovulkanický plášť a periférna vulkanická zóna

Stratovulkanické komplexy na vonkajšej strane kalderového zlomu sú v značnej miere prekryté produktmi mladšej vulkanickej aktivity — formáciami vrchnej stratovulkanickej stavby, čo sťažuje ich identifikáciu. Na základe rozšírenia reliktov a výsledkov štruktúrnych vrtov pokračujú komplexy do oblasti Santovka—Dudince, ďalej sú zaklesnuté v oblasti čajkovsko-pukanskej depresie, na SZ sú sledované do oblasti Novej Bane, južných okrajov Vtáčnika (Hrabičov—Veľké Pole). Zo severu je spodná stavba prekrytá produktmi Kremnických vrchov, z východu sedimentmi Pliešovskej kotliny.

Najpreskúmanejšou oblasťou je jv. sektor stratovulkánu (oblasť jv. od Antola po Sebechleby-Plášťovce).

O stavbe nižších a spodných úrovní stratovulkánu poskytujú informácie štruktúrne vrty:

Vrt BB-21 (J. Burian 1964, J. Lexa 1977) situovaný v rámci kaldery južne od obce Ilija má nasledujúci profil:

- 0—6 m alúvium;
- 6—40 m vulkanicko-sedimentárne súvrstvie (červenostudnianske súvrstvie);
- 40—191 m lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom a poréznu lávoklasticko brekciou (výplň kaldery);
- 191—206 m epiklastické brekcie amfibolicko-pyroxenických andezitov (výplň kaldery);
- 206—630 m lávové prúdy pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov s lávovými brekciami (predkalderová stavba);
- 630—688 m amfibolicko-pyroxenický andezitový porfýr (intrúzia);
- 688—1141 m amfibolicko-pyroxenický andezit (intrúzia?).

Profil vrtu GK-2 (E. Karolusová 1966):

- 0—128 m augiticko-hyperstenické andezity;
- 120—295 m hyperstenický andezit s augitom;
- 295—550 m hyperstenický andezit;
- 550—764 m biotitovo-amfibolicko-hyperstenický andezit;
- 764—766 m premenený dacit (dajka);
- 766—935 m amfibolicko-hyperstenický andezit ± biotit;
- 935—1198 m hyperstenicko-amfibolický andezit ± biotit ± granát;
- 1198—1200 m sivý brekciovitý vápenec.

Vrtom PK-5 (južne od Preňčova) — (M. Kuthan—A. Mihaliková 1962) boli overené v úseku 268,5—280,0 m epiklastiká pyroxenických andezitov a v úseku 280,7—724 m teleso autometamorfovaného masívneho amfibolicko-hyperstenického andezitu s granátom, vo vrchnej časti s vývojom extruzívnej brekcie.

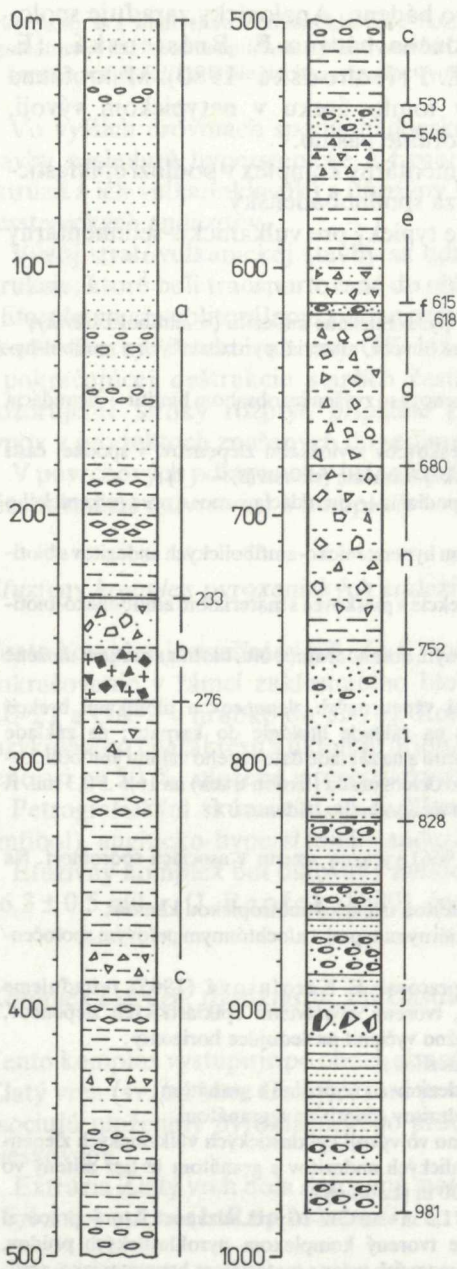
Z uvedených profilov vyplýva, že spodnú stavbu tvoria prevažne telesá lávových efúzií (často zbrekciovaných) s podradným zastúpením vulkanoklastík. Spodnú stavbu v blízkosti kalderového zlomu prenikajú početné intrúzie a je propylitizovaná. Zaklesnutie bloku v rámci kaldery overuje vrt BB-21 približne o 200—300 m.

Južnejšie je niekoľkými štruktúrnymi vrtmi overený vulkanicko-sedimentárny komplex spodného bádenu.

Vulkanicko-sedimentárny komplex spodného bádenu

Hrúbka komplexu je v priemere 400—600 m, v oblasti ladsianskeho chrbta je redukovaná na 200—300 m. Uloženie v severnej časti územia (Antol—Hontianske Nemce) je priamo na predtreťohornom podloží, smerom na JV je komplex uložený v nadloží spodnobádenskej vinickej formácie.

Vrt GK-3 pri Horných Rykynčiciach (V. Konečný et al. 1966) overuje v úseku 0—238 m súvrstvie epiklastických pieskocov s vložkami pemzových tufov, ílovcov a drobných zlepcov. Mikrofaunistickú asociáciu v tomto úseku považuje R. Lehotayová (1966 in V. Konečný et al. 1966) za nie mladšiu než lanzerdoferská



Obr. 19 Schematizovaný profil vrtu GK-3 (Hor. Ryknčice)

a — epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami pemzových tufov, siltovcov a drobných zlepcov (časté úlomky morskej fauny); b — hrubé epiklastické vulkanické brekcie a nižšie chaotické brekcie pyroklastických prúdov (materiál pyroxenického andezitu = amfibol = biotit); c — epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov, ílovcov, pemzových tufov a drobných zlepcov (materiál pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov); d — tufitické piesky s valúnni andezitov a kremencov, zvýšený obsah biotitu; e — epiklastických brekcií a zlepcov (materiál pyroxenického andezitu — ekvivalent formácie (súvrstvia) Čelovce—Opava); f — tufitické piesky s valúnni andezitov a hornín podložia; g — epiklastické vulkanické brekcie, pieskovce (materiál hypersthenicko-amfibolických andezitov s akcesorickým granátom); h — epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce (materiál amfibolicko-biotitických andezitov s akcesorickým granátom); i — tufitické piesky s valúnni andezitu (zvýšený obsah amfibolu, biotitu a granátu); j — ílovcovo-tufitické sedimenty s polohami vápencových zlepcov a brekcií (prítomný hyperstén, amfibol, biotit).

garnet-bearing hypersthene-hornblende andesite, h — epicl. volc. breccias and sandstones (material of garnet-bearing biotite-hornblende andesite), i — tuffitic sandstones with pebbles of andesite (high content of hornblende, biotite, and garnet), j — tuffitic claystones with intercalations of carbonate conglomerates and breccias.

Fig. 19 Profile of the borehole GK-3 Ryknčice. a — epicl. volc. sandstones with intercalations of pumice tufts, siltstones and fine conglomerates, b — coarse chaotic epiclastic volc. breccias, in the lower part pyroclastic flow deposits of biotite and hornblende-bearing pyroxene andesite, c — epicl. volc. sandstones with intercalations of siltstones, claystones, pumice tufts and fine conglomerates (material of pyroxene and hornblende-pyroxene andesites), d — tuffitic sandstones with pebbles of andesite and quartzite, e — epicl. volc. sandstones with intercalations of fine conglomerates and breccias (material of pyroxene andesites — belongs to the Čelovce formation), f — tuffitic sandstones with pebbles of andesites and nonvolcanic rocks, g — epiclastic volc. breccias and sandstones (material of

séria, pravdepodobne vrchnej časti spodného bádenu. Analogicky zaraďuje spoločenstvo mikrofauny do vrchnej časti spodného bádenu E. Brestenská (E. Brestenská—V. Konečný—J. Lexa—Z. Priechodská 1980). Makrofauna podľa A. Ondrejčíkovej (1966) je v tomto úseku v netypickom vývoji, v neúplnom zastúpení a poukazuje na sublitorálne pásmo.

Na základe uvedeného je vulkanicko-sedimentárny komplex v podloží epiklastických pieskovcov vo vrte GK-3 považovaný za spodnobádenský.

Ďalej uvádzame profil vrtu GK-3, ktorý je typický pre vulkanicko-sedimentárny komplex spodného bádenu (obr. 19):

- 233—276 m chaotické brekcie pyroklastických prúdov pyroxenického andezitu (\pm amfibol \pm olivín);
- 276—533 m epiklastické brekcie, pieskovce s polohami ílovcov, materiál pyroxenických a amfibol-hyperstenických andezitov;
- 533—546 m tufitické piesky s valúnmi andezitov a kremencov so zvýšeným obsahom biotitu — denudácia a znos z predvulkanického podložia;
- 546—615 m komplex epiklastických vulkanických pieskovcov s vložkami zlepcov, v spodnej časti epiklastické vulkanické brekcie — ekvivalent čelovskej formácie (súvrstvia) — (?);
- 615—618 m tufitické sedimenty s valúnmi andezitov a podložia — denudácia a znos z predvulkanického podložia;
- 618—677 m epiklastické brekcie, pieskovce s materiálom hyperstenicko-amfibolických andezitov s biotitom a akcesorickým granátom;
- 677—754 m epiklastické konglomeráty, epiklastické brekcie a pieskovce s materiálom amfibolicko-biotického andezitu s akcesorickým granátom;
- 754—828 m tufitické piesky s valúnmi andezitu a zvýšeným obsahom amfibolu, biotitu a granátu uložené v litorálnom prostredí;
- 828—981 m ílovcovo-tufitické sedimenty s polohami vápencových zlepcov a úlomkami brekcií s netypickou faunou — pôvodne boli priradené na základe litológie do karpátu; na základe permanentnej prítomnosti hypersténu, amfibolu, biotitu a na základe datovaného valúnu amfibolicko-biotického andezitu z hĺbky 900 m metódou stôp po delení uránu (fission track) na $16,6 \pm 0,3$ mil. r. (I. Repčok 1981) sú považované za bazálne súvrstvie spodného bádenu.

V úseku 615—618 m určuje E. Planderová (1966) výraznú zmenu v asociácii spóromorf. Na základe palinológie rozlišuje:

- a) najspodnejší bádén v úseku 618 až 828 m, s teplejšou tropicko-subtropickou klímou;
- b) mladšie obdobie bádenu (0—619 m) s arktoterciérnymi typmi a alochtónnym peľovým spoločenstvom.

Vo vrte GK-1 pri Hontianskych Nemciach, ktorý spracovala E. Karolusová (1965), priraďujeme k spodnému bádenu komplex v úseku 225—621 m, tvorený súvrstviami epiklastických zlepcov, pieskovcov a redeponovaných tufov. Petrograficky možno vyčleniť nasledujúce horizonty:

- 225—350 m materiál hyperstenicko-amfibolických andezitov;
- 350—430 m materiál hyperstenicko-amfibolických andezitov s kremeňom s granátom;
- 430—621 m materiál hyperstenicko-amfibolických andezitov s biotitom a granátom.

Vulkanicko-sedimentárny komplex spodného bádenu vo vývoji epiklastických vulkanických zlepcov a pieskovcov s materiálom hyperstenicko-amfibolických andezitov s granátom je tiež zistený vo vrtoch SB-2/246-301 m (Sebechleby) a SB-3/251—300 m (Ladzany).

Do spodného bádenu zaraďujeme aj úsek 246,0—471,5 m vrtu GK-10 pri Ladzanoch, ktorý spracoval K. Karolus—E. Karolusová (1970). Interval je tvorený komplexom pyroklastických prúdov, epiklastických brekcií, zlepcov a redeponovaných pemzových tufov s materiálom hyperstenicko-amfibolických andezitov s akcesorickým biotitom a granátom. K. Karolus—E. Karolusová zo spodnej časti tohoto úseku uvádzajú výskyt ryolitu s granátom.

Môžeme zhrnúť, že na stavbe spodnobádenského komplexu v j. a jv. sektore stratovulkánu (v podloží sebechlebskej formácie — súvrstvia) sa v spodných úrovniach nachádzajú prevažne extruzívne telesá hyperstenicko-amfibolických andezitov s akcesorickým granátom (ku ktorému pristupujú tiež biotit

a kremeň) a s nimi späté vulkanoklastické horniny. Prítomnosť biotiticko-amfibolických andezitov s granátom je známa len z epiklastických súvrství na báze komplexu (V. Konečný et al. 1966). Ojedinele sú konštatované tiež kyslejšie dacity, prípadne ryolity s granátom (K. Karolus et al. 1970).

Vo vyšších úrovniach spodnobádenského komplexu v oblasti stratovulkanickej stavby nasledujú hyperstenické a hyperstenicko-amfibolické andezity (v podobe extrúzií a ich vulkanoklastík) a efuzívny komplex pyroxenických a amfibolicko-hyperstenických andezitov.

Vývoj stratovulkanickej stavby sa odráža v časovej následnosti produktov deštrukcie, ktoré boli transportované do oblasti periférnej vulkanickej zóny a uložené v litorálnom až sublitorálnom pásme prevažne v podobe epiklastických súvrství, tak ako to overujú štruktúrne vrty GK-1 a GK-3. V dôsledku procesov redepozície i pokračujúcej deštrukcie starších častí stavby v období pokračujúcej aktivity pozorujeme široký rozptyl, prípadne prekryvanie jednotlivých petrografických typov v produktoch znášaných do sedimentačného priestoru.

V povrchových odkryvoch v južnej časti Štiavnických vrchov sú rozlíšené nasledujúce formácie (súvrstvia) a komplexy:

Efuzívny komplex pyroxenických andezitov (\pm amfibol)

Tento komplex je rozšírený SZ, Z a SV od obce Beluj a na SZ od obce Krnišov. Jeho pokračovanie v rámci zaklesnutého bloku štiavnickej kaldery je overené vrtom BB-21 a GK-2 v hrúbke do 550 m. Komplex tvoria lávové prúdy doskovitého až jazykovitého charakteru s úklonmi približne 10° na JV. Lávové prúdy sú zbrekčovatené asi na 50 %, uložené v terestrických podmienkach.

Petrografickým skúmaním sú rozlíšené: pyroxenické andezity (ojedinelý augit, amfibol), augiticko-hyperstenické andezity a amfibolicko-hyperstenické andezity.

Efuzívny komplex bol datovaný metódou stôp po delení uránu (fission track) na $16,3 \pm 0,5$ mil. r. (I. Repčok 1980), čo zodpovedá spodnému bádenu.

Komplex extrúzií, pyroklastík, epiklastík hyperstenicko-amfibolického andezitu

Tento komplex vystupuje po oboch stranách údolia štiavnického potoka. S extrúziou Zlatý vrch (sv. od obce Beluj), ktorá je v okrajových častiach zbrekčovatená, úzko asociujú uloženiny pyroklastického prúdu, epiklastických brekcií a epiklastických pieskocov.

Extrúzia Zlatý vrch bola datovaná metódou stôp po delení uránu (fission track) na $16,4 \pm 0,4$ mil. r. (I. Repčok 1980), čo zodpovedá spodnému bádenu.

Belujský intruzívny komplex

Pomenovanie podľa obce Beluj, pri ktorej je situovaný. Centrálna časť telesa je reprezentovaná amfibolicko-hyperstenickým andezitovým porfýrom \pm kre-

meň \pm gránat, mikroliticko-mikroaplitickou základnou hmotou. Intrúzia v smere na sever prechádza do silu. Intrúzia sa vyznačuje intenzívnymi hydrotermálnymi premenami so zonárnym rozložením a indíciami polymetalickej mineralizácie. Intrúzia nebola datovaná, ale štruktúrna pozícia indikuje spodnobádenský vek.

Sebechlebská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa obce Sebechleby, v okolí ktorej formácia (súvrstvie) vystupuje v charakteristickom vývoji.

Definícia. Ako sebechlebskú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme produkty explozívno-efuzívnej aktivity pyroxenických a amfibolicko-hyperstenických andezitov mladšieho obdobia prvej etapy štiavnického stratovulkánu, uložené v oblasti prechodu stratovulkanického plášťa do pobrežnej zóny bádenského mora. Formácia (súvrstvie) zahrnuje aj plášťovské vrstvy v zmysle D. Vassa (1971).

Stratotyp (typové profily). Pre severnú časť formácie (súvrstvia) v oblasti stratovulkanického plášťa je typický profil na hrebeni sv. od k. 618,8 Novinská (obr. 20). Pre južnú časť formácie (súvrstvia) v pobrežnej zóne sú typické profily z. od obce Domaníky (v doline Štiavnice) a pri obci Plášťovce.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Rozšírenie formácie (súvrstvia) je sledované od severu z okolia Beluja na juh do priestoru Sebechlebov a pokračuje do oblasti Plášťoviec.

Hrúbka kolíše v rozmedzí 150—300 m. V západnej časti je vytrácanie na elevácii podložia ladzianskeho chrbta a redukovanie hrúbky v dôsledku denudácie.

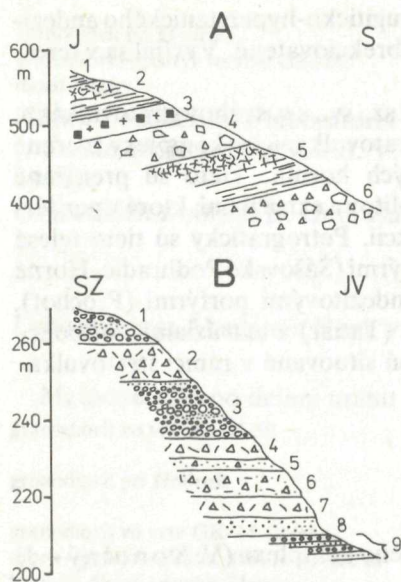
V severnej časti územia je formácia (súvrstvie) uložená v nadloží denudovaného belujského intruzívneho komplexu, smerom na juh prechádza do nadložia stratigraficky doloženého spodnobádenského súvrstvia. Na báze formácie (súvrstvia) v južnej časti územia je vo vrte GK-3 (pri Horných Rykynčiciach) uložené súvrstvie nespevnených epiklastických vulkanických pieskovcov s faunou, ktorá indikuje vrchnú časť spodného bádenu. Spodná hranica sa predpokladá v hĺbke 225 m. V oblasti Plášťoviec nadväzuje formácia (súvrstvie) na uloženiny spodného bádenu bez výraznej litologickej zmeny.

Litologicko-petrografická charakteristika. V severnej časti územia je formácia (súvrstvie) budovaná striedaním lávových prúdov, brekcií pyroklastických prúdov, epiklastických brekcií s vložkami epiklastických pieskovcov s úklonom približne 10° na juh. V strednej časti (s. od Hontianskych Nemiec) lávové prúdy končia a sú vystriedané fáciami hrubých až blokových zlepcov uložených v pobrežnej zóne. Smerom na juh je formácia (súvrstvie) budovaná polohami epiklastických zlepcov, lahárových brekcií a epiklastických pieskovcov uložených v pásme litorálu.

V rámci lávových prúdov sú petrograficky identifikované: hyperstenické až augiticko-hyperstenické andezity s olivínom, amfibolicko-hyperstenické andezity, autometamorfované porézne andezity.

Sebechlebská formácia (súvrstvie) je výsledkom explozívnej, neskôr efuzívnej vulkanickej aktivity s centrami v širšej oblasti Banskej Štiavnice. V severnej časti formácie (súvrstvia) sa jej produkty ukladali v terestrických podmienkach, odkiaľ bol vulkanoklastický materiál znášaný lahármi a občasnými tokmi do pobrežnej zóny mora, južne od ladziansko-pliešovskej elevácie.

Chronostratigrafické údaje. Formácia (súvrstvie) je uložená v nadloží stratigraficky doloženého spodného bádenu vo vrte GK-3 (Horné Rykynčice) (R).



Obr. 20 Typové profily sebechlebskej formácie (súvrstvia)

A — profil sv. od kóty Novinská (618 m) v severnej časti formácie (súvrstvia: 1 — lávový prúd pyroxenického andezitu; 2 — lávový prúd pyroxenického andezitu v hornej časti s červenkastou lávovou brekciou; 3 — chaotická brekcia pyroklastického prúdu; 4 — hrubé, netriedené epiklastické vulkanické brekcie; 5 — lávový prúd pyroxenického andezitu v hornej časti s červenkastou lávovou brekciou; 6 — prevažne hrubé, netriedené epiklastické vulkanické brekcie. B — profil vo svahu z. od Domaníkov v južnej časti formácie (súvrstvia): 1 — hrubé zlepence s vložkami pieskovcov; 2 — chaotická brekcia laháru s fragmentmi do 1 m; 3 — jemné až hrubé, nevýrazne zvrstvené konglomeráty s vložkami pieskovcov; 4 — lahár; 5 — lavicovité pieskovce s ojedinelými úlomkami andezitov; 6 — lahár s piesčitou základnou hmotou; 8 — lavicovité pieskovce; 9 — nepravidelné zvrstvené zlepenca a pieskovce (celý profil 1—9 sú epiklastiká).

Fig. 20 Type sections of the Sebechleby formation.

A — section NE of the hill Novinská in the northern part of the formation: 1 — lava flow of pyroxene andesite, 2 — lava flow of pyroxene andesite with breccia in the upper part, 3 — chaotic pyroclastic flow breccia, 4 — coarse epicl. volc. breccia, 5 — lava flow of pyroxene andesite with breccia in the upper part, 6 — dominantly coarse, chaotic epicl. volc. breccias.

B — section west of Domaníky in the southern part of the formation: 1 — coarse conglomerates with intercalations of sandstones, 2 — chaotic breccia of lahar, 3 — fine to coarse conglomerates with intercalations of sandstones, 4 — lahar, 5 — unsorted sandstones with occasional fragments of andesite, 6 — lahar with sandy matrix, 7 — lahar with tuffaceous matrix, 8 — unsorted sandstones, 9 — irregularly stratified conglomerates and sandstones (all the section are epiclastic volcanic rocks).

Lehotayová 1966, E. Brestenská 1980). V južných častiach formácie (súvrstvia) pri Horných Turovciah sú k nej priradené súvrstvia s faunou stredného bádenu (E. Brestenská—V. Konečný—J. Lexa—Z. Priechodská 1980).

Metódou stôp po delení uránu (fission track) boli v severnej časti formácie (súvrstvia) datované jej produkty takto: fragment z brekcie pyroxenicko-amfibolického andezitu na $15,9 \pm 0,8$ mil. r. (3 km j. od Antola), fragment brekcie hyperstenicko-amfibolického andezitu 4 km zsz. od Krupiny na $16,1 \pm 0,5$ mil. r. (I. Repčok 1981).

Uvedené dáta kladú sebechlebskú formáciu (súvrstvie) do vrchnej časti spodného bádenu až stredného bádenu.

Žibritovský efuzívny komplex

Pomenovanie podľa obce Žibritov. Komplex je situovaný v nadloží sebechlebskej formácie (súvrstvia) v širšej oblasti Žibritova. V rámci kaldery ho v zaklesnutej pozícii overujú vrty BB-21, GK-2, PKL-3. Komplex tvorí sukcesia lávových prúdov

hyperstenicko-augitického andezitu s olivínom a augiticko-hyperstenického andezitu. Andezitové lávové prúdy sú vo vrchnej časti zbrekciovatené. Vyvíjal sa v terestrických podmienkach.

Nečlenená spodná stavba vystupuje v oblasti z., sz., sv., a v svahov stratovulkánu, kde zatiaľ nebol ukončený podrobný výskum. Stratovulkanické komplexy tvorené striedaním lávových prúdov a vulkanoklastických hornín. Tieto sú prerázané početnými intrúziami typu štokov, silov, resp. lakolitov a extrúziami, ktoré v periférnych častiach prechádzajú do extrúziálnych brekcií. Petrograficky sú tieto telesá reprezentované pyroxenickými andezitovými porfýrmi (Šášovské Podhradie, Horné Hámre, Župkov), pyroxenicko-amfibolickými andezitovými porfýrmi (Prochov), pyroxenicko-amfibolickými dioritovými porfýrmi (Tatiar) a extrúziami amfibolicko-pyroxenických andezitov (Hrabičov). Telesá sú situované v rámci stratovulkanického plášťa v blízkosti kalderového zlomu.

Rádiometrické datovanie sa nerobilo.

Hodruško-štiavnický intruzívny komplex

Pomenovanie podľa oblasti rozšírenia intruzívneho komplexu (V. Konečný—J. Lexa 1979).

Definícia. Hodruško-štiavnický intruzívny komplex je tvorený v centrálnej časti intrúziou granodioritu a pri okraji niekoľkými menšími telesami dioritov. Komplex predstavuje subvulkanický intruzívny ekvivalent štiavnického stratovulkánu.

Stratotyp (typové lokality). Granodiorit pri západnom okraji obce Hodruša, diorit pri západnom okraji obce Banky.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Intruzívny komplex situovaný v rámci hornín predvulkanického podložja vystupuje na povrch v hodruškej oblasti, t. j. v rámci maximálne vysunutej časti hrasťovej stavby, v oblasti štiavnicej je pod vulkanickým komplexom potvrdený vrtnými a bankskými prácami. Podobne je vrtnými potvrdený pri jz. okraji hraste (oblasť Zlatna); J. Burian a kol.). Hranice voči prostrediu, v ktorom komplex vystupuje (horniny mezozoika a paleozoika), sú intruzívne. V poslednej dobe sa vrtnými prácami preukazuje jeho prenikanie do spodnej časti stratovulkanickej stavby v oblasti Zlatna (J. Burian et al. 1981).

Litologicko-petrografická charakteristika. Intruzívny komplex má komplikovanú stavbu. Centrálnejšiu časť tvorí granodiorit pravdepodobne zvonovej formy (typu „bel-jar“; A. Mihaliková—V. Konečný—J. Lexa 1980), v okrajových častiach sú telesá s porfyrickejším charakterom typu granodioritových porfýrov (oblasť Zlatna), často s prejavmi kontaktno-metasomatických účinkov so skarnovou polymetalickou mineralizáciou (J. Burian et al. 1981).

Na periférii granodioritovej intrúzie je rad samostatných telies dioritu až dioritového porfýru (najväčšie teleso je pri severnom okraji — Spálený v. 679 — Banky).

Sukcesný sled intruzívneho komplexu je podľa L. Rozložníka (1965) v smere diorit—granodiorit—aplit.

Chronostratigrafické údaje. Datovaním metódou K/Ar boli získané údaje :

granodiorit vo vrte KOV-39	19,5 ± 0,8 mil. r.,
granodiorit B. Štiavnica (podzemie)	14,3 ± 0,9 mil. r.,
granodiorit vo vrte HDŠ-6	11,1 ± 1,6 mil. r.,

granodiorit pri Hodruši	11,1 ± 0,1 mil. r.,
granodiorit—porfýr vo vrte GK-14	11,1 ± 0,8 mil. r.,
diorit Banky	10,5 ± 0,5 mil. r.

(Údaje pochádzajú z laboratória G. P. Bagdasarjana).

Ďalšie údaje publikovali B. V. Merlič—S. M. Spitkovskaja 1974 in J. Štohl 1976):

Granodiorit z oblasti B. Hodruša—B. Štiavnica bol datovaný na

10,8 ± 0,2 mil. r.,
14,8 ± 2,4 mil. r.,
13,7 ± 2,5 mil. r.

Laboratórium Akadémie Nauk v Moskve datovalo granodiorit na:

12,5 ± 1,0 mil. r.

Metódou stôp po delení uránu (I. Repčok 1981) boli získané údaje:

granodiorit vo vrte KOV-39	17,0 ± 0,5 mil. r. (Bi),
	17,1 ± 0,4 mil. r. (Amf.),
granodiorit pri Hodruši	0,9 mil. r. (Bi),
	17,2 ± 1,5 mil. r. (Amf.),
granodiorit vo vrte GK-15 (Brehy)	17,2 ± 0,3 mil. r. (Bi)
diorit—porfýr—Zlatno (vrt R-4) 820 m	16,8 ± 0,4 mil. r. (Amf.)
kremitý diorit—porfýr Zlatno (vrt R-4) 826 m	16,9 ± 0,5 mil. r. (Amf.),
granodioritový až kremidioritový porfýr Zlatno (vrt R-4/1250 m)	16,4 ± 0,3 mil. r. (Amf.).

Údaj K/Ar datovania $19,5 \pm 0,8$ mil. r. považujeme za extrémny, podmienený pravdepodobne kontamináciou xenolitom podložných hornín.

Medzi datovaním metódou K/Ar a metódou stôp po delení uránu (fission track) sú výrazné rozdiely. I. Repčok, ktorý separátne datoval biotit a amfibol, zistil mladší vek biotitu u tej istej horniny, čo je pravdepodobne podmienené hydrotermálnym postihnutím horniny. Keďže datovanie metódou K/Ar bolo urobené na celých horninách, je pravdepodobné, že ich mladšie veky sú ovplyvnené prítomnosťou omladeného biotitu. Z tohto dôvodu treba považovať údaje získané metódou stôp po delení uránu (fission track) na amfibole v prípade propylitizovaných hornín za spoľahlivejšie než výsledky metódy K/Ar urobené na celých horninách.

Zastávame názor, že intruzívny komplex má bližší časový vzťah k spodnej stratovulkanickej stavbe, a že jeho formovanie spadá do pokročilejších štádií vývoja spodnobádenského stratovulkánu.

Výplň štiavnickej kaldery

Červenostudnianske súvrstvie

Pomenovanie podľa charakteristickej lokality Červená studňa (pri križovatke na Banskú Hodrušu a Vyhne).

Staršie označenie: Bazálne súvrstvie III. andezitovej fázy (J. Kováčik 1968); tufiticko-lignitické sedimenty intravulkanického sedimentačného bazénu (V. Konečný 1969, 1970); vulkanickosedimentárny komplex II. etapy — spodná časť výplne štiavnickej kaldery (V. Konečný—J. Lexa 1977).

Definícia. Ako súvrstvie Červenej studne vyčleňujeme vulkanické a vulkanicko-sedimentárne horniny v spodnej časti výplne štiavnickej kaldery.

Stratotyp (typové profily). Lokalita Červená studňa s odkrymi tufovo-ílovcových sedimentov. Lokalita pri obci Ilija — odkryvy hrubo úlomkovitých epiklastických brekcií až konglomerátov. Lokalita jz. od Antola — lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu.

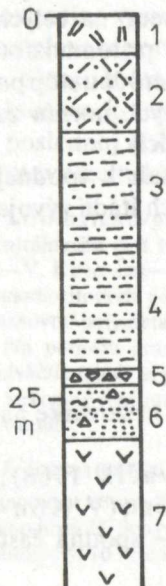
Rozšírenie, hrúbka, hranice. Relikty výplne spodnej časti kaldery v tufovo-ílovcovom vývoji sú povrchovo odkryté pri jv. okraji hrasti v širšej oblasti Banskej Štiavnice a pri Podsitnianskej, ďalej pod Kalváriou a pri Červenej studni pod Paradajzom. Pri južnom okraji kaldery (pri Antole) je lávový prúd a vulkanoklastické horniny v povrchových odkryvoch, Overené sú tiež vrtmi BB-21, PKL-2.

Sedimentárna výplň je overená vrtmi LKC-1 (pri ceste na Banský Studenec / Dol. Drieňová), pri Banskej Belej (vrt BBR-1) a tiež vrtom ST-4 v Sklených Tepliciach.

Hrúbka sedimentárnej výplne je približne 80—90 m. Horniny súvrstvia sú uložené na denudovanom povrchu spodnej stratovulkanickej stavby, v nadloží sú uložené produkty studenskej formácie (súvrstia — lávové telesá a vulkanoklastiká amfibolicko-biotitických andezitov).

Litologicko-petrografická charakteristika. Na báze kaldery v južnej časti je lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu v hrúbke do 150 m (overený tiež vrtmi BB-21, PKL-1). V smere na sever vyklíňuje, čo indikuje smer tečenia do vnútornejších častí kaldery. V nadloží lávového prúdu pri južnom okraji kaldery sú polohy epiklastických brekcií s redeponovaným materiálom starších pyroxenických andezitov, ktoré v blízkosti kalderového zlomu prechádzajú do hruboblokových uloženín sutinového charakteru.

Vo vnútornejšej časti depresie (Červená studňa—Banská Štiavnica, Podsitnianska) sú uložené súvrstvia tufovo-ílovcových sedimentov s vložkami lignitov, indikujúce močiarne prostredie. Podstatnou zložkou sú hnedočierne ílovce striedané s polohami epiklastických pieskocov. Uhoľná substancija je v ílovcach a sčasti tvorí tiež vložky v epiklastických pieskococh. Sedimenty v smere na juh prechádzajú do nadložia lávového prúdu.



Obr. 21 Profil červenostudnianskym súvrstviem vo vrte BB-23 jv. od Banskej Štiavnice

1 — svahové hliny; 2 — sivý tufopieskovec; 3 — hnedosivé epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy biotiticko-amfibolického andezitu; 4 — sivé až hnedé tufitické siltovce a pieskovce so zvyškami zuhoľnatených rastlín; 5 — drobnouľomkovitá vulkanická brekcia biotiticko-amfibolického andezitu; 6 — epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy s ojedinelými úlomkami biotiticko-amfibolického andezitu do 4 cm; 7 — premenený pyroxenický andezit I. etapy.

Fig. 21 Section of the Červená studňa formation in the borehole BB-23 SE of Banská Štiavnica. 1 — scree, 2 — gray tuffaceous sandstone, 3 — epicl. volc. sandstones and reworked tuffs of biotite-hornblende andesite, 4 — gray to brown tuffitic siltstones and sandstones with plant fragments, 5 — fine epicl. volc. breccia of biotite-hornblende andesite, 6 — epicl. volc. sandstones and reworked tuffs of biotite-hornblende andesite with andesite fragments up to 4 cm, 7 — altered pyroxene andesite.

Chronostratigrafické údaje. Lávoý prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu z vrhu PKL-2 (hĺbka 167,6 m) bol metódou stôp po delení uránu (fission track) datovaný na $15,6 \pm 0,5$ mil. r. (I. Repčok 1980, 1981).

Na základe palinologického vyhodnotenia sedimentov, v povrchových odkryvoch a vo vrtoch BB-20, BB-23, BB-28, PV-7, Šb. 3, ich E. Planderová zaraďuje do vrchného bádenu.

Studenská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie (V. Konečný—J. Lexa 1979) podľa obce Banský Studenec, ktorá sa nachádza v oblasti rozšírenia formácie (súvrstvia). III. etapa v zmysle V. Konečného (1970).

Definícia. Ako studenskú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme produkty explozívno-efuzívnej a extruzívnej aktivity amfibolicko-biotitických andezitov (\pm kremeň, \pm pyroxén), akumulované prevažne v oblasti štiavnickej kaldery v priebehu jej subsidencie a sčasti transportované na vonkajší stratovulkanický svah.

Stratotyp (typové profily). Profily extruzívnymi telesami — zárez trate Kysihýbel—Kozelník a pri hradskej Banská Belá—Kozelník, profily cez vrchnú časť kaldery tvorenú pyroklastickými a epiklastickými súvrstviami jz. od obce Ilija na svahu Za Bielou cestou (obr. 22).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Explozívno-efuzívne a extruzívne produkty tvoria hlavnú masu výplne vyšších častí štiavnickej kaldery formovanej pozdĺž zakriveného zlomového systému o priemere 18×22 km. Subsidencia kaldery bola kompenzovaná akumulovaním lávových a vulkanoklastických hmôt v hrúbke približne 350 m a viac. V miestach prerušenia kalderového zlomového pásma boli erupované masy transportované na vonkajší svah, kde tvoria výplň paleoúdolí s radiálnou orietáciou:

a) Vo východnej časti stratovulkánu je to paleoúdolie smeru V—Z Podhorie—Dubovo pri južnom okraji zaplňované lávovými a pri severnom okraji epiklastickými brekciami a konglomerátmi;

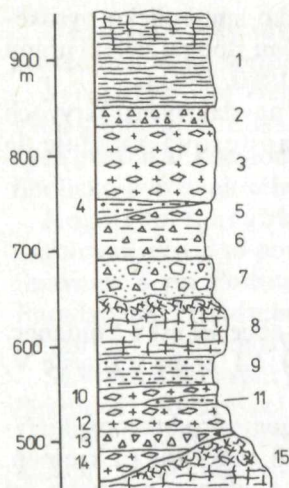
b) severne od kalderového zlomu je to paleoúdolie S—J smeru (Močiar—Hronská Breznica), ktoré pokračovalo ďalej na sever, paleoúdolie zaplnené zbrekčiovatými lávovými prúdmi a vo vrchnej časti epiklastikami v hrúbke 520 m (vrt JF-1, J. Forgáč 1974);

c) západne od kalderového zlomu je paleoúdolie V—Z (Žarnovica—Rudno n/Hrnom—Nová Baňa—oblasť Veľkého Inovca) vyplnená lávovými prúdmi a epiklastickými horninami;

d) v južnej časti bol kalderový zlom prerušený v oblasti pri obci Počúvadlo (vrt KU-1) — Tenatište — Sebetina nad Jablňovcami. Paleoúdolie je v spodnej časti vyplnené zbrekčiovatými lávovými prúdmi a vo vyššej časti epiklastikami a pyroklastikami.

Ako samostatné izolované telesá vystupujú v južnej časti Vtáčnika extrúzie nad Župkovom a Ostrý Grúň.

V oblasti kaldery sú produkty formácie (súvrstvia) uložené bezprostredne na vulkanicko-sedimentárnej výplni červenostudnianskej formácie (súvrstvia), na vulkanickom svahu na erodovanom povrchu spodnej stratovulkanickej stavby. V nadloží sú uložené explozívne produkty bielokamenského súvrstvia a lávové prúdy formácií (súvrství) vrchnej stratovulkanickej stavby.



Obr. 22 Litologická kolonka studenskej formácie (súvrstvia) a bielokamenského súvrstvia v južnej časti štiavnickej kaldery (sv. svah Sitna a okolie Ilije)

Sitniansky efuzívny komplex: 1 — lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom. Bielokamenské súvrstvie: 2 — drobnoušľomkovité epiklastické vulkanické brekcie a pieskovce s materiálom biotiticko-amfibolických a amfibolicko-pyroxenických andezitov; 3 — pemzový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom; 4 — epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy; 5 — redeponovaný pemzový tuf amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom, ojedinelé úlomky andezitov; 6 — jemné až hrubé epiklastické vulkanické pieskovce s polohami drobnoušľomkovitých brekcií, materiál amfibolicko-biotitických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. Studenská formácia (súvrstvie): 7 — jemné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie sklovitého amfibolicko-biotitického andezitu; 8 — lávový prúd amfibolicko-biotitického andezitu vo vrchnej časti s prechodmi do lávovej brekcie; 9 — jemné až hrubé epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov, materiál amfibolicko-biotitických andezitov; 10 — pemzový prúd amfibolicko-biotitického andezitu; 11 — epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy; 12 — pemzový prúd amfibolicko-biotitického andezitu; 13 — netriedené epiklastické vulkanické brekcie s materiálom amfibolicko-biotitických andezitov a starších pyroxenických andezitov; 14 — pemzový prúd amfibolicko-biotitického andezitu. Červenostudnianska formácia (súvrstvie): 15 — lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom.

bolicko-biotitického andezitu; 11 — epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy; 12 — pemzový prúd amfibolicko-biotitického andezitu; 13 — netriedené epiklastické vulkanické brekcie s materiálom amfibolicko-biotitických andezitov a starších pyroxenických andezitov; 14 — pemzový prúd amfibolicko-biotitického andezitu. Červenostudnianska formácia (súvrstvie): 15 — lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom.

Fig. 22 Columnar section of the Studenec and Biely Kameň formations in the southern part of the Štiavnica caldera. The Sitno effusive complex: 1 — lava flow of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite. The Biely Kameň formation: 2 — fine epiclastic volc. breccias and sandstones formed of biotite-hornblende and hornblende-pyroxene andesites material. 3 — pumice flow deposits of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite, 4 — epicl. volc. sandstones and reworked tuffs, 5 — reworked pumice tuff of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite, 6 — fine to coarse epicl. volc. sandstones of fine breccias, material of biotite-hornblende and hornblende-pyroxene andesites, The Studenec formation: 7 — fine to coarse epicl. volc. breccias of glassy biotite-hornblende andesite, 8 — lava flow of biotite-hornblende andesite with lava breccia in the upper part, 9 — fine to coarse epicl. volc. sandstones of biotite-hornblende andesite with intercalations of siltstones, 10 — pumice flow deposits of biotite-hornblende andesite, 11 — epicl. volc. sandstones and reworked tuffs, 12 — pumice flow deposits of biotite-hornblende andesite, 13 — unsorted epicl. volc. breccia formed of biotite-hornblende andesite and older pyroxene andesite fragments, 14 — pumice flow deposits of biotite hornblende andesite. The Červená studňa formation: 15 — lava flow of biotite-hornblende-pyroxene andesite.

Litologicko-petrografická charakteristika. Produkty explozívno-extruzívnej aktivity vo výplni kaldery sa vyznačujú značnou variabilitou. V jv. priestore kaldery (Ilija—Antol), ktorá predstavuje pomerne najmenej zaklesnutý segment, je výplň tvorená pemzovo-tufovými sedimentmi, chaotickými brekciami pyroklastických prúdov (späť s explozívnymi deštrukciami dómov), hrubými až blokovými epiklastickými brekciami, epiklastickými pieskovecami, s vložkami siltovcov. Najvyšším členom výplne sú epiklastické brekcie až konglomeráty so zmiešaným materiálom mladších pyroxenických andezitov.

Kalderová výplň severne od Sklených Teplíc je overená vrtom H-1 (J. Forgáč 1975). V úseku 378,5—814,5 m je teleso amfibolicko-biotitického až biotiticko-amfibolického andezitu, epiklastické pieskovce, brekcie, ílovec a vitrokryštálové tufy. Vrt overuje dve telesá staršieho pyroxenického andezitu, ktoré predstavujú pravdepodobne skĺznuté bloky z okrajov kalderového zlomu.

V rámci lávových telies sú vymedzené: extrúzie dómatického typu, prechodné formy z dómov do lávových prúdov, lávové prúdy veľkých hrúbok, dajky, nepravidelné prieniky a formy typu tholoidov a ihiel.

Petrografickým štúdiom bola zistená škála variet v dôsledku premenlivého obsahu výrastlíc: amfibolicko-biotiticko-pyroxenický andezit, biotiticko-amfibolický andezit s hypersténom, amfibolicko-biotitický andezit s hypersténom, amfibolicko-biotitický andezit so sporadickým augitom a hypersténom, amfibolicko-biotitický andezit dacitický až daciticko-amfibolicko-biotitický andezitový porfýr s hypersténom.

Chronostratigrafické údaje. Andezitová extrúzia pri Antole bola metódou K/Ar datovaná na $15,2 \pm 0,1$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969).

I. Repčok datoval metódou stôp po delení uránu (fission track) (1978, 1979, 1980, 1981) väčší počet vzoriek lávových telies a vulkanoklastík:

dajka 1 km jz. od Kozelníka	$16,4 \pm 1,4$ mil. r. (Amf), $16,3 \pm 0,6$ mil. r. (Bi),
fragment biotiticko-amf. andezitu pri Dubove	$15,2 \pm 1,2$ mil. r. (Bi), $15,8 \pm 1,3$ mil. r. (Amf),
fragment pyroklast. prúdu pri Počúvadle	$15,8 \pm 1,3$ mil. r. (Amf), $15,0 \pm 1,2$ mil. r. (Bi),
amfibolicko-biotitický andezit vrt HŠ-16	$15,4 \pm 1,2$ mil. r. (Bi),
amfibolicko-biotitický andezit údolie Richňavy	$16,4 \pm 1,0$ mil. r. (Amf), $16,0 \pm 0,3$ mil. r. (Bi),
biotiticko-amfibolicko-pyroxenický andezit pri Ilji	$15,0 \pm 1,0$ mil. r. (Bi),
biotiticko amfibolický andezit pri Ilji	$15,7 \pm 1,0$ mil. r. (Amf),
biotiticko-amfibolický andezit jv. od 717,1 s. od Sitna	$15,1 \pm 0,4$ mil. r. (Amf),
amfibolicko-biotitický andezit Chmelovská	$15,0 \pm 0,4$ mil. r. (Amf), $14,8 \pm 0,8$ mil. r. (Bi),
pemzový prúd biotiticko-amfibolických andezitov pri Ilji	$15,5 \pm 0,3$ mil. r. (Amf), $15,4 \pm 0,3$ mil. r. (Bi),
fragment biotiticko-amfibolického andezitu z epiklastík jv. od Ilije	$15,4 \pm 0,3$ mil. r. (Amf), $15,6 \pm 0,3$ mil. r. (Bi),
Z oblasti Pohronského Inovca bol datovaný amfibolicko-biotitický andezit (2 vzorky zo zárezu cesty na svahu vrchu Pastierska lúka, východne od Novej Bane):	$15,3 \pm 0,3$ mil. r. (Amf), $15,5 \pm 0,3$ mil. r. (Bi), $15,5 \pm 0,3$ mil. r. (Amf), $15,6 \pm 0,3$ mil. r. (Bi).

Komplex hornín studenskej formácie (súvrstvia) je v rámci kaldery uložený v nadloží sedimentov červenostudnianskeho súvrstvia palinologicky zaradeného do vrchného bádenu.

Sedimenty vo vrte HF-1 (pri Sklených Tepliciach) v úseku 320—541 m, ktoré predstavujú výplň kaldery na základe palinológie zodpovedajú vrchnému bádenu až včasnemu sarmatu, kým vrchná časť profilu tvorená sedimentmi žiarskej depresie (úsek 217—188) zodpovedá spodnému sarmatu.

Epiklastické súvrstvie a pyroklastická amfibolicko-biotitických andezitov vo vrte PK-1 pri Zvolene zasahujúce do tejto oblasti zo sv. časti Štiavnického pohoria sú zaradené na základe vyhodnotenia mikroflóry z ílovcových vložiek v úseku 148—152—m do vrchného bádenu až spodného sarmatu.

Na základe zhodnotenia geologickej pozície a palinologických údajov dospievame k záveru o vrchnobádenskom až spodnosarmatskom veku formácie (súvrstvia), čo zodpovedá tiež veku hlavných subsidenčných pohybov kaldery.

Rádiometricky stanovené veky pri striktnom zohľadnení rádiometrickej škály neogénu (D. Vass 1977) zodpovedajú spodnému bádenu až spodnej časti vrchného bádenu. Rozdielnosť stanovísk k stratigrafickému členeniu hraníc bádenu/sarmat diskutujeme ďalej v samostatnej časti.

Intruzívny komplex Baniska

Pomenovanie podľa osady Baniská (jz. od Banskej Štiavnice)), pri ktorej vystupuje intrúzia kremito-dioritového porfýru.

Definícia. Komplex zahrnuje intrúzie kremito-dioritových porfýrov (sily, dajky), umiestnené v subvulkanickej až medzivulkanickej úrovni v rámci štiavnickej kaldery.

Stratotyp (typové lokality). Na lokalite Juraj—štôlna (pri Banskej Štiavnici) — dajkové teleso. V záreze hradskej pri osade Baniská — ložné teleso (sil). Severne nad obcou Banská Belá — intrúzia s nepravidelným obmedzením.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Intruzívny komplex situovaný v rámci kaldery v medzivulkanickej až subvulkanickej úrovni vystupuje na povrch uprostred hornín spodnej stavby v oblasti hodruško-štiavnickej hraste. V zaklesnutých blokoch kaldery je potvrdený štruktúrnymi vrtmi. Komplex intruduje cez spodnú stavbu (produkty I. etapy) a ojedinele preniká do komplexov studenskej formácie, čo predstavuje vrchý strop jeho stratigrafickej pozície.

Litologicko-petrografická charakteristika. Na základe priestorového vystupovania a makrotexturných charakteristík sú rozlíšené: dajky, ktoré tvoria orientované telesá s dĺžkou od niekoľko desiatok metrov do 3000 m, so šírkou od niekoľko metrov do 150 m. Najväčšie nahromadenie dajok je v spodných úrovniach vulkanickej stavby pri styku s podloží, smerom do vrchných úrovní sa vytrácajú. V štiavnickej oblasti prevláda orientácia SV—JZ s úklom na JV. Ložné intrúzie (sily) tvoria ploché telesá s rozsahom vyše 10 km, hrúbkou 100—300—m, situované sú hlavne pri rozhraní podložia a vulkanickej stavby. Intrúzie s nepravidelným obmedzením predstavujú nepravidelnú formu intruzívneho prieniku do okolného prostredia. Plošný rozsah telies dosahuje približne 3—4 km².

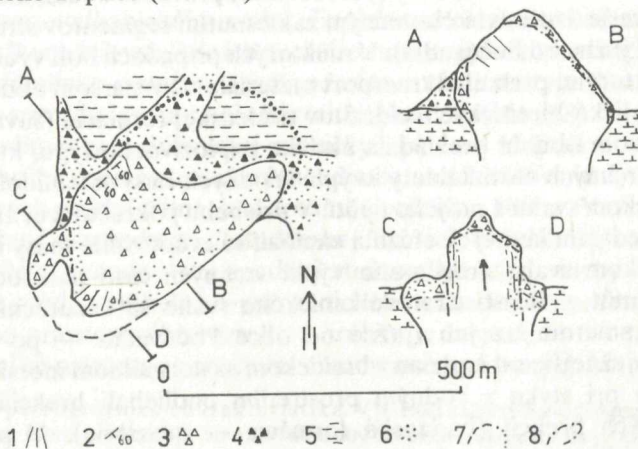
Petrografickým skúmaním (V. Konečný—A. Mihaliková 1977) boli vymedzené nasledujúce variety: kremito-dioritový porfýr bohatý na kremeň (bez draselných živcov), kremito-dioritový porfýr stredného zloženia (bez draselných živcov), kremito-dioritový porfýr stredného zloženia (s draselnými živcami v základnej hmote), kremito-dioritový porfýr chudobný na kremeň (s draselnými živcami v základnej hmote), kremito-dioritový porfýr s pilotaxitickou základnou hmotou. U väčšiny intruzívnych telies je vývoj základnej hmoty mikroalotriomorfne zrnitý až mikroaplitický.

Chronostratigrafické údaje. K dispozícii je len jeden údaj rádiometrického datovania metódou K/Ar: $11,3 \pm 0,4$ mil. r. (G. P. Bagdasarjan et al. 1970), ktorý však vzhľadom na propylitizáciu horniny považujeme za omladený. Intrúzie kremito-dioritových porfýrov prerážajú cez spodnú vulkanickú stavbu a hodruško-štiavnickej intruzívny komplex a sporadicky prenikajú do amfibolicko-biotitických andezitov studenskej formácie (súvrstvia); to ich zaraďuje do mladšej stratigrafickej pozície. Za pravdepodobné stratigrafické nadložie považujeme produkty vulkanickej aktivity mladších pyroxenických andezitov (4. etapa).

Hlinícke ryolity

Pomenovanie podľa lokalizácie južne od Hliníka nad Hronom. Hlinícke ryolity vyčlenil J. Lexa (1969) na základe rozdielov v zložení, petrografii a veku voči

ostatným ryolitom v okolí, ktoré priraďujeme jastrabskej formácii (súvrstviu). Ide o niekoľko extrúzičných telies plagioklastových ryolitov južne od Hliníka nad Hronom, doprevádzaných miestami extrúzičnými brekciami a brekciami hyaloklastitového typu. Ako typickú lokalitu označujeme Szabovu skalu pri ceste Hliník nad Hronom—Sklené Teplice (obr. 23).



Obr. 23 Typická lokalita hliníčkových ryolitov — Szabova skala jv. od Hliníka nad Hronom
 1 — radiálne pukliny; 2 — smer a sklon fluidálnych textúr; 3 — extrúzičné brekcie s lávovým tmelom; 4 — perlitické extrúzičné brekcie s klastickým tmelom (kyslé hyaloklastity); 5 — ryolitové tufy mladšej etapy ryolitového vulkanizmu (jastrabská formácia-súvrstvie); 6 — ryolitový materiál v sklovitom vývoji; 7 — predpokladaný rozsah telesa; 8 — rozdelenie telesa.

Fig. 23 Type locality of the Hliník rhyolites at the Szabova skala cliff SE of Hliník nad Hronom. 1 — radial jointing, 2 — strike and dip of banded rhyolites, 3 — extrusive breccias with lava matrix, 4 — perlitic extrusive breccias with clastic matrix (acid hyaloclastites), 5 — rhyolite tuffs belonging to the younger stage of rhyolite volcanism (Jastrabá formation), 6 — glassy rhyolite material, 7 — assumed extent of the extrusive dome, 8 — subdivision of the dome.

Rádiometrické datovanie hliníčkových ryolitov poskytlo výsledky metódou K/Ar $15,4 \pm 0,1$ mil. rokov (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969) a metódou stôp pod delení uránu (fission track) sa získali údaje $14,7 \pm 1,3$ mil. r. (biotit) a $14,3 \pm 1,4$ mil. r. (sklo) — (I. Repčok 1981).

Na základe pozície priraďujeme k hliníčkovým ryolitom i ryolitové teleso navrátené vrtom Kríž-1 (J. Seneš 1955) v hĺbke 848,4—1002,2 m pod sarmatskými sedimentmi Žiarskej kotliny. K hliníčkovým ryolitom možno podmienične priradiť i ryolitovú dajku vo v. svahu Pastierskej, severne od Novej Bane, ktorej rádiometrické datovanie metódou stôp po delení uránu (fission track) dalo výsledky $14,4 \pm 0,4$ mil. r. (biotit) a $13,8 \pm 0,3$ mil. r. (sklo) — (I. Repčok 1981).

Vrchná stratovulkanická stavba

Produkty obnoveného explozívno-efúzičného andezitového vulkanizmu (4. etapa — V. Konečný 1979) sú sčasti akumulované v rámci kaldery, v prevažnej miere

však predstavujú nesúvislý pokryv na svahoch staršej stratovulkanickej stavby. Eruptívne centrá tejto aktivity (neky, dajky) sú rozptýlené v rámci kaldery a na vonkajšom stratovulkanickom svahu v blízkosti kalderového zlomu.

Ako komunikačné cesty pre transport erupovaných más na vonkajší vulkanický svah slúžili hlboké erozívne zárezy (paleoúdolia) prevažne s radiálnou orientáciou, prípadne depresie vzniknuté čiastočným zaklesnutím segmentov stratovulkanickej stavby (oblasť južne od Počúvadla). V niektorých prípadoch boli využité tiež staršie paleoúdolia, ktorými prebiehal transport materiálu už v staršom období v priebehu erupcií amfibolicko-biotitických andezitov studenskej formácie (súvrstvia).

V počiatocnom období prevládala aktivita explozívneho typu, ktorej produkty tvoria výplň vrchných častí kaldery i výplň spodných častí paleoúdolí a depresí na stratovulkanickom svahu a pri jeho úpätí. V priebehu pokračujúcej aktivity charakteristickej striedaním lávových efúzií a explózií sú erupované masy hromadené na stratovulkanickom svahu, kde tvoria výplň vrchných častí paleoúdolí. Uloženie eruptívnych hmôt v oblasti stratovulkanického svahu sa uskutočnilo v prostredí suchej zeme, smerom na juh (južne od obce Počúvadlo — po obec Baňan) v limnickom a južnejšie od Ladzian v brakickom až normálnom morskom prostredí. Lávové prúdy pri styku s vodným prostredím podliehali brekciácii za vzniku hyaloklastitových brekcií (baňanská formácia — súvrstvie). V pokročilom až záverečnom štádiu prevláda efúzívna aktivita, ktorej výsledkom sú hrubé lávové príkrovy v západnej časti stratovulkánu.

V jv. časti štíavnických vrchov pôvodne V. Konečný—J. Lexa (1979) rozlišovali formáciu (súvrstvie) Počúvadlo a Čierne Blato. Tieto názvy citoval aj I. Repčok (1981). Novšie mapovanie v uvedenej oblasti si vyžiadalo zmeny litostratigrafického členenia a horniny týchto formácií (súvrství) sú zahrnuté do bielokamenského súvrstvia, ladzianskeho súvrstvia, baňanskej formácie (súvrstvia) a drastvickej formácie (súvrstvia).

Bielokamenské súvrstvie

Pomenovanie podľa vrchu Biely kameň pri obci Ilija. Staršie označenie „tufy typu Biely kameň“ použil J. Burian (1964).

Definícia. Ako bielokamenské súvrstvie vyčleňujeme súbor pemzových tufov a epiklastík amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom vo vrchnej časti výplne štíavnickej kaldery a ekvivalenty na svahoch stratovulkánu.

Stratotyp (typové profily). Odkryvy jz. od obce Ilija (lokality Biely kameň pod k. 657,1; (obr. 22).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. a) Oblasť kaldery. Súvrstvie je zastúpené najúplnejším litologickým sledom v jv. časti kaldery v priestore Ilija—Sitno—Biely kameň, v podloží lávového príkrovu Sitno—Biely kameň a na západnom svahu Petrov vrch, k. 948. Ďalšie výskyty sedimentov v podloží lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom sú pri Podhorí a severne od Podhoria (Brezový hrad, k. 811—Snoža, k. 834), pri severnom okraji kaldery v podloží prúdov Demian (k. 615) — Laz Plieška (k. 795). Patrí sem i tzv. močiarska panvička.

Sedimenty s polohami tufov vystupujú tiež v západnej časti kaldery nad osadou Lukavice v podloží lávových prúdov Kašivár (k. 592), pri samote Lepňov, ďalej pri Žarnovici pod k. 523 a nad Dolnými Hámrami.

Pri jz. okraji kaldery sú pemzovo-tufové sedimenty jz. od Dekýša v podloží lávového prúdu pod k. 623,2.

b) Oblasť stratovulkanického svahu. Explozívne produkty boli transportované tiež na stratovulkanický svah, kde ich nachádzame ako spodnú časť výplne paleoúdolí v podloží amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom typu Sitna a pyroxenických andezitov s amfibolom dookola štiavnickej kaldery (obr. 18). Zaraďujeme sem tiež tufitické sedimenty hrabičovskej panvičky v jv. časti Vtáčnika.

Maximálne hrúbky pemzovo-tufových sedimentov sú evidované v jv. časti kaldery v podloží lávových prúdov Sitna, kde dosahujú približne 100 m. V rámci kaldery sú sedimenty uložené na produktoch studenskej formácie (súvrstvia), na svahu stratovulkánu v nadloží denudovanej spodnej stratovulkanickej stavby. V nadloží sú uložené lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom.

Z uvedeného priestorového rozsahu a hrúbky je zrejmé, že úvodné explozívne erupcie mali veľké rozmery so značným objemom erupovaných hmôt.

Litologicko-petrografická charakteristika. V jv. časti kaldery hlavný objem tvoria uloženiny pemzových prúdov, ktoré predstavujú 50–100 m hrubý horizont s úklonom na juhovýchod. Pemzové prúdy sú oddelované polohami redeponovaných tufov.

Vrchnú časť výplne tvoria polohy epiklastických brekcií, hrubotriedených až netriedených, s úlomkami amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom a starších amfibolicko-biotitických andezitov, polohy epiklastických pieskovcov, tufopieskovcov a redeponovaných pemzových tufov.

V ostatných častiach kaldery prevládajú redeponované pemzové tufy, epiklastické pieskovce a tufopieskovce. V močiarskej panvičke sú prítomné tufitické ílovce, siltovce a diatomity. Na vonkajšom svahu sú fácie v analogickom vývoji vrátane uloženín pyroklastických pemzových prúdov.

Bielokamenské súvrstvie predstavuje produkty explozívnej vulkanickej aktivity uložené v terestrických až fluvialno-limnických podmienkach v oblasti štiavnickej kaldery a v radiálne orientovaných paleoúdoliach na svahoch stratovulkánu.

Chronostratigrafické údaje. Datovaním pemzového tufu (metódou K/Ar (južne od obce Ilija) bol získaný údaj $15,0 \pm 0,5$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969). Metódou stôp po delení uránu (fission track) bol datovaný pemzový prúd vo vrte PKL-1 (hĺbka 46,9 m) na $15,0 \pm 0,7$ mil. r. (I. Repčok 1981).

Palinologické zhodnotenie sedimentov hrabičovskej panvičky indikuje spodnosarmatský vek (pozri str. 19), podobne ako vyhodnotenie makroflóry močiarskej panvičky (V. Sitár 1970).

Sitniansky efuzívny komplex

Pomenovanie podľa vrchu Sitno (1009 m) tvoreného reliktom lávového prúdu (V. Konečný—J. Lexa 1979).

Definícia. Komplex tvoria lávové prúdy, resp. súbor lávových prúdov amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom uložených na bielokamenskom súvrství, prípadne na starších komplexoch spodnej vulkanickej stavby.

Stratotyp (typové profily). Lávový príkrov Sitna (1009 m).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. V oblasti kaldery relikv lávového prúdu buduje vrcholové časti Sitna—Sitience—Biely kameň a presahuje kalderový zlom s pokračovaním v smere na jv. (Hlava, k. 619—Slaný vrch—Bralo—Končitý vrch, k. 429). Druhý lávový prúd je vo výplni paralelného údolia Hrubá hora — Saský vrch, k. 712—Ostrý vrch, k. 616. Na stratovulkanickom svahu v jv. a v. časti sú relikty lávového prúdu v oblasti Žibritova a v sedle pod Jabloňovým vrchom (v podloží lávového prúdu pyroxenického andezitu).

Zvyšky prúdov sú v rámci kaldery severne od Podhoria — Brezový hrad, k. 811—Jasenov vrch, k. 829—Laz Plieška, k. 795—Demian, K. 615 a na vonkajšom svahu Suť, k. 718. Na severnom svahu stratovulkánu je lávový prúd vo výplni paleoúdolia smerom od Močiara k Jalnej v podloží lávových príkrovov pyroxenického andezitu.

V jz. časti kaldery sú relikty lávového príkrovu medzi jazerom Počúvadlo—Dekýšom a obcou Počúvadlo (Lipovo, k. 740, Repiny, k. 680 a pod.) a pokračujú na západ pod Uhliská, kde tvoria vrcholy Tlstý vrch, k. 615 a Maizibl, k. 536.

V západnej časti stratovulkánu, kde už v období vulkanizmu amfibolicko-biotitického andezitu došlo k prerušeniu kalderového zlomu a vzniklo paleoúdolie v smere na západ do oblasti Pohronského Inovca, bolo toto prerušenie znovu využité ako komunikačný kanál, ktorým sa lávové prúdy pohybovali na západ do oblasti Veľkej Lehôtky, Vojšina, k. 819. V tomto priestore nejde o jednotlivé prúdy, ale o sukcesiu lávových prúdov o celkovej hrúbke do 250 m.

Lávové komplexy, resp. komplexy prúdov, sú uložené prevažne na bielokameniskom súvrství, len zriedkavo na denudovanom povrchu staršej stavby, prípadne na studenskej formácii (súvrství). V nadloží sú lávové prúdy mladších pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov.

Litologicko-petrografická charakteristika. Lávové prúdy tvoria doskovité telesá hrubé 50 až 120 m, s výraznou lamináciou v nadbazálnej časti. Komplexy lávových prúdov sú tvorené prúdmi, ktoré sú na 50 % zbrekčovatené (svahy Drastvica). Smerom k západnému okraju stratovulkánu pozorujeme ubúdanie brekciácie a narastanie hrúbok.

Petrograficky sú lávové prúdy tvorené amfibolicko-pyroxenickým andezitom stredno-až hruboporphyrickým s premenlivým obsahom biotitu. Z pyroxénov prevláda hyperstén nad augitom.

Chronostratigrafické údaje. Metódou stôp po delení uránu (fission track, I. Repčok 1981) boli získané údaje: lávový prúd 2 km sv. od Prenčova $14,5 \pm 0,3$ mil. r. (Bi), lávový prúd 1 km s. od Krnišova (Slnný vrch) $14,4 \pm 0,3$ mil. r. (Bi).

Efuzívnemu komplexu Sitna priraďujeme aj komplex lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov vystupujúci v analogickej pozícii na sedimentoch hrabičovskej panvičky a na staršej vulkanickej stavbe v jv. časti Vtáčnika (označené V. Konečným—J. Lexom 1979 ako efuzívny komplex Žiaru). Jednotlivé prúdy sú 50—100 m hrubé, vo vrchnej časti zbrekčovatené. Prúdy neboli datované.

V jv. sektore stratovulkanickej stavby (j. od obce Počúvadlo) sa uloženie eruptovaných más IV. etapy uskutočnilo v limnicko-fluviálnom prostredí a južnejšie (na juh od obce Ladzany) v brakickom až normálne morskem prostredí, čo výrazne ovplyvnilo litologický charakter hornín. Sukcesný sled v tejto oblasti prejavuje niektoré odlišnosti voči ostatným častiam stratovulkanickej stavby.

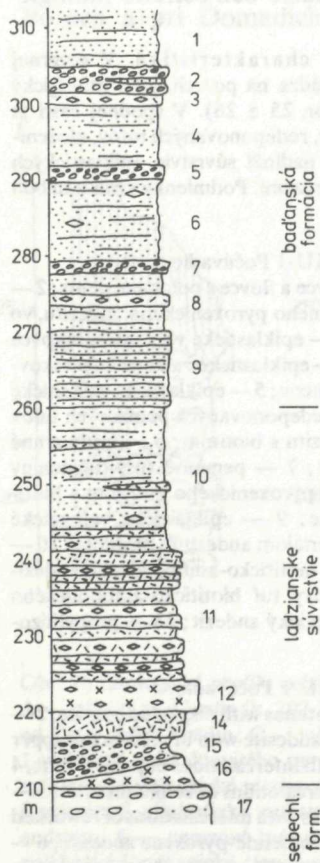
Ladzianske súvrstvie

Pomenovanie podľa typickej lokality pri obci Ladzany.

Definícia. Ako ladzianske súvrstvie vyčleňujeme produkty explozívnej aktivity amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (pemzové tufy, redeponované pemzové tufy, epiklastické pieskovce) uložené v nadloží sebechebskej formácie (súvrstvia) v jv. časti stratovulkánu.

Stratotyp (typové profily). Typický profil pri obci Ladzany (obr. 24). Profily vrtov KU-1 (obr. 25), GK—10, SB—3.

Rozšírenie, hrúbky, hranice. Litologické členy súvrstvia sú rozšírené na báze paleoúdolia v jz. sektore stratovulkánu od oblasti pri obci Počúvadlo smerom na juh



Obr. 24 Typový profil ladzianskeho súvrstvia v strži jz. od Ladzian. Spodné členy nadložnej bad'ňanskej formácie (súvrstvia): 1 — zvrstvené a triedené tmavé epiklastické vulkanické pieskovce; 2 — epiklastický vulkanický zlepenec s vložkami pieskovcov; 3 — svetlý redeponovaný tuf s pemzou; 4 — jemné až hrubé tmavé epiklastické vulkanické pieskovce; 5 — zlepenec; 6 — jemné až hrubé zvrstvené a triedené epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami redeponovaných pemzových tufov; 7 — jemný zlepenec; 8 — stredno- až hrubozrné epiklastické vulkanické pieskovce s polohou redeponovaného tufu v strede; 9 — zvrstvené a triedené epiklastické vulkanické pieskovce.

Ladzianske súvrstvie: 10 — stredno- až hrubozrné, hnedasté epiklastické vulkanické pieskovce s ojedinelou pemzou a vložkami hnedých redeponovaných tufov andezitu s biotitom; 11 — lavicovité hnedé redeponované tufy s pemzou andezitu s biotitom, miestami zvrstvené s piesčitou prímiesou alebo polohami svetlých redeponovaných tufov; 12 — mierne spečené uložieniny pemzového prúdu andezitu s biotitom; 14 — redeponovaný tuf bohatý na biotit; 15 — nespevnené piesky a zlepenec s hojným biotitom; 16 — červený, spečený pemzový prúd andezitu s hojným biotitom.

Podložná sebechebská formácia (súvrstvie); 17 — zlepenec a pieskovce.

Fig. 24 Type section of the Ladzany formation in a gulch SW of the village Ladzany. Lower members of the overlying Baďan formation: 1 — bedded and sorted dark epicl. volc. sandstones, 2 — epicl. volc. conglomerate with intercalations of sandstones, 3 — reworked pumice tuff, 4 — fine to coarse dark epicl. volc. sandstones, 5 — epicl. volc. conglomerate, 6 — fine to coarse, bedded and sorted dark epicl. volc. sandstones with intercalations of reworked pumice tufts, 7 — fine epicl. volc. conglomerate, 8 — epicl. volc. sandstones with horizon of reworked pumice tuff in the middle, 9 — bedded and sorted dark epicl. volc. sandstones.

Ladzany formation: 10 — medium to coarse grained brown

epicl. volc. sandstones with dispersed pumice and intercalations of brown reworked tufts of biotite-bearing andesite, 11 — unsorted brown reworked tufts with pumice of biotite-bearing andesite, 12 — slightly welded pumice flow deposits of biotite-bearing andesite, 14 — reworked tuff rich in biotite, 15 — unconsolidated sands and gravels rich in biotite, 16 — red welded pumice flow deposits of pyroxene-hornblende-biotite andesite. Underlying Sebecheby formation: 17 — epicl. volc. conglomerates and sandstones.

v priestore Ladzany—Domadice—Tekovské Trstany—Krškany. V južnej časti sú explozívne produkty (pemzové tufy) naširoko rozplavované a redeponované, čo podmieňuje neostré južné ohraničenie súvrstvia.

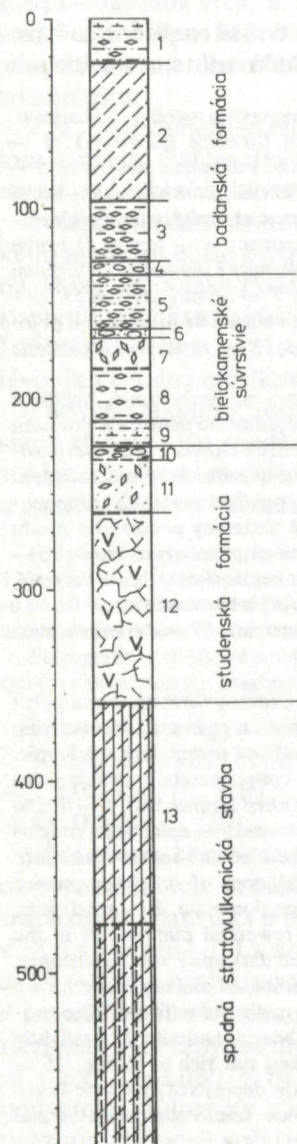
Hrúbka súvrstvia je v s. časti, asi 90 m (vrt KU-1) obec Počúvadlo, pri Ladzanoch 50 m (vrt SB-3) a pri Tekovských Trstanoch 80—100 m.

Súvrstvie je v s. časti uložené na explozívnych produktoch studenskej formácie (súvrství — analogicky ako bielokamenské súvrstvie v rámci kaldery), pri v. okraji (pri Ladzanoch na strednobádenskej sebechebskej formácii — súvrství), z. od Ladzian (vrt GK-10) na komplexe spodného bádenu. Uloženie bázy je výrazne diskordantné.

V nadloží sú uložené vulkanicko-sedimentárne komplexy baďanskej formácie bez ostrého litologického rozhrania.

Litologicko-petrografická charakteristika. V severnej časti rozšírenia súvrstvie nevychádza na povrch, jeho litologický charakter overuje vrt KU-1 (obr. 25 a 26). V spodnej časti je poloha epiklastických pieskocov, redeponovaných tufov, uloženiny pemzového prúdu a v jeho nadloží súvrstvie epiklastických pieskocov s redeponovanými pemzami. Podmienky vzniku tu boli terestrické — fluviaľne.

Obr. 25 Litologický profil vrtu KU-1 Počúvadlo



1 — epiklastické vulkanické siltovce a íľovce s polohami pemz; 2 — lávový prúd sklovitého leukokrátneho pyroxenického andezitu, vo vrchnej časti zbrekčovatený; 3 — epiklastické vulkanické siltovce s polohami pemzových tufov; 4 — epiklastické vulkanické pieskovce s polohami andezitových zlepenecov; 5 — epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s polohami redeponovaných pemzových tufov amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom; 6 — hrubozrnné pieskovce a andezitové zlepenecy; 7 — pemzové tufy (uloženiny pemzových prúdov) amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom; 8 — ako 5, ale jemnejšie; 9 — epiklastické vulkanické pieskovce, siltovce a íľovce s materiálom andezitu s biotitom; 10 — epiklastický vulkanický zlepenec biotiticko-amfibolického andezitu; 11 — redeponovaný pemzový tuf biotiticko-amfibolického andezitu; 12 — biotiticko-amfibolický andezit; 13 — propylitizované andezity I. etapy.

Fig. 25 Profile of the borehole KU-1 Počúvadlo.

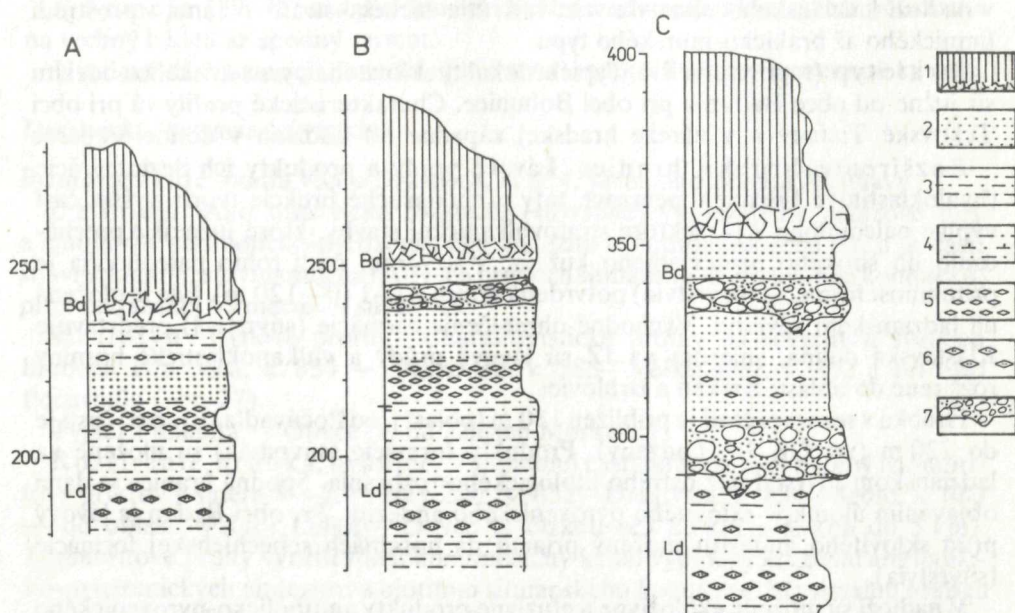
1 — epicl. volc. siltstones and claystones with dispersed pumice, 2 — lava flow of glassy feldsparphyric andesite with breccia in the upper part, 3 — epicl. volc. siltstones with intercalations of pumice tufts, 4 — epicl. volc. sandstones with intercalations of conglomerates, 5 — epicl. volc. sandstones and siltstones with intercalations of reworked pumice tufts of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite, 6 — coarse epicl. volc. sandstones and conglomerates, 7 — pumice flow deposits of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite, 8 — the same as 5, 9 — epicl. volc. sandstones, siltstones and claystones formed of biotite-bearing andesite material, 10 — epicl. volc. conglomerate of biotite-hornblende andesite, 11 — reworked pumice tuff of biotite-hornblende andesite, 12 — biotite-hornblende andesite.

Pri Ladzanoch sú v povrchových odkryvoch v bazálnej časti pemzové prúdy v hrúbke 3—5 m; vyznačujú sa mierne zváraným charakterom základnej hmoty s bohatým obsahom biotitu. Vyššie nasledujú polohy redeponovaných pemzových tufov a vo vrchných častiach litologického profilu prevládajú epiklastické pieskovce s rozptýlenými pemzami. Podobný profil overuje vrt SB-3, 2 km sz. od Ladzian. Prostredie tu bolo limnické — morské.

V západnej časti územia v oblasti Domadice—Tekovské Trstfany sú evidované tri polohy pemzových redeponovaných tufov v hrúbke 3—5 m, tvorených na 80—90 % pemzou a ílovitou hnedou základnou hmotou. Vysoký obsah biotitu je charakteristický pre najspodnejšiu polohu, vyššie pribúda augit, hyperstén, amfibol je sporadický.

V južnej časti dochádza k rozplavovaniu materiálu a k vývoju tufitických piesčitých sedimentov až tufitických pieskov. Sporadicky sú prítomné valúny porézneho andezitu amfibol-pyroxén-andezitu s biotitom pyroklastického pôvodu.

Chronostratigrafické údaje. Biostratigraficky bolo skúmané súvrstvie pri Boroch a pri Domadiciach (vrchná časť súvrstvia), ktoré A. Ondrejčíková



Obr. 26 Litologické profily ladzianskym súvrstvím a baďanskou formáciou (súvrstvím)

A — lokalita pod Ladia (k. 297,5) sz. od Tekovských Trstian; B — lokalita Chrastavky (pod k. 311,5) sv. od Tekovských Trstian; C — lokalita nad údolím Veperec (pod k. 383,2).

1 — lávový prúd sklovitého pyroxenického andezitu s bazálnou brekciou; 2 — stredno- až hrubozrnné epiklastické vulkanické pieskovce; 3 — stredno- až jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce; 4 — jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce s vložkami siltovcov; 5 — pemzové tufy pyroxenického andezitu; 6 — pemzové tufy pyroxenického andezitu s biotitom a amfibolom; 7 — stredné až hrubé epiklastické vulkanické zlepenec.

Fig. 26 Lithological sections of the Ladzany and Baďan formations. A — NW of the village Tekovské Trstfany, B — NE of the village Tekovské Trstfany, C — the valley Veperec. 1 — lava flow of glassy pyroxene andesite with breccia at the base, 2 — medium to coarse grained epicl. volc. sandstones, 3 — fine to medium grained epicl. volc. sandstones, 4 — fine epicl. volc. sandstones and siltstones, 5 — pumice tufts of pyroxene andesite, 6 — pumice tufts of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite, 7 — fine to coarse epicl. volc. conglomerates.

zaraďuje k ervíliovým vrstvám (A. Papp 1956), považované za ekvivalent spodného sarmatu (volhynu) východnej paratetydy.

Rozsievky (*diatomaceae*) z oblasti Borov spracoval M. Hajos—Z. Reháková (1974). Títo autori prichádzajú k záveru o brakickom prostredí s prítokom sladkej vody z pevniny.

Baďanská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa obce Baďan, južne od Počúvadla, pri ktorej sú charakteristické odkryvy formácie (súvrstvia).

Definícia. Ako baďanskú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme súbor lávových prúdov sklovitých, často leukokrátnych andezitov, hyaloklastitových brekcií, pemzových tufov a epiklastických vulkanických zlepcov a pieskovcov uložených v nadloží ladzianskeho súvrstvia v jz. časti štiavnického stratovulkánu, v prostredí limnického až brakicko-morského typu.

Stratotyp (typové profily). Typické lokality sklovitého pyroxenického andezitu sú južne od obce Baďan a pri obci Bohunice. Charakteristické profily sú pri obci Tekovské Trstany a v záreze hradskej západne od Ladzian v doline Veperec

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Lávové prúdy a produkty ich dezintegrácie (hyaloklastitové brekcie), pemzové tufy a epiklastické brekcie tvoria vyššiu časť výplne paleoúdolia v jv. sektore stratovulkanickej stavby, ktoré južnejšie prechádzalo do širokého prolúviálneho kužeľa. V severnej časti tohto paleoúdolia je prítomnosť formácie (súvrstvia) potvrdená vrtom KU-1 (0—120 m), kde je uložená na ladzianskom súvrství. Východné ohraničenie formácie (súvrstvia) predstavuje Klastavská dolina, smerom na JZ sú lávové prúdy a vulkanoklastické horniny rozšírené do oblasti Krškán a Brhloviec.

Hrúbka v severnej časti je približne 130 m (oblasť j. od Počúvadla) v južnej časti je do 220 m (vrt GK-10, Ladzany). Produkty formácie (súvrstvia) sú uložené na ladzianskom súvrství bez ostrého litologického rozhrania. Spodná hranica je daná objavením úlomkov sklovitého pyroxenického andezitu. Pri obci Baďan je lávový prúd sklovitého andezitu uložený priamo na horninách sebechlebskej formácie (súvrstvia).

V nadloží sú uložené explozívne a efuzívne produkty amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (drastická a priesilská formácia — súvrstvie).

Litologicko-petrografická charakteristika. V severnej časti územia (vrt KU-1; obr. 25) začína litologický sled súvrstvím epiklastických pieskovcov a siltovcov s polohami pemz hyperstenického andezitu (97,5—128,5 m), vyššie nasleduje lávový prúd sklovitého andezitu vo vrchnej a bazálnej časti intenzívne vesikulovaný a zbrekciovaný (23,0—97,5 m), vrchnú časť profilu tvoria epiklastické pieskovce s polohami pemz.

V južnej časti územia (Ladzany—Tekovské Trstany) v podloží lávových prúdov je hrubé súvrstvie epiklastických pieskovcov s polohami drobných až hrubých epiklastických zlepcov (2 až 3 polohy) a polohou pemzového tufu vo vrchnej časti súvrstvia. Vrchnú časť formácie tvoria lávové príkrovy sklovitého pyroxenického andezitu, ktoré v južnej časti dosahujú značné plošné rozšírenie a hrúbku (do 100 m). Lávové príkrovy sú uklonené 5—8° na JZ. Na báze prúdov je bazálna brekcia v hrúbke 5—8 m. Brekciácia postihuje hlavne vrchné časti lávových prúdov s prechodmi do charakteristických hyaloklastitových brekcií. Charakteristický profil stavbou v južnej časti poskytuje vrt GK-10 západne od Ladzian (spracoval K. Karolus et al. 1970), ktorý overuje dva lávové prúdy sklovitého andezitu. S lávovými

prúdmi sú späté uloženiny hyaloklastitových brekcií. V južnej časti územia je materiál hyaloklastitových brekcií rozplavovaný a zmiešaný s produktmi explozívnej aktivity za vzniku zmiešanej fácie redeponovaných hyaloklastitov a redeponovaných pemzových tufov a epiklastických pieskovcov uložených v pobrežnej zóne mora. Lávové prúdy petrograficky patria pyroxenickému andezitu, často leukokrátneho typu. Charakteristický je rozpad sklovitého andezitu na drobné angulárne úlomky.

Baďanská formácia (súvrstvie) je výsledkom efuzívnej, podradne explozívnej vulkanickej aktivity, ktorej produkty sa ukladali v severnej časti v terestických — fluvialných podmienkach paleoúdolia. V južnej časti formácie (súvrstvia) lávové prúdy dosiahli pobrežnú zónu mora, čo spôsobilo ich sklovitý charakter a vznik hyaloklastitových brekcií. Vulkanoklastický materiál bol redeponovaný a ukladaný v morskom prostredí vo forme súvrstvi zlepcov a pieskovcov.

Chronostratigrafické údaje. Lávové prúdy boli datované metódou K/Ar na lokalite Horša na $12,9 \pm 0,5$ mil. r. a na lokalite Brhlovce na $12,9 \pm 0,5$ mil. r. V podloží prúdov boli datované pemzové tufy na $12,0 \pm 0,3$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969).

F. Němejc (1967) uvádza z tufov pri Brhlovciach makroflóru, ktorá poukazuje na vrchný bádén až spodný sarmat.

Uvedené dáta a pozícia formácie (súvrstvia) indikujú jej spodnosarmatský vek.

Drastvická formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa vrchu Drastvica, k. 834, južne nad údolím Richňavy.

Definícia. Ako drastvickú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme pemzové tufy a ignimbrity amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom uložené v z. a jz. časti štíavnického stratovulkánu na lávových prúdoch sitnianskeho efuzívneho komplexu, príp. baďanskej formácie — súvrstvia.

Stratotyp (typové profily). Charakteristické profily na severných svahoch hrebeňa Drastvica, k. 834 — Vavrišová, k. 583—Veľký Žiar, k. 852 a pri obci Počúvadlo (obr. 27).

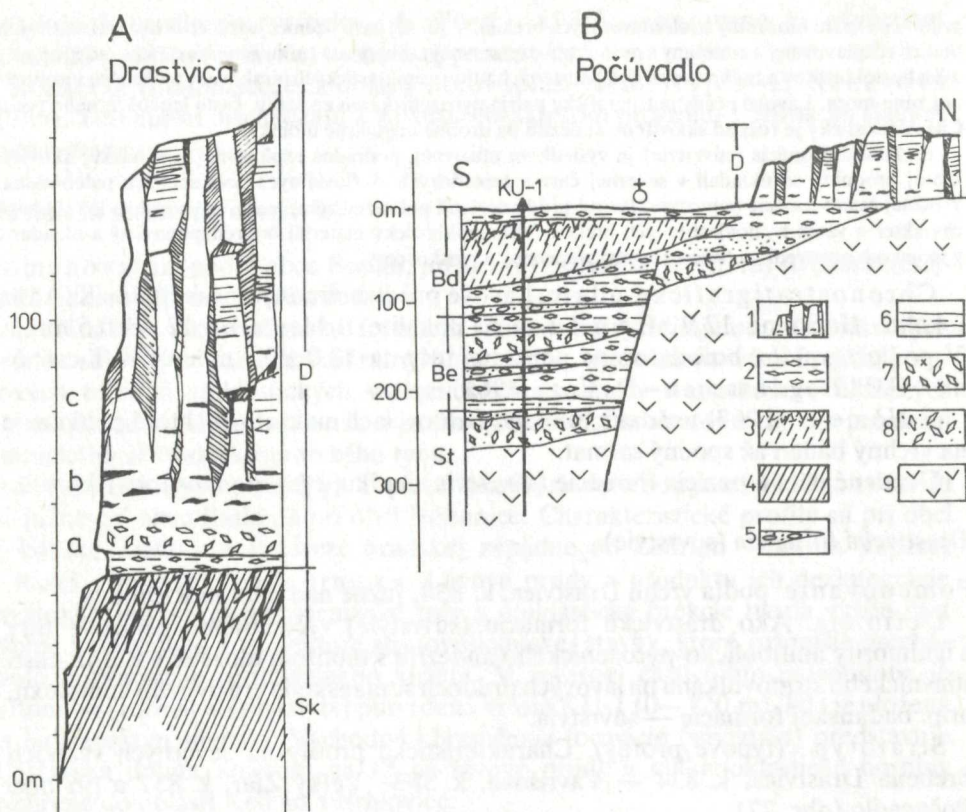
Typická lokalita — Obyce (v. od Zlatých Moraviec).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. V západnej časti pohoria je rozšírený ignimbritový príkrov v smere V—Z (Veľký Žiar, k. 852—Drastvica, k. 834—Sedlo, k. 683 — od oblasti Veľkej Lehoty—Obyce (s dĺžkou cca 25 km a šírkou do 5 km). Ignimbritové prúdy využili starší komunikačný kanál vyplnený efúziami amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom sitnianskeho komplexu. Maximálnu hrúbku dosahuje ignimbritový príkrov v. od Rudna — hrúbka 270 m, v z. časti sú hrúbky menšie.

V jz. oblasti sú pemzové tufy a ignimbrity uložené na svahoch Stará Hora, k. 471 — Obecná hora, k. 365—Ostrý vrch, k. 454, s. od oblasti Čajkovo—Gondovo.

Produkty drastvickej formácie (súvrstvia) sú v nadloží efuzívneho komplexu Sitna. Na pemzových tufoch tejto formácie (súvrstvia) na jz. okrajoch Štiavnického pohoria sú uložené lávové prúdy priesilského efuzívneho komplexu, v oblasti Pohronskeho Inovca lávové prúdy inoveckej formácie (súvrstvia).

Za ekvivalent drastvickej formácie (súvrstvia) považujeme polohy pemzových tufov a ignimbrity v oblasti obce Počúvadlo, uložené na lávových prúdoch sklovitých pyroxenických andezitov baďanskej formácie (súvrstvia), ktoré pokračujú na juh do oblasti Ladzian. V nadloží je uložený lávový príkrov amfibolicko-pyroxenického andezitu (\pm biotit) masívu Veľký Gregor.



Obr. 27 Litologické profily drastvickej formácie (súvrstvia)

A — svahy pod k. 852 — Drastvica; B — oblasť pri obci Počúvadlo. 1 — ignimbrity formácie Drastvica (a — pásmo bez zvárania a deformácie pemzových fragmentov, b — pásmo deformácie a zvárania pemzových fragmentov a vznik „fiamme“, c — pásmo homogénnejšieho ignimbritu so stĺpcovou odlučnosťou kontrakčného pôvodu); 2 — epiklastické siltovce — ílovcy s polohami pemz; 3 — lávový prúd sklovitého a leukokrátneho pyroxenického andezitu, vo vrchnej časti zbrekčovatený (baďanská formácia (súvrstvie); 4 — lávový prúd amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom (sitniansky komplex), zbrekčovatený; 5 — epiklastické vulkanické pieskovce s polohami andezitových zlepcov; 6 — jemnozrnné epiklastické vulkanické pieskovce až siltovce; 7 — pemzové tufy (uložiny pemzových prúdov); 8 — redeponované pemzové tufy (studenská formácia — súvrstvie); 9 — amfibolicko-biotický andezit (studenská formácia — súvrstvie).

Fig. 27 Lithological sections of the Drastvica formation. A — southern slope of the mountain Drastvica, B — surroundings of the village Počúvadlo. 1 — ignimbrites (a — unwelded to slightly welded pumice tuff, b — strongly welded pumice tuff with columnar jointing), 2 — epicl. volc. siltstones and claystones with lenses of pumice, 3 — lava flow of glassy pyroxene andesite with breccia in the upper part (Badan formation), 4 — lava flow of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite (Sitno effusive complex), 5 — epicl. volc. sandstones with intercalations of conglomerates, 6 — fine epicl. volc. sandstones and siltstones, 7 — pumice flow deposits, 8 — reworked pumice tuffs of biotite-hornblende andesite (Studenc formation), 9 — biotite-hornblende andesite (Studenc formation).

Litologicko-petrografická charakteristika. Ignimbrity drastvickej formácie (súvrstvia) sa vyznačujú vysokým stupňom kompaktie a zvrátenia, prítomnosťou šošovkovitých až páskovitých „fiame“, ktoré pri vysokom stupni zvrátenia zanikajú. Na báze ignimbritového príkrovu je poloha nespečenných tufov. Maximálny stupeň zvrátenia je v nadbazálnej až strednej časti ignimbritového príkrovu (hornina nadobúda až homogénny charakter), vo vrchnej časti príkrovu intenzita zvrátenia opäť klesá. Odlučnosť je nepravidelná bloková až stĺpcová, kontrakčného pôvodu. Charakteristiky ignimbritov v západnej časti pohoria uvádza K. Karolus—E. Karolusová (1978), ignimbrity pri obci Počúvadlo opisuje V. Konečný (1970).

Pri jz. okraji pohoria sú v prevahe pemzové tufy (svahy pod Obecnu horou, k. 355 — Bukovským vrchom, k. 570), ktoré predstavujú uloženiny pemzových prúdov o nižšej teplote vzhľadom na severnejšie pásmo. Uloženie pemzovo-tufového materiálu je chaotické, pemzové fragmenty sú málo deformované až nedeformované, lokálne je zvýšený stupeň kompaktie a mierneho zvrátenia.

Redeponované tufy (najmä v oblasti Beňadik—Psiare) sú zvrstvené a slabo triedené, s drobným opracovaným materiálom. V oblasti pod Starou Horou, k. 471 nad Rybníkom, sú polohy epiklastických brekcií s úlomkami podložných hornín.

Petrograficky patria ignimbrity a pemzové tufy amfibolicko-pyroxenickému andezitu s bitotom.

Z priestorového rozsahu a hrúbky produktov formácie (súvrstvia) vyplýva, že išlo o erupciu veľkého objemu explozívneho materiálu. Po erupcii na vulkanický svah ďalší pohyb pyroklastického materiálu sa uskutočnil prostredníctvom pemzovo-popolových prúdov o vysokej teplote, ktoré pri pohybe využívali paleoúdolia a depresie na povrchu stratovulkanickej stavby. Po uložení žeravého materiálu dochádzalo k zvráteniu a deformácii pemzových fragmentov v poloplastickom stave za vzniku ignimbritov. V severnejšom pásme sa uloženie explozívneho materiálu uskutočnilo v prostredí suchej zeme, pri jv. okrajoch Štiavnického pohoria, čiastočne v morskom prostredí plytkého litorálneho pásma, čo podmienilo redepozíciu materiálu za vzniku súvrstvia redeponovaných tufov a epiklastických hornín.

Chronostratigrafické údaje. Ignimbrit pri Obyciach bol datovaný metódou K/Ar na $8,8 \pm 0,7$ mil. r. (lab. G. P. Bagdasarjána).

Metódou stôp po delení uránu (fission track) boli získané veľmi rozdielne údaje (I. Repčok 1976, 1978):

ignimbrit pri Obyciach	$6,1 \pm 0,5$ mil. r. (Bi), $7,2 \pm 0,6$ mil. r. (Amf);
ignimbrit lok. Drastvica	$10,8 \pm 1,0$ mil. r. (sklo), $11,4 \pm 0,9$ mil. r. (Bi), $11,4 \pm 0,6$ mil. r. (Amf);
ignimbrit Vavrišová	$12,4 \pm 0,6$ mil. r. (sklo), $12,0 \pm 0,6$ mil. r. (Bi), $12,5 \pm 0,6$ mil. r. (Amf.);

Mladšie veky objasňuje I. Repčok (1978, 1981) omladením v dôsledku účinkov ryzolitových extrúzií, v prípade lokalít Drastvica—Vavrišová.

Novšie datovanie I. Repčoka (1981) poskytli údaje:

ignimbrit pri Obyciach (3 vzorky)	$13,4 \pm 0,5$ mil. r. (Amf), $13,1 \pm 0,7$ mil. r. (Bi), $13,3 \pm 0,5$ mil. r. (Amf), $13,3 \pm 0,4$ mil. r. (Bi), $13,4 \pm 0,3$ mil. r. (Amf), $13,2 \pm 0,4$ mil. r. (Bi);
ignimbrit na svahu Johan (670,3)	$13,4 \pm 0,3$ mil. r. (Amf),
s. od Novej Bane	$13,2 \pm 0,4$ mil. r. (Bi);
pemzový tuf pri Hr. Beňadiku	$13,5 \pm 0,3$ mil. r. (Amf), $13,4 \pm 0,5$ mil. r. (Bi).

Vo vrchných častiach súvrstvia redeponovaných tufov, ktoré K. Karolus označuje ako čajkovské vrstvy sú pelitické vložky so spodnosarmatskou faunou (M.

Vaňová in K. Karolus 1955). E. Brestenská (1970) opisuje spodnosarmatskú faunu v drobnozrnných zlepenkoch z nadložia čajkovských vrstiev pri Tlmačoch a Hronskom Beňadiku.

Na základe biostratigrafických údajov usudzujeme, že vznik formácie spadá do obdobia spodného sarmatu, v súlade s posledným datovaním I. Repčoka (1981).

Priesilský efuzívny komplex

Pomenovanie podľa vrchu Priesil (k. 748), južne od Tekovskej Breznice.

Definícia. Komplex tvoria lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov v nadloží explozívnych produktov drastvickej formácie na jv. okrajoch Štiavnického pohoria a na j. svahoch Inovca.

Stratotyp (typové profily). Hrebeň vrcholu Priesila a Varty, vrchol Veľkého Gregora, k. 524,3.

Rozšírenie hrúbky, hranice. Efuzívny komplex je rozšírený v jz. výbežku Štiavnického pohoria v priestore medzi Beňadikom—Tekovskou Breznicou—Rybníkom a Devičanmi. Lávové prúdy v tejto oblasti budujú vrcholy: Priesil, k. 748, Varta, k. 616, Obecná hora, k. 365, Bukovský vrch, k. 578, Stará hora, k. 471, Brezina, k. 551, Šándorky, k. 290. Hrúbka efuzívneho komplexu je 250—300 m. Komplex je uložený na produktoch drastvickej formácie (súvrstvia).

V analogickej pozícii vystupujú lávové prúdy amfibolicko-pyroxenických andezitov na južných svahoch Inovca v pásme od Novej Bane po Žitavany (Firceng, k. 682, Bukovina, k. 682, Pečanský vrch, k. 635, Čierny vrch, k. 454, Čertov vrch, k. 309). Komplex je nad hronským údolím uložený na spodnej stratovulkanickej stavbe, ďalej na amfibolicko-biotitickom andezite studenskej formácie (súvrstvia) a ďalej na západ na redeponovaných pemzových tufoch drastvickej formácie (súvrstvia). V nadloží komplexu sú lávové prúdy inoveckej formácie (súvrstvia).

V podobnej pozícii je efuzívny komplex masívu Veľký Gregor tvorený lávovými prúdmi amfibolicko-pyroxenického andezitu (\pm biotit), ktorý predstavuje vrchnú časť výplne paleoúdolia v oblasti južne od obce Baďan, medzi Ladzanmi—údolím Veperec—Jabloňovcami (vrcholy M. Kalnô, k. 575, Veľ. Gregor, k. 524, Rakšánová, k. 571, Husárska, k. 562) v hrúbke do 250 m. V severnej časti sú lávové prúdy uložené na redeponovaných pemzových tufoch drastvickej formácie (súvrstvia), južne prechádzajú do nadložia sklovitých pyroxenických andezitov baďanskej formácie (súvrstvia).

Litologicko-petrografická charakteristika. Lávové prúdy predstavujú doskovité až jazykovité telesá o priemernej hrúbke 40—60 m. Odlučnosť je bloková, v bazálnych častiach prúdov doskovitá v smere laminačných plôch.

Petrograficky patria lávové prúdy komplexu Priesilu amfibolicko-pyroxenickým andezitom s mikroliticko-hyalopilitickým vývojom základnej hmoty. V bazálnych a okrajových častiach prúdov nadobúda základná hmota až sklovitý charakter s výraznejšou brekciáciou hyaloklastitového typu.

Lávové prúdy masívu Veľký Gregor patria podobne amfibolicko-pyroxenickému andezitu (augit, hyperstén) s ojedinelým biotitom a ojedinelým olivínom. Vývoj základnej hmoty je mikroliticko-pilotaxitický až mikroliticko-poikilitický. Analogicky pozorujeme v bazálnej časti sklovitý vývoj základnej hmoty sprevádzaný brekciáciou.

Lávové komplexy sú výsledkom mohutnej efuzívnej aktivity, ktorej produkty boli akumulované v rámci paleoúdolí v jz. sektore stratovulkánu. Prevládajúcimi smermi paleoúdolí boli JJZ, JZ a ZZJ. Stykom s vodným prostredím v nižších častiach paleoúdolí dochádza v bazálnych častiach lávových prúdov k vývoju sklovitej základnej hmoty a brekciácií hyaloklastitového typu.

Chronostratigrafické údaje. Lávové prúdy komplexu neboli datované. Na základe pozície v nadloží drastvickej formácie (súvrstvia), ktorej vek bol stanovený ako spodný sarmat, predpokladáme strednosarmatský vek efuzívneho komplexu.

Efuzívny komplex Jabloňového vrchu

Pomenovanie podľa Jabloňového vrchu, k. 738, severne od Žibritova.

Definícia. Komplex zahrňuje lávové prúdy pyroxenických andezitov a amfibolicko-pyroxenických andezitov v jv. časti stratovulkánu, uložených v nadloží lávových prúdov typu Sitno alebo priamo na spodnej stratovulkanickej stavbe.

Stratotyp (typové profily). Oblasť Jabloňový vrch, k. 738, kameňolom Ficberg.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Efuzívny komplex tvorí výplň paleoúdolia v jv. sektore stratovulkánu, ktorého os je smerom od SZ na JV (Banský Studenec—Breziny—Jabloňový vrch, k. 738—Veľký Vtáčnik, k. 526—St. Háj, k. 548—Ficberg—Krupina). Komplex je situovaný v nadloží lávových prúdov sitnianskeho efuzívneho komplexu, prípadne v nadloží staršej denudovanej spodnej stavby. Hrúbka komplexu je približne 120 m. Ku komplexu priradujeme tiež relikť lávového prúdu južne od Preňčova (Žarnosek, k. 407,9 a k. 372,3), ktorý vyplňuje paleoúdolie priebehu S—J. Ku komplexu Jabloňového vrchu pričleňujeme tiež relikty lávových prúdov južne od obce Počúvadlo, tvorené pyroxenickými andezitmi (s ojedinelým olivínom) v oblasti Čierneho Blata, k. 600,5, Slavkovho vrchu, k. 577, Vanovej, k. 511,5; tieto tvoria najvyššiu časť výplne paleoúdolia a sú uložené v nadloží redeponovaných tufov drastvickej formácie (súvrstvia).

Litologicko-petrografická charakteristika. Lávové prúdy tvoria doskovité až jazykovité telesá s priemernou hrúbkou 40—60 m. Niektoré prúdy v oblasti Jabloňového vrchu majú výrazne korytovitý prierez, prípadne korytovitý priebeh odlučnosti, ktorého os indikuje smer tečenia na juhovýchod.

Petrograficky patria lávové prúdy pyroxenickým andezitom (augiticko-hyperstenickými a hyperstenicko-augitickými s olivínom), ojedinele tiež pyroxenickým s ojedinelým resorbovaným amfibolom.

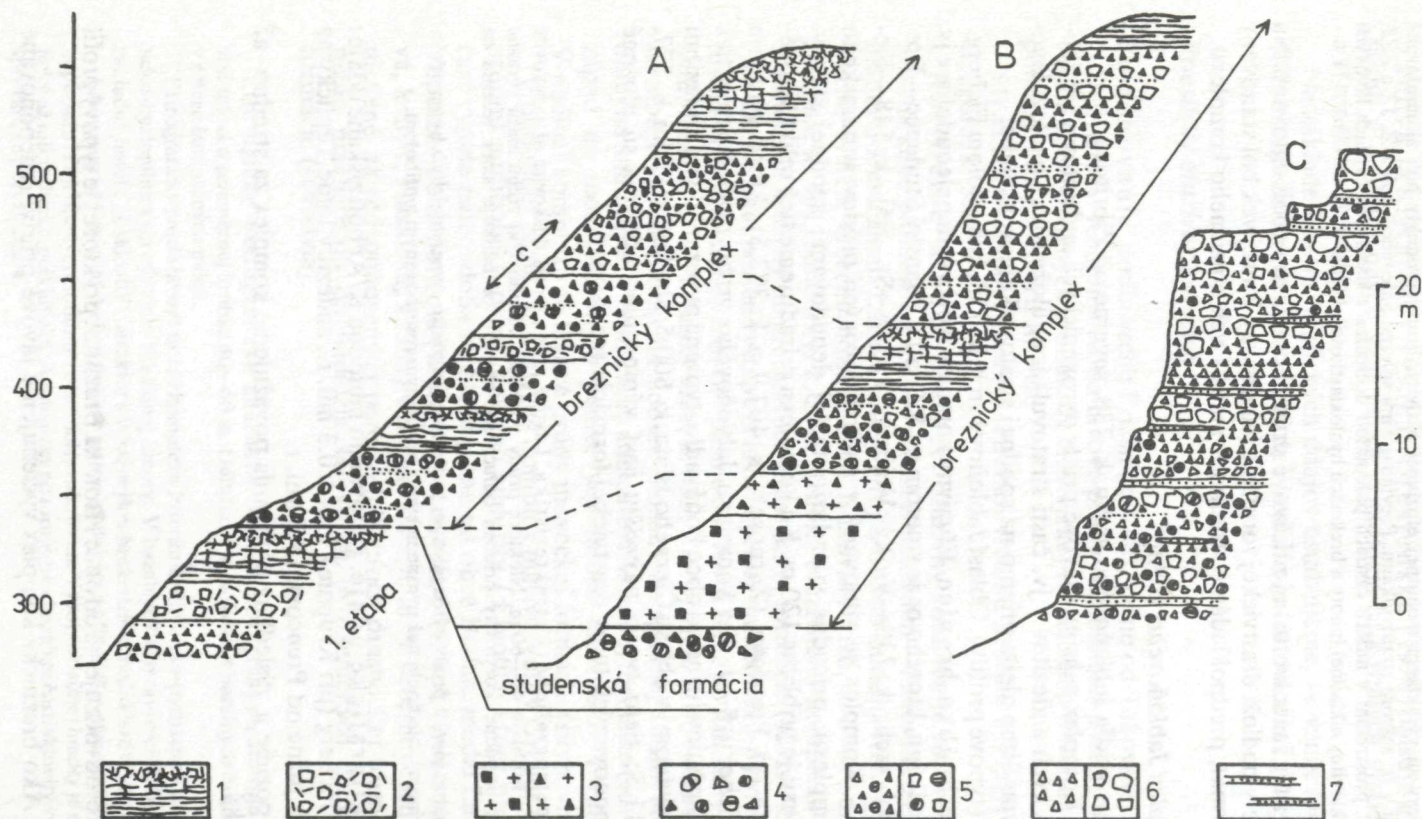
Chronostratigrafické údaje. Datovaním metódou K/Ar boli získané údaje: andezit v lome Ficberg (pri Krupine) $11,4 \pm 0,3$ mil. r., andezit v lome Tepličky na svahu Žarnosek južne od Preňčova 11,5 mil. r.

Na základe pozície a výsledkov datovania považujeme komplex za stredno- až vrchnosarmatský.

Breznický komplex

Pomenovanie odvodzujeme od obce Hronská Breznica, pri ktorej je typový profil komplexu.

Definícia. Ako breznický komplex vyčleňujeme lávové prúdy, redeponované



Obr. 28 Typické profily breznického komplexu v južnom svahu Čertovej skaly severne (A) a severovýchodne (B) od Hronskej Breznice, C — označený detail profilu A.

1 — lávové prúdy pyroxenických andezitov v hornej časti s horizontom lávových brekcií; 2 — chaotické brekcie lahárov; 3 — hrubé a jemné uloženiny pyroklastických prúdov; 4 — epiklastické vulkanické brekcie amfibolicko-biotitických andezitov; 5 — jemné a hrubé epiklastické vulkanické brekcie amfibolicko-pyroxenických andezitov s obsahom lepšie opracovaných fragmentov amfibolicko-biotitických andezitov; 6 — jemné a hrubé epiklastické vulkanické brekcie amfibolicko-pyroxenických andezitov; 7 — tenké vložky hrubých pieskovcov.

pyroklastiká a epiklastiká pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, reprezentujúce výplň na sever a severovýchod orientovaných paleoúdolí, ktoré prechádzajú v južnej časti Kremnických vrchov do širokého výplavového kužeľa.

Stratotyp (typové profily). Južný svah kóty 567,2, Čertova skala (obr. 28).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Breznický komplex vystupuje v severnej časti Štiavnických vrchov, kde predstavuje výplň na sever orientovaných paleoúdolí, a v južnej časti Kremnických vrchov, kde predstavuje široký výplavový kužeľ s miernym úklonom na sever až severovýchod. Hrúbka komplexu je 200—300 m. Na severe sa komplex ponára pod bazálne vulkanicko-sedimentárne členy sielnickej formácie (súvrstvia). Spodná hranica komplexu je daná stykom s amfibolicko-biotitickými andezitmi a vulkanoklastikami studenskej formácie (súvrstvia) alebo strato-vulkanickým komplexom I. etapy.

Litologicko-petrografická charakteristika. Pre breznický komplex je charakteristické dominantné zastúpenie epiklastických vulkanických hornín s hrubým zvrstvením. Prevládajú hrubé až drobnouólomkovité brekcie, menej sú zastúpené uloženiny lahárov a tenké vložky hrubých pieskovcov. V spodnej časti komplexu popri materiáli amfibolicko-pyroxenických andezitov je podstatne zastúpený lepšie opracovaný materiál starších amfibolicko-biotitických andezitov, vo vrchnej časti komplexu naopak pristupuje k amfibolicko-pyroxenickým andezitom materiál andezitov pyroxenických.

Východne od Hronskej Breznice vystupuje na báze komplexu 40 m hrubý blokový pyroklastický prúd.

Lávové prúdy pyroxenických andezitov vystupujú vo vrchnej a južnej časti komplexu, kde sa striedajú s polohami epiklastických vulkanických brekcií. Jednotlivé prúdy sú 20—50 m hrubé, sprevádzané lávovými brekciami malej hrúbky.

Výsledky vrtu FŽB-1 severne od Železnej Breznice (J. Forgáč 1972) indikujú, že komplex tvorený uvedenými horninami postupne na sever prechádza cez jemnozrnnejšie výviny, až do vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia spodného sarmatu.

Chronostratigrafické údaje. Pozícia komplexu, ako aj prstovité vytrácanie vo vulkanicko-sedimentárnom súvrství spodného sarmatu (vrt FŽB-1, pozri biostratigrafickú časť práce) jednoznačne indikujú spodnosarmatský vek komplexu.

Inovecká formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa Veľkého Inovca, k. 981.

Definícia. Ako inoveckú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme súbor lávových prúdov pyroxenických a leukokrátnych sklovitých andezitov uložených v nadloží priesilského efúzívneho komplexu a drastvickej formácie (súvrstvia) v západnej časti štiavnického stratovulkánu (z. časť Pohronskeho Inovca). Severne od Obýc formácia (súvrstvie) zahrňuje aj epiklastické vulkanické brekcie.

Fig. 28 Type sections of the Breznica complex in cliffs of Čertova skala N (A) and NE (B) of the village Hronská Breznica, C — detail of the section A.

1 — lava flows of pyroxene andesite with breccia in the upper part, 2 — chaotic breccias of lahars, 3 — coarse and fine pyroclastic flow deposits, 4 — epicl. volc. breccias of biotite-hornblende andesite, 5 — fine to coarse epicl. volc. breccias of hornblende-pyroxene andesite with more rounded fragments of biotite-hornblende andesites, 6 — fine to coarse epicl. volc. breccias of hornblende-pyroxene and pyroxene andesites, 7 — thin intercalations of coarse epicl. volc. sandstones.

Stratotyp (typové profily). Južný hrebeň Veľkého Inovca (k. 981) a kameňolomy pri obci Machulince.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Komplex lávových prúdov tvorí výplň paleoúdolia na západnej strane štiavnického stratovulkánu. Toto údolie sa rozširuje smerom na západ (do oblasti Obýc a Machuliniec) do depresie o šírke približne 15 km. Južný okraj paleoúdolia predstavujú lávové prúdy, ktoré budujú vrcholy: Veľký Inovec, k. 981—M. Inovec, k. 870—Drienka, k. 756. V severnom rozšírení formácie (súvrstvia) sú to vrcholy Hradište, k. 490, Šibeničný vrch, k. 627.

Maximálne hrúbky lávových prúdov sú pri západnom okraji (okolie Obýc a Machuliniec), kde dosahujú 100 m.

Lávové prúdy sú uložené na produktoch drastvickej formácie (súvrstvia) a v nadloží piesliškého efuzívneho komplexu.

Litologicko-petrografická charakteristika. Hlavný objem formácie (súvrstvia) predstavujú lávové prúdy leukokrátneho pyroxenického andezitu, ktoré tvoria spodnú časť komplexu. Lávové prúdy sú vo vrchnej časti intenzívne napenené až struskovité, s prechodmi do brekcií. Lávové prúdy leukokrátneho andezitu sú charakteristické nízkym obsahom tmavých minerálov (augit, hyperstén do 1%) a výraznými vyrastlicami plagioklasu do 0,5 mm. Andezit je makroskopicky čierny až šedočierny, vynikajú výrastlice plagioklasu. Základná hmota je sklovitá až kryptokryštalická (podrobné charakteristiky uvádza K. Karolus 1967).

Lávové prúdy uvedeného typu tvoria doskovité až jazykovité telesá s prevládajúcim úklonom na západ, v smere tečenia. Smerom na západ pozorujeme narastanie hrúbky, vyrovnávanie úklonu a znižovanie intenzity brekciácie.

Vo vrchnej časti komplexu sú relikty lávových prúdov pyroxenických andezitov (augit, hyperstén) s hyalopilitickým vývojom základnej hmoty. Severne od Obýc v masíve kóty Včelár vystupujú medzi lávovými prúdmi zvrstvené a slabo triedené epiklastické vulkanické brekcie.

Chronostratigrafické údaje. K dispozícii je len jeden údaj datovania K/Ar (lab. G. P. Bagdasarjana) z lávového prúdu pri Machulinciach: $9,9 \pm 0,2$ mil. r.

Na základe pozície predpokladáme vrchnosarmatský vek.

Jastrabská formácia (súvrstvie)

V oblasti štiavnického stratovulkánu zastupujú jastrabskú formáciu (súvrstvie) dajky a telesá extruzívneho typu viazané na zlomové pásma S—J a SV—JZ. V západnej časti (pri Hr. Beňadiku) ryolitový prúd tvorí výplň paleoúdolia s orientáciou V—Z. Roj dajkových telies a extrúzie sú viazané na novobansko-kľakovský s.—j. zlomový systém. Početné dajky sú i v s.—j. zlomovej zóne Pukanec—Rudno—Žarnovica. Extrúzie a početné dajky sú tiež viazané na zlomy západného okraja hodruško-štiavnickej hraste (medzi Uhliskami a Vyhňami). Na zlomy s.—j. smeru sú viazané dajky severne od Močiara, ojedinelé sú dajky pri Banskej Belej, východne od Ilije a pri Banskom Studenci, kde sú viazané na okrajový kalderový zlom. Pri južnom okraji Žiarskej kotliny vystupujú extrúzie a komplex vulkanoklastík.

Formácia (súvrstvie) je opísaná v stati o Kremnických vrchoch.

Alkalické bazalty a bazanity

Relikty alkalického bazaltového vulkanizmu sú v širšom regióne Štiavnických vrchov reprezentované vulkanickými nekmi, dajkami, lávovými prúdmi a struskovým kuželom.

Vypreparované teleso lávového neku tvorí vrch Kalvária pri Banskej Štiavnici. Pri okraji lávového telesa je pásмо napnenia a brekciácie. Nek patrí nefelinickému bazanitu.

Ďalšie nekové teleso je odkryté zárezom železnice pri Kysihýbli, ktoré preráza cez amfibolicko-biotitické andezity studenskej formácie (súvrstvia). Teleso tvorí lávová výplň, pri okraji je reliktná brekcie z úlomkov amfibolicko-biotitických andezitov a struskovitého bazanitu. Lávové teleso patrí nefelinickému bazanitu.

Sutina úlomkov alkalického bazaltu východne od Beluje indikuje bazaltové teleso pravdepodobne dajkového typu.

Relikty lávových prúdov sú pri východnom okraji pohoria v priestore Bacúrov—Babiná—Ostrá Lúka, tvorí ich plagioklasový alkalický bazalt s olivínom a nefelinom.

V západnej časti pohoria je zachovaný struskový kužeľ (j. od Putikovho vršku pri Novej Bani) so zvyškami kráterových brekcií a troma lávovými prúdmi nefelinického bazanitu, ktoré smerovali do hronského údolia a prekryli terasu starého Hrona.

Chronostratigrafické údaje. Rádiometricky boli datované metódou K/Ar:

lávový nek Kysihýbel	6,77 ± 0,48 mil. r.,
lávový nek Kalvária	6,89 ± 0,38 mil. r.,
	7,29 ± 0,41 mil. r.,
	7,70 ± 0,5 mil. r.,
lávový prúd Brehy pri Novej Bani	0,53 ± 0,16 mil. r.

(dáta K. Balogh—A. Mihaliková—D. Vass 1981)

Vek nekových telies pri použití časovej škály D. Vassa (1978) zodpovedá vrchnému panónu (mesin), vek lávového prúdu pri Brehoch je pleistocénny. Uvedené skutočnosti sú v súhlase so stupňom deštrukcie. V prípade nekových telies došlo k úplnému odstráneniu vrchnej vulkanickej stavby s obnažením subvulkanickej úrovne, zatiaľ čo u struskového kužela pri Pútkovom vršku a lávových prúdov je vysoký stupeň zachovanosti, t. j. nízky stupeň deštrukcie.

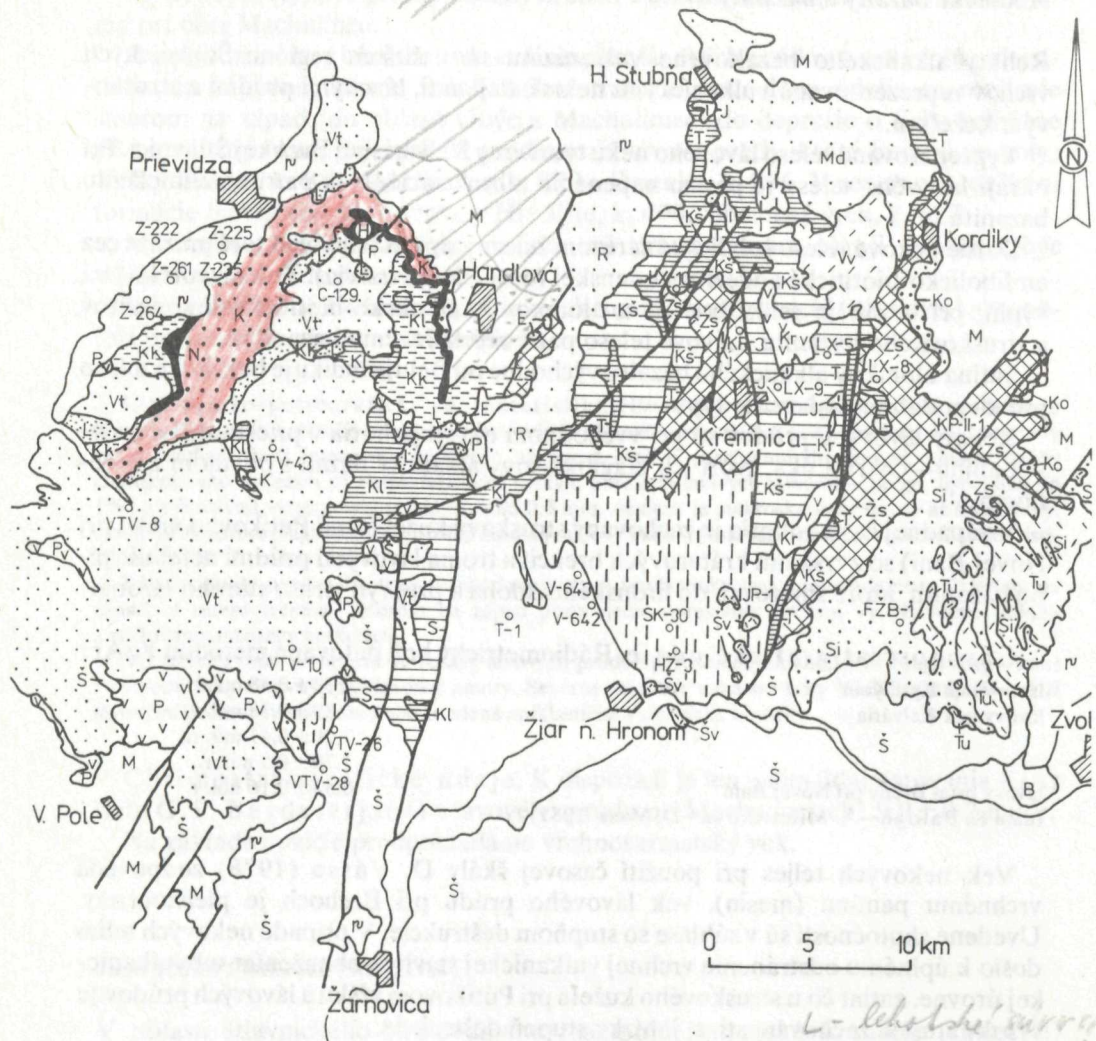
J. Kantor—V. Wiegerová (1981) uvádzajú pre nek Kysihýbel vek 7,5 mil. r.

Kremnické vrchy

So zreteľom na litológiu a petrografické zloženie hornín vyčleňujeme v oblasti Kremnických vrchov 13 formácií a komplexov (tab. 6).

Okrem uvedených formácií a komplexov treba spomenúť, že do južnej časti Kremnických vrchov medzi Jastrabou a Budčou zasahuje štiavnický vulkanický aparát. Priestorové rozloženie formácií a komplexov na povrchu je znázornené na obrázku 29.

M - podvukle podorie



- n* - melleuralske horniny
- K* - kameňské súvrstvie
- H* - handľovské súvrstvie
- N* - norácke súvrstvie
- Kk* - kačiancke súvrstvie
- L* - lehotské súvrstvie
- P* - pleistocén
- Kl* - klackovské súvrstvie
- S* - stredné súvrstvie
- Vt* - vtáčnikské súvrstvie

Obr. 29 Schéma rozšírenia litostratigrafických jednotiek Kremnických vrchov a Vtáčnika. Vysvetlenie indexov je v tab. 4 na str. 50.

Fig. 29 An outline of lithostratigraphic units in the area of the Kremnické vrchy and Vtáčnik mountain ranges. Explanation of indexes is in the table 4 on the p. 182.

Vzťah predkladaného litostratigrafického členenia k starším sukcesným schémam Kremnických vrchov je uvedený v tabuľke :

Tabuľka 6 Porovnanie sukcesných schém Kremnických vrchov

F. Fiala (1961)	M. Kuthan et al./1963 doplnené J. Forgáč et al./1968	predkladané litostratigraf. členenie
—	—	komplex extrúzií amf.
štrky s nevkľanic. materiálom	—	-hyp. andezitov kordické súvrstvie
I. skupina erupcií ¹⁾	II. andezitová fáza	zlatostudnianska formácia (súvrstvie)
I. skupina erupcií ¹⁾	II. andezitová fáza	turčocká formácia (súvrstvie)
II. skup. erupcií	II. andezitová fáza	formácia (súvrstvie) kremnického štítu
III.a. skup. erupcií	III. andezitová fáza	krahuľská formácia (súvrstvie)
III.b. skup. erupcií ²⁾	IV. andezitová fáza ³⁾	rematská formácia (súvrstvie)
		fločovská formácia (súvrstvie)
		sielnická formácia (súvrstvie ⁷⁾)
IV. skup. erupcií	III. ryolitová fáza	jastrabská formácia (súvrstvie)
V. skup. erupcií ⁴⁾	I. bazaltová fáza ⁵⁾	komplex Šib. vrchu, formácia vlčieho vrchu, turovská formácia (súvrstvie ⁶⁾)

Vysvetlivky:

1. stratovulkanický komplex zlatostudnianskej formácie (súvrstvia) v hrebeňovej časti Kremnických vrchov zaradil F. Fiala (1961) do III.b. skupiny erupcií v dôsledku nerozlíšenia ihráčskeho zlomového systému;
2. F. Fiala (1961) túto skupinu definoval v južnej časti Kremnických vrchov (sielnická formácia — súvrstvie) a v hrebeňovej časti v. od Kremnice (pozri bod 1. — rematská formácia (súvrstvie) a fločovská formácia (súvrstvie) nezasahujú do oblasti mapovanej F. Fialom, l.c.);
3. do IV. andezitovej fázy boli zaradené len horniny vyčlenené F. Fialom (l.c.) do III.b. skupiny erupcií. Horniny rematskej formácie (súvrstvia) a flochovskej formácie (súvrstvia) boli zaradené do II. andezitovej fázy;
4. do V. skupiny erupcií zaradil F. Fiala (l.c.) horniny formácie (súvrstvia) Šibeničného vrchu a jeden z prúdov formácie (súvrstvia) Vlčieho vrchu;
5. do I. bazaltovej fázy boli zaradené len horniny V. skupiny erupcií F. Fialu (l.c.). Ostatok bol zaradený v II. andezitovej fáze;
6. pozícia turovskej formácie (súvrstvia) v sukcesii je nedoriešená, môže byť i pod jastrabskou formáciou (súvrstviem);
7. fločovská formácia (súvrstvie) bola prv nazývaná ako „formácia Medvedej doliny“. (J. Lexa 1975, 1978, V. Konečný—J. Lexa 1979).

Komplex extrúzií amfibolicko-hyperstenických andezitov s akcesorickým granátom

Pre nedostatok informácií komplex zatiaľ nedefinujeme ako formálnu stratigrafickú jednotku. Komplex vystupuje vo forme izolovaných extrúzií medzi zosuvmi na báze vulkanitov Kremnických vrchov južne a východne od Handlovej. Do tohto komplexu zaraďujeme i telesá andezitu s granátom overené podzemným vrtom KZ-1 v Kremnici (M. Böhmer 1976).

Litologicko-petrografická charakteristika. Jednotlivé extrúzivne telesá rozmerov 300—800 m vystupujú samostatne. Extrúzie tvoria mierne autometamorfovaný andezit masívneho vzhľadu a s blokovou odlučnosťou, miestami s náznakmi fluidálnych textúr. Pri okraji telies možno pozorovať prechod do svetlejších, niekedy červenkastých extrúzivných brekcií.

Z petrografického hľadiska rozlišujeme extrúzie amfibolicko-hyperstenických andezitov a extrúzie amfibolicko-hyperstenických andezitov s akcesorickým granátom.

Chronostratigrafické údaje. Nesúvislý komplex vystupuje priamo na podloží a pod horninami rematskej formácie (súvrstvia) sarmatského veku (pozri nižšie). Vzťahy k reliktom zlatostudnianskej formácie (súvrstvia) bádenského veku, ako aj vzťahy k nadložným ílom Handlovskej uhoľnej panvy spodnosarmatského veku (pozri časť o Vtáčniku), sú nejasné v dôsledku rozsiahlej zosuvnej aktivity. Pri Traslavom vrchu východne od Novej Lehoty extrúzivne teleso amfibolicko-hyperstenického andezitu s akcesorickým granátom vystupuje v podloží hornín formácie (súvrstvia) Kľakovskej doliny spodnosarmatského veku, zasahujúcej sem z oblasti Vtáčnika. Valúny andezitov s granátom sa hojne vyskytujú v epiklastických vulkanických konglomerátoch bádenského veku, vystupujúcich v podloží produktívnych vrstiev handlovsko-nováckej uhoľnej panvy. Preto predpokladáme spodnobádenský vek komplexu.

Kordické súvrstvie

Pomenovanie podľa obce Kordíky, v okolí ktorej je súvrstvie typicky vyvinuté. Pôvodný názov D. Andrusova (1954) „kordická štrková formácia“ upravujeme v zmysle Zásad pre jednotnú čl. stratigrafickú klasifikáciu na „kordické súvrstvie“.

Definícia. D. Andrusov (1954) definoval kordickú štrkovú formáciu ako súvrstvie nevulkanických štrkov a ílov v nadloží paleogénu a v podloží vulkanického komplexu v okolí Kordík.

J. Jaroš et al. (1966) uvedenú definíciu prevzali a konštatovali, že v oblasti Kordík leží formácia (súvrstvie) na 100—200 m hrubom ílovcovo-pieskovcovom súvrství egeru (chatu—akvitánu). Tufitické konglomeráty pri Badíne a južne od Kordík zaradili k vulkanickému komplexu.

J. Knesl et al. (1973) doložili v oblasti Malachovskej doliny, že nevulkanické a vulkanomiktné úložniny vytvárajú jednotné súvrstvie hrúbky do 200 m. Súvrstvie tvorené ílovcami, siltovcami, pieskovecami, štrkami a zlepcami s vulkanickým a nevulkanickým materiálom v nadloží paleogénu a v podloží vulkanického komplexu označili ako vulkanicko-sedimentárne súvrstvie.

J. Lexa (1975) na základe vlastných terénnych výskumov a poznatkov J. Knesla et al. (l.c.) redefinoval kordícku štrkovú formáciu ako súvrstvie nevulkanických a vulkanomiktých ílovcov, siltovcov, pieskovcov, štrkov a zlepcov s dobre až dokonale opracovaným materiálom kremencov, kryštalinika, vápencov, dolomitov a prevažne hyperstenických andezitov na báze vulkanického komplexu v oblasti Kordíkov a južnejšie.

Definíciu J. Lexu (1975) akceptujeme aj po premenovaní na kordícke súvrstvie.

Stratotyp (typové profily). Vzhľadom na rozsiahlu zosuvnú činnosť podmienenú ílovcovo-pieskovcovým súvrstvom v podloží kordíckeho súvrstvia, niet k dispozícii súvislejších profilov a aj lepšie odkryvy sú len ojedinelé. Pre oblasť Kordík, Králik a Malachova sú typické odkryvy v záreze cesty 1 km južne od kostola v Kordíkoch v nadmorskej výške 825 m a na severnej strane hrebeňa, 500 m sz. od k. Suchý vrch, 2 km južne od Tajova, v nadmorskej výške 700 m (obr. 30). Pre oblasť centrálnej časti Kremnických vrchov, kde je kordícke súvrstvie pochované pod mladšími vulkanitmi, je typický profil vrtom LX-5 4 km sv od Kremnice (J. Lexa 1979a) v úseku 1365, 1—1483,9 m (obr. 31). Skartované jadro tohto vrtu je uložené v hmotnej dokumentácii Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Kordícke súvrstvie je rozšírené v centrálnej a východnej časti Kremnických vrchov.

J. Jaroš et al. (1966) priradili kordíckemu súvrstviu aj výskyty štrkov s nevulkanickým materiálom v obdobnej štruktúrnej pozícii pri Lubietovej, Moštenici a Mičinej.

Hrúbka súvrstvia je značne premenlivá a kolíše od niekoľkých metrov do 200 m (J. Jaroš et al. 1973).

Horná hranica je ostrá a jednoznačná, daná prekrývajúcim vulkanickým komplexom. Spodná hranica je taktiež jednoznačná, pokiaľ súvrstvie leží priamo na bazálnom paleogéne alebo mezozoiku. Litologická podobnosť spodných členov kordíckeho súvrstvia s ílovcovo-pieskovcovým súvrstvom egeru, ako ho vyčlenil J. Jaroš et al. (1966), nedovoľuje zatiaľ jednoznačne riešiť otázku spodnej hranice v oblasti, kde sa toto súvrstvie vyskytuje. Je oprávnené podozrenie, že jeho vek bol stanovený na základe preplavenej mikrofauny a mikroflóry a v budúcnosti bude priradené kordíckemu súvrstviu.

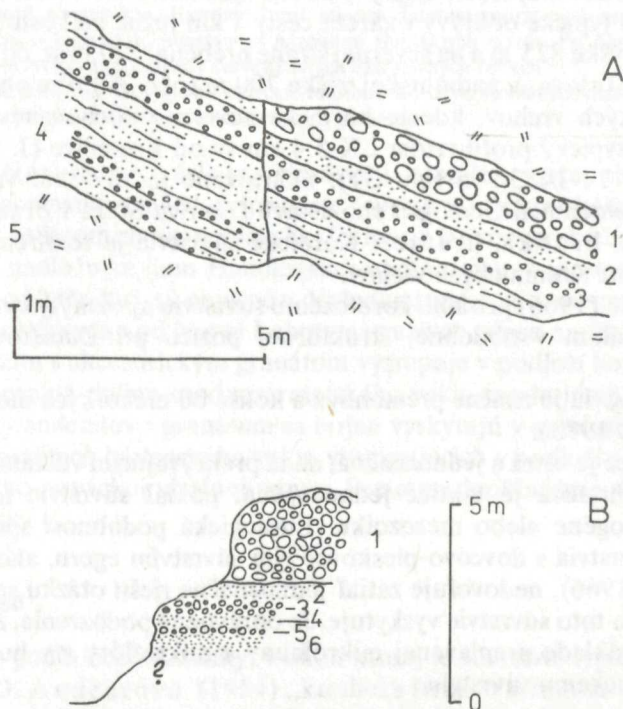
Litologicko-petrografická charakteristika. Ako vyplýva z definície, ide o nepravidelné zvrstvené súvrstvie nevulkanických a epiklastických vulkanických ílovcov, siltovcov, pieskovcov, štrkov a zlepcov. Materiál je prevažne triedený a dobre opracovaný. Valúny veľkosti do 20 cm sú tvorené prevažne hyperstenickým a amfibolicko-hyperstenickým andezitom, podradne sú prítomné valúny augiticko-hyperstenických andezitov a amfibolicko-hyperstenických andezitov s akcesorickým granátom a biotitom. Z nevulkanických hornín sú zastúpené valúny žúl, rúl, kremencov, vápencov, dolomitov. V piesčitých polohách súvrstvia je prítomná tufová prímes a niekedy aj drobná andezitová pemza. V spodnej časti súvrstvia ubúda vulkanický materiál a dominujú tmavé ílovce a pieskovce s ojedinelými polohami nevulkanických štrkov. J. Knesl et al. (1973) uvádzajú z banských prác aj uhoľnú prímes a tenké polohy lignitického uhlia.

Charakter vrstevnatosti, triedenia a opracovania materiálu, ako aj zloženie valúnov indikujú fluvialno-limnické prostredie na plochom reliéfe, mimo oblasť aktívneho vulkanizmu. Výskyt ílovcov s uhoľnou substanciou a podradného lignitu poukazuje na prítomnosť močiarov obmedzeného rozsahu.

Chronostratigrafické údaje. Analýza dobre zachovaných a bohatých peľových spoločenstiev, získaných z ílovcových polôh vrchnej časti súvrstvia pri Kordí-

koch a z vrtu LX-5 východne od Kremnice, jednoznačne poukazuje na spodnobádenský vek súvrstvia (pozri str. 000). Analyzovaný materiál nám zatiaľ nedovoľuje jednoznačne sa vyjadriť k veku spodnej časti súvrstvia bez vulkanického materiálu, ale je pravdepodobné, že ide tiež o spodný báden.

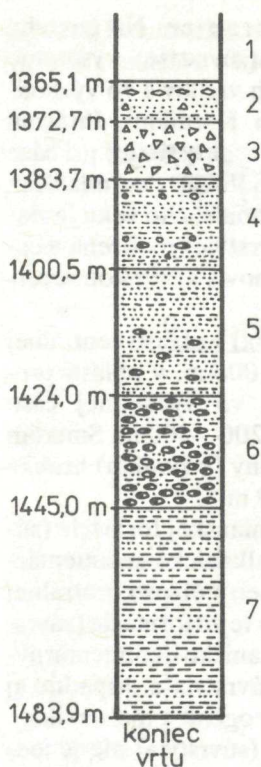
Rádiometrické datovanie valúnu amfibolicko-hyperstenického andezitu s akcesorickým granátom a biotitom z vrchnej časti súvrstvia pri Kordíkoch metódou stôp po delení uránu (fission track) poskytlo na amfibole údaj $16,2 \pm 0,6$ mil. r., na biotite $16,2 \pm 0,5$ mil. r. (I. Repčok 1981). To znamená, že súvrstvie je mladšie než báza báden a jeho pravdepodobný vek je vrchná časť spodného báden.



Obr. 30 Typické odkryvy kordického súvrstvia

A — zárez cesty 1 km južne od kostola v Kordíkoch: 1 — epiklastický vulkanický zlepenec s oválnymi až dokonale oválnymi valúňmi veľkosti 5—30 cm; 2 — epiklastický vulkanický pieskovec zrnitosti okolo 1 mm; 3 — jemnozrný zlepenec s valúňmi veľkosti 0,5—5 cm; 4 — hrubopiesčité až jemnoštrkovité polohy; 5 — hĺna. B — odkryv na hrebeni 500 m sz. od kóty Suchý vrch, 2 km j. od Tajova: 1 — zlepenec s oválnymi až dokonale oválnymi valúňmi veľkosti do 60 cm; 2 — hrubý pieskovec; 3 — jemný zlepenec s valúňmi veľkosti 0,5—3 cm; 4 — šošovkovito, krížovo a gradačne zvrstvené jemné až hrubé pieskovce; 5 — ako 3; 6 — ako 4.

Fig. 30 Type localities of the Kordíky formation. A — roadcut 1 km south of the village Kordíky: 1 — epiclastic volc. conglomerate with pebbles 5—30 cm in diameter, 2 — epicl. volc. sandstone, 3 — fine epicl. volc. conglomerate with pebbles 0.5—5 cm in diameter, 4 — coarse sandstones and fine conglomerates, 5 — the same as 3, 6 — the same as 4.



Obr. 31 Profil kordíckym súvrstviem v spodnej časti vrtu LX-5 4 km sv. od Kremnice

1 — horniny zlatostudnianskej formácie (súvrstvia); 2 — epiklastické vulkanické pieskovce a redeponované tufy s ojedinelými úlomkami neovulkanických hornín; 3 — drobnoušľakovitá epiklastická vulkanická breccia s úlomkami andezitov do 3 cm (20 %); 4 — sfudnaté pieskovce, siltovce a ílovcy s polohami jemnozrnných zlepcov, prímies vulkanického materiálu okolo 10 %; 5 — epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce s nevulkanickým materiálom (10—50 %); 6 — hrubé pieskovce a zlepenec (valúny do 3 cm) s tenkými vložkami jemných pieskovcov, siltovcov a tmavých ílovcov; 7 — tmavé ílovcy, siltovce a jemnozrnné sfudnaté pieskovce.

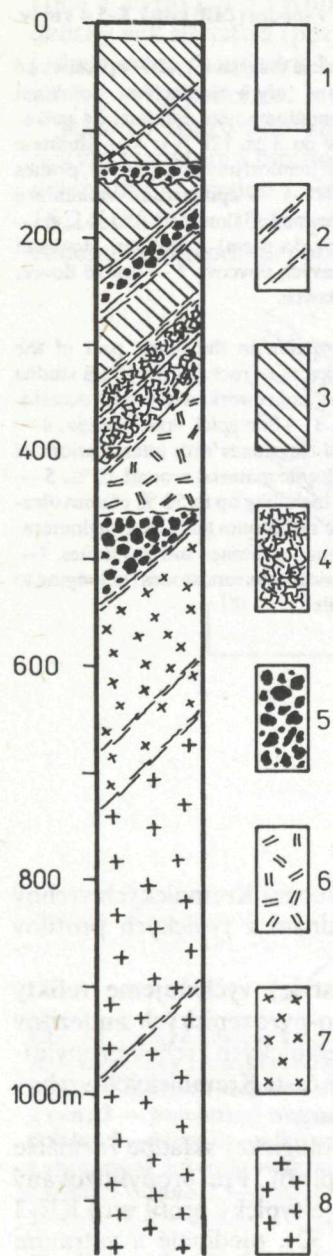
Fig. 31 Profile of the Kordíky formation in the lower part of the borehole LX-5, 4 km NE of Kremnica. 1 — rocks of the Zlatá studňa formation, 2 — epicl. volc. sandstones and reworked tuffs with occasional fragments of nonvolcanic rocks, 3 — fine epicl. volc. breccia, 4 — micaceous sandstones, siltstones and claystones with intercalations of fine conglomerates — content of volcanic material around 10 %, 5 — epicl. volc. sandstones and siltstones including up to 50 % of nonvolcanic material, 6 — nonvolcanic coarse sandstones and fine conglomerates with intercalations of fine sandstones, siltstones and claystones, 7 — dark claystones, siltstones, and fine micaceous sandstones (belonging to the Kordíky formation is questionable).

Zlatostudnianska formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa vrchu Zlatá studňa v hlavnom hrebeni Kremnických vrchov východne od Kremnice. Východný svah vrchu je jedným z typických profilov formácie (súvrstvia).

Definícia. Ako zlatostudniansku formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme relikty rozsiahleho stratovulkánu pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov bádenského veku, reprezentované v centrálnej časti Kremnických vrchov propylitizovaným komplexom intruzív a efuzív a vo východnej časti Kremnických vrchov typickým stratovulkanickým komplexom prechodnej zóny.

Stratotyp (Typové profily). Laterálne zmeny v litologickej skladbe formácie (súvrstvia) nedovoľujú definovať iba jeden typický profil. Pre propylitizovaný komplex intruzív a efuzív centrálnej vulkanickej zóny je typický profil vrtu KR-3 v Kremnických Baniach (M. Böhmer 1977 — obr. 32), ojedinelé a vetraním postihnuté odkryvy neposkytujú dobrý obraz o stavbe tejto časti formácie (súvrstvia). Pre stratovulkanický komplex prechodnej vulkanickej zóny je typický profil v skalných bralách vo východnom svahu vrchu Zlatá studňa, západne od obce Králiky (obr. 33). Pre periférnu (externú) vulkanickú zónu je typický profil južným svahom vrchu Vandekovec, sz. od obce Badín (obr. 34).



Rozšírenie, hrúbka, hranice. Na povrchu zlatostudnianska formácia (súvrstvie) vystupuje v strednej časti Kremnických vrchov a vo východnej časti v priestore medzi Kordíkmi, Ihráčom a Badínom. Rozsahom malé relikty sú tiež pri báze vulkanitov východne od Handlovej. Pod mladšími formáciami (súvrstviami) sarmatského veku je zlatostudnianska formácia (súvrstvie) rozšírená v celej oblasti Kremnických vrchov s výnimkou severnej a juhovýchodnej časti.

Hrúbka formácie (súvrstvia) v oblasti centrálnej vulkanickej zóny je 500—1000 m, v oblasti prechodnej vulkanickej zóny vo východnej časti Kremnických vrchov okolo 200—400 m. Smerom do periférnej vulkanickej zóny (k Badínu) hrúbka postupne klesá na 100—200 m.

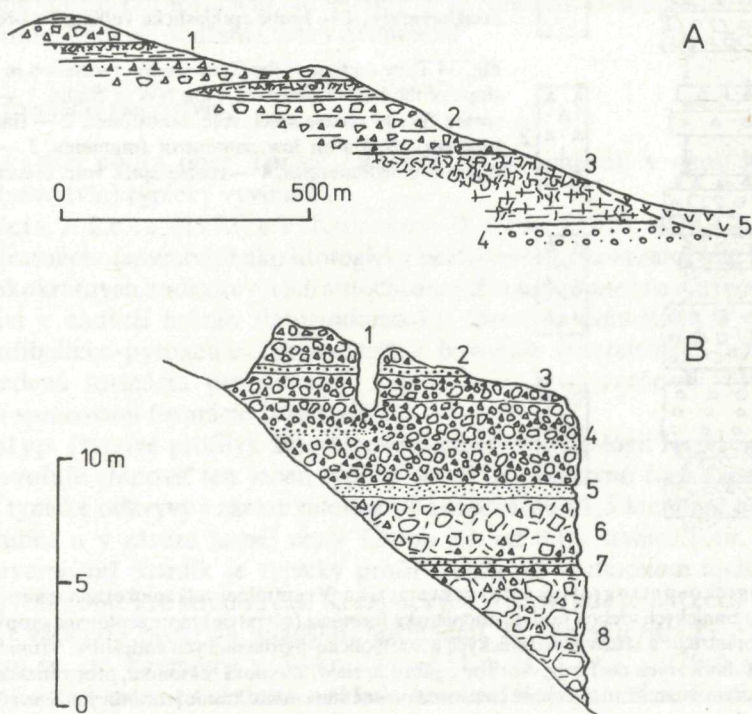
Spodná hranica zlatostudnianskej formácie (súvrstvia) je daná stykom s vulkanicko-sedimentárnym kordickým súvrstvom. Len v oblasti centrálnej vulkanickej zóny sú intrúzia tejto formácie (súvrstvia) situované aj medzi vulkanicko-sedimentárnymi horninami kordického súvrstvia a prípadne aj v podložných horninách paleogénu a mezozoika.

Vrchná hranica formácie (súvrstvia) nie je jednotná. V centrálnej časti Kremnických vrchov zodpovedá styku propylitizovaných hornín s nepremenými horninami turčockej formácie (súvrstvia) v ich nadloží. V prípade intenzívnejšej argilizácie mladšieho dáta je tento styk ťažko určiteľný (medzi pôvodným zložením andezitov oboch formácií v niektorých prípadoch niet rozdielu). Vo východ-

Obr. 32 Schematický profil vrtnom KR-3 (Kremnické Bane) v centrálnej zóne zlatostudnianskej formácie (súvrstvia) podľa M. Böhmera 1977). 1 — svahové hliny a zvetraliny, 2 — argilitizované a silicifikované drvené zóny, 3 — pyroxenické andezity, prevažne silne propylitizované, 4 — premenené lávové brekcie, 5 — propylitizované brekcie intruzívneho typu, 6 — chloritizovaný pyroxenický andezitový porfýr, 7 — premenený dioritový porfýrit, 8 — diorit, miestami premenený.

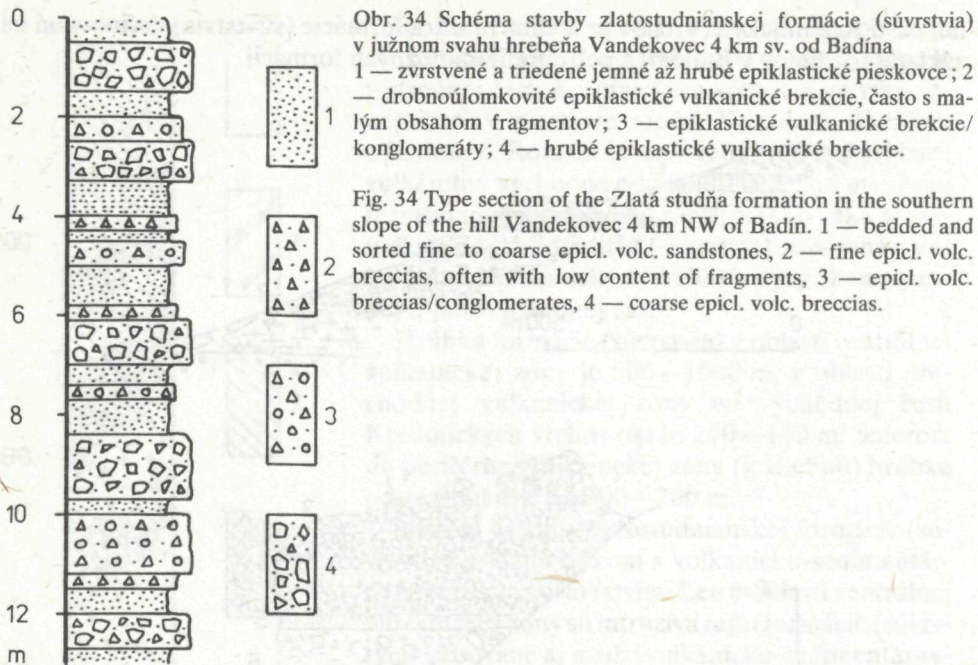
Fig. 32 Schematic profile of the borehole KR-3 Kremnické Bane in the central zone of the Zlatá studňa formation (according to M. Böhmer 1977). 1 — scree, 2 — argilized and silicified fault zones, 3 — propylitized pyroxene andesites, 4 — altered lava flow breccias, 5 — propylitized intrusive breccias, 6 — propylitized pyroxene andesite porphyry, 7 — altered diorite porphyry, 8 — diorite, at places altered.

nej časti Kremnických vrchov je vrchná hranica formácie (súvrstvia) definovaná na základe rozdielov v litológii a petrografii nadložných formácií.



Obr. 33 Typový profil zlatostudnianskej formácie (súvrstvia) vo východnom svahu kóty Zlatá studňa. A — schematický profil zostavený syntézou početných odkryvov: 1 — lávové prúdy pyroxenických andezitov; 2 — súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií (zlepencov); 3 — zbrekčovatené prúdy v spodnej časti formácie (súvrstvia); 4 — kordické súvrstvie; 5 — zosuvy. B — detail stavby súvrstvia epiklastických vulkanických brekcií (zlepencov); 1 — brekcia tvorená subangulárnymi až suboválnymi fragmentmi veľkosti do 30 cm; 2 — hrubý netriedený pieskovec; 3 — brekcia ako 1; 4 — brekcia/konglomerát hrubo zvrstvená, zmeny zrnitosti, fragmenty subangulárne až suboválné veľkosti do 20 cm, priemerne 4—5 cm; 5 — zvrstvené jemné až hrubé pieskovce; 6 — lahár, brekcia tvorená angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi veľkosti do 50 cm, priemerne okolo 5 cm; 7 — drobnouólmkovitá brekcia s fragmentmi do 10 cm, priemerne 1—2 cm, hore vložka hrubého pieskovca; 8 — lahár, brekcia tvorená angulárnymi až subangulárnymi fragmentmi veľkosti do 100 cm, priemerne okolo 10 cm.

Fig. 33 Type section of the Zlatá studňa formation in the eastern slope of the mountain Zlatá studňa. A — synthetic profile from numerous cliffs and outcrops: 1 — lava flows of pyroxene andesites, 2 — epicl. volc. breccias/conglomerates, 3 — brecciated lava flows in the lower part of the formation, 4 — Kordický formation, 5 — landslides. B — detail of the horizon of epicl. volc. breccias/conglomerates: 1 — breccia with angular to poorly rounded fragments up to 30 cm in diameter, 2 — coarse unsorted sandstone, 3 — breccia as 1, 4 — roughly bedded breccia /conglomerate with subangular to poorly rounded fragments of variable size from 2 to 20 cm, 5 — bedded fine to coarse sandstones, 6 — laharc breccia formed of unsorted angular to subangular fragments up to 50 cm in diameter, 7 — fine breccia with fragments 1—10 cm in diameter, 8 — laharc breccia formed of angular to subangular fragments up to 100 cm in diameter.



Litologicko-petrografická charakteristika. V centrálnej vulkanickej zóne situovanej v strednej časti Kremnických vrchov je zlatostudnianska formácia (súvrstvie) reprezentovaná propylitizovaným komplexom intruzív a efuzív pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. Vrtmi bola overená prítomnosť dioritových porfýrov, dioritov a gabrodioritov. Zlomová tektonika, propylitizácia a rozsiahle zóny argilizácie znemožňujú detailné členenie a presné stanovenie hraníc jednotlivých telies. Prevažne ide o masívne horniny s blokovo odľušnosťou, len ojediniele boli identifikované pórovité variety alebo brekcie indikujúce relikty lávových prúdov. Väčšina andezitov má skôr charakter ložných intruzívnych telies, často sprevádzaných intruzívnymi brekciami (J. Lexa 1979b). Medzi intruzívmi boli overené relikty vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia, charakter stavby komplexu dobre ilustruje profil vrtu KR-3 (M. Böhmer 1977, obr. 32).

V prechodnej vulkanickej zóne východnej časti Kremnických vrchov má formácia (súvrstvie) typickú stratovulkanickú stavbu. Budovaná je striedajúcimi sa lávovými prúdmi, pyroklastickými prúdmi a epiklastickými vulkanickými brekciami pyroxenických andezitov, niekedy s amfibolom. Epiklastické vulkanické brekcie sú prevažne hrubé, chaotické, len vo väčších odkryvoch pozorujeme hrubú vrstevnatosť danú zmenami zrnitosti zastúpenia fragmentov alebo tenšími polohami drobnouólmkovitých brekcií či hrubých pieskovcov.

V oblasti periférnej vulkanickej zóny v okolí Badína je formácia (súvrstvie) budovaná len epiklastickými vulkanickými horninami. Nepravidelne sa tu striedajú polohy prevažne drobnouólmkovitých epiklastických vulkanických brekcií, zlepcov a hrubých pieskovcov.

Faciálny charakter a genetické typy uloženín zlatostudnianskej formácie (súvrstvia) indikujú explozívno-efuzívnu vulkanickú aktivitu v terestrických podmienkach. Len v malej miere sa uplatnili erupcie pyroklastických prúdov. Transport materiálu do oblasti prechodnej a periférnej vulkanickej zóny sprostredkovali prívaly a občasné toky. Povrchovú vulkanickú aktivitu sprevádzala rozsiahla aktivita intruzívna, najmä v zóne styku vulkanickej stavby s podložíom.

Chronostratigrafické údaje. Priame biostratigrafické dáta alebo rádiometrické datovanie nie je k dispozícii. Formácia (súvrstvie) leží na kordíckom súvrství

spodnobádenského veku a je prekrytá horninami turčeckej formácie (súvrstvia) spodnosarmatského veku (pozri nižšie), pričom v oblasti centrálnej vulkanickej zóny horniny turčeckej formácie (súvrstvia) ležia priamo na hlboko denudovanom povrchu propylitizovaného komplexu efuzív a intruzív. Z uvedených dôvodov považujeme opisovanú formáciu (súvrstvie) za spodno- až vrchnobádenskú s tým, že vo vrchnom bádene podľahla ešte i denudácii.

Turčecká formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa obce Turček (severne od Kremnice), v okolí ktorej je formácia (súvrstvie) typicky vyvinutá.

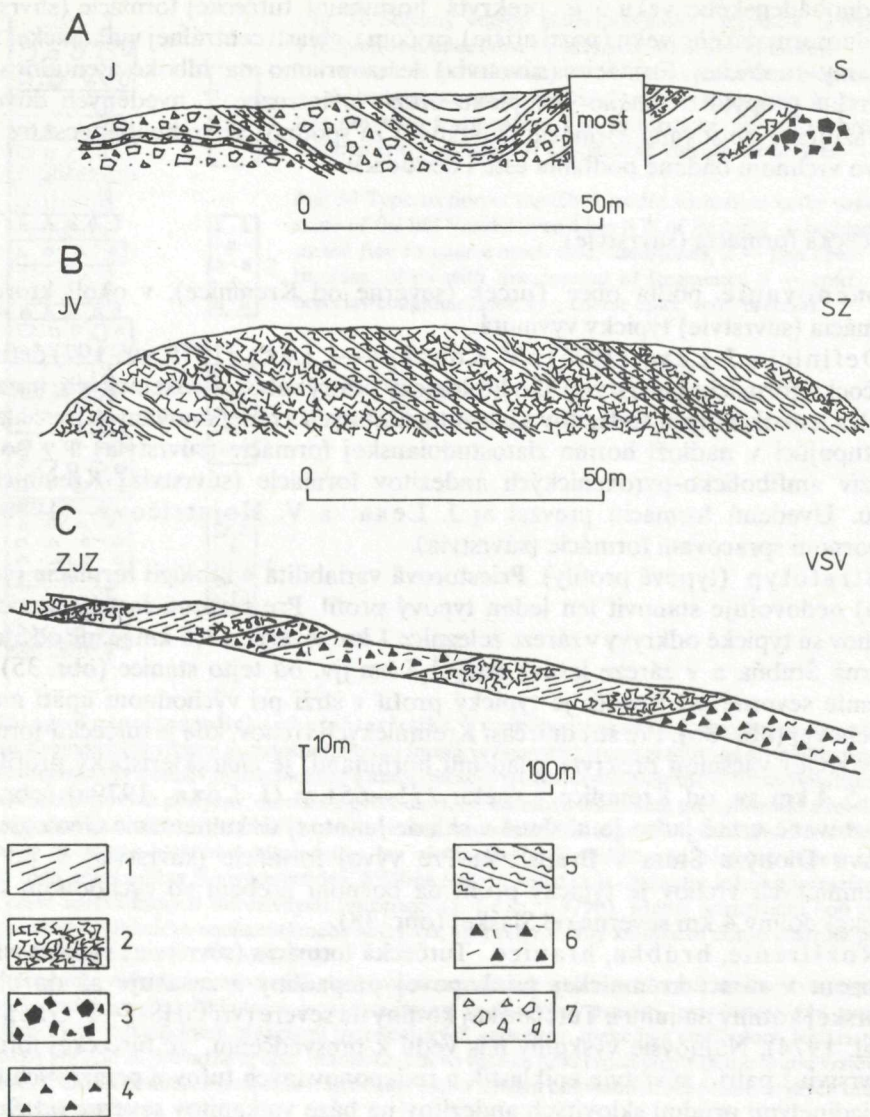
Definícia. J. Lexa (1975) a V. Konečný—J. Lexa (1979, str. 197) definujú turčockú formáciu (súvrstvie) ako litologicky pestrý súbor pyroxenických, bazaltických a leukokrátnych andezitov a ich autochtónnych a redeponovaných pyroklastík, vystupujúci v nadloží hornín zlatostudnianskej formácie (súvrstvia) a v podloží efuzív amfibolicko-pyroxenických andezitov formácie (súvrstvia) Kremnického štítu. Uvedenú formáciu prevzal aj J. Lexa a V. Hojstričová (1980) pri súbornom spracovaní formácie (súvrstvia).

Stratotyp (typové profily). Priestorová variabilita v litológii formácie (súvrstvia) nedovoľuje stanoviť len jeden typový profil. Pre severnú časť Kremnických vrchov sú typické odkryvy v záreze železnice 1 km severne a 1,5 km južne od Stanice Horná Štubňa a v záreze lesnej cesty 1,5 km jjv. od tejto stanice (obr. 35). Pre územie severne od Kordík je typický profil v strži pri východnom úpätí masívu Flochovej (obr. 36). Pre strednú časť Kremnických vrchov, kde je turčecká formácia (súvrstvie) väčšinou prekrytá mladšími horninami, je charakteristický profil vrtu LX-5 4 km sv. od Kremnice v úseku 271—651 m (J. Lexa 1979a) (obr. 37). Skartované vrtné jadro je uložené v sklade hmotnej dokumentácie Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. Pre vývoj formácie (súvrstvia) v jz. časti Kremnických vrchov je typický profil na bočnom hrebeni vo východnom svahu Slaskej doliny 4 km severne od Slaskej (obr. 38).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Turčecká formácia (súvrstvie) vytvára súvislý horizont v rámci kremnickej priekopovej prepadliny a zasahuje až do oblasti Žiarkej kotliny na juhu a Turčianskej kotliny na severe (vrt GHŠ-1—J. Gašparík et al. 1974). Najnovšie výskumy nás vedú k presvedčeniu, že turčeckej formácii (súvrstviu) patrí i súvrstvie epiklastík a redeponovaných tufov a pemzových tufov s ojedinelými prúdmi sklovitých andezitov na báze vulkanitov severne od Kordík a západne od Harmanca, ktoré sme doposiaľ priradovali v nadloží ležiacej flochovskej formácii (súvrstviu), (prv formácii — súvrstviu — Medvedej doliny) ako jej bazálne súvrstvie.

Hrúbka formácie (súvrstvia) v rámci kremnickej priekopovej prepadliny sa pohybuje od 300—500 m, s výnimkou oblasti vyzdvihnutého bloku kremnickej hrasti, kde bola redukovaná. Za hranicami kremnickej priekopovej prepadliny sú malé hrúbky, najviac do 100 m.

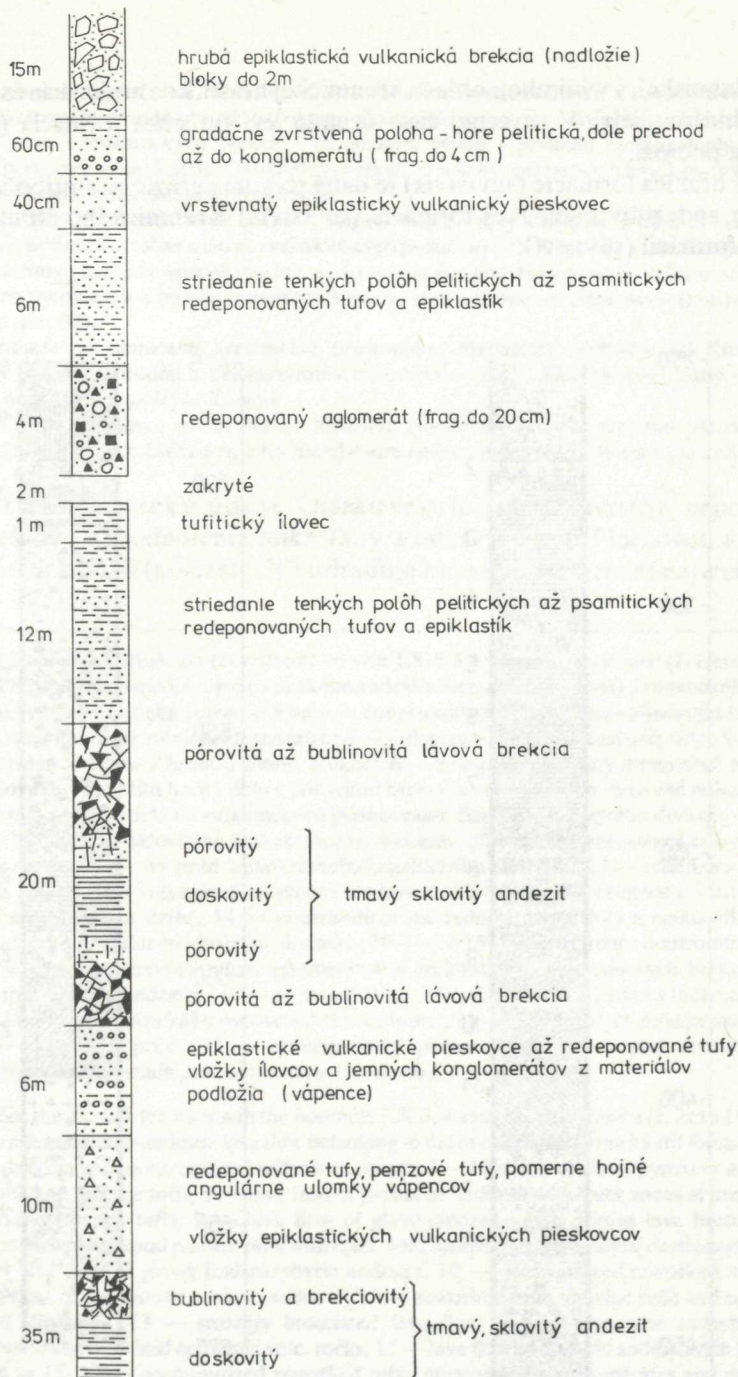
Spodná hranica formácie (súvrstvia) je prevažne jednoznačná, daná litologickým a petrografickým kontrastom voči horninám podložnej formácie (súvrstvia)



Obr. 35 Typové profily turčockej formácie v severnej časti územia

A — zárez železnice 1 km s. od stanice Horná Štubňa; B — zárez železnice 1,5 km j. od stanice Horná Štubňa; C — zárez lesnej cesty 1,5 km jjv. od žel. stanice Horná Štubňa; 1 — doskovité a laminované andezity; 2 — struskovité lávové brekcie typu A—A; 3 — aglomeráty a vulkanické brekcie; 4 — aglomeráty; 5 — tufy, pemzové tufy, lapilové tufy; 6 — redeponované aglomeráty; 7 — epiklastické vulkanické brekcie.

Fig. 35 Type sections of the Turček formation in the northern part of the region, between Turček and Horná Štubňa. 1 — platy andesites, 2 — AA type lava breccias, 3 — agglomerates and vulcanian breccias, 4 — agglomerates, 5 — tuffs, pumice tuffs, lapilli tuffs, 6 — reworked agglomerates, 7 — epicl. volc. breccias.

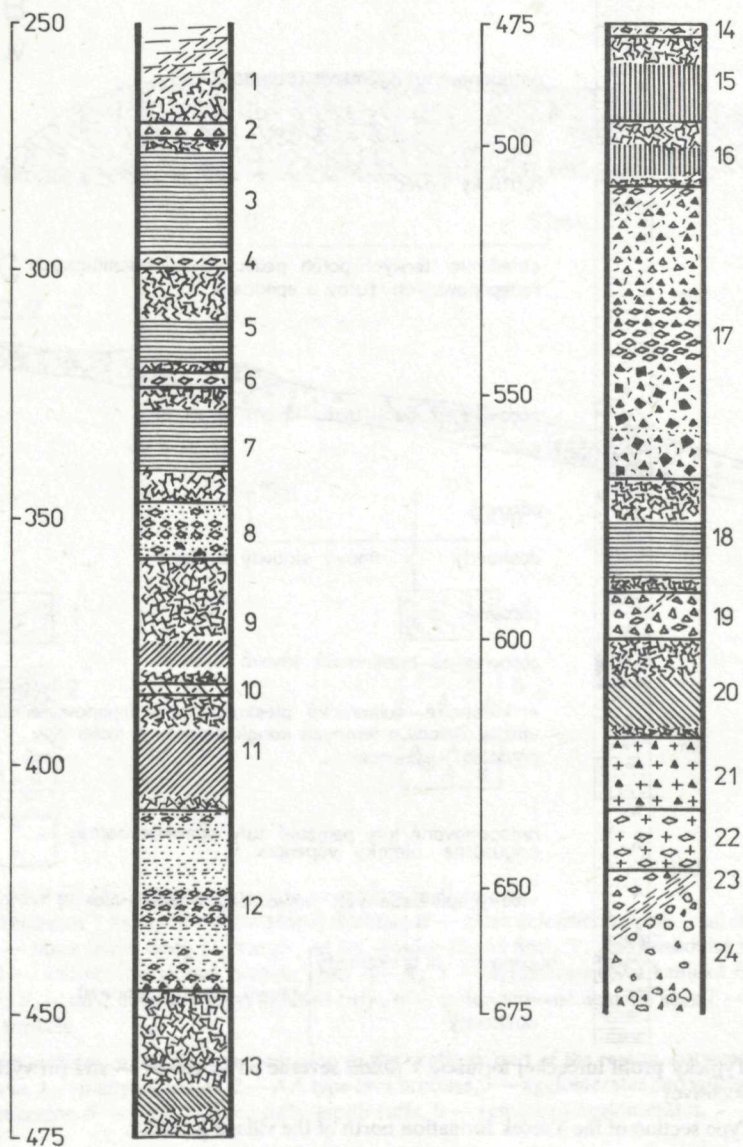


Obr. 36 Typický profil turčeckej formácie v území severne od Kordíkov — strž pri východnom úpätí masívu Flochovej

Fig. 36 Type section of the Turček formation north of the village Kordíky.

zlatostudnianskej, s výnimkou oblasti kremnickej hrasti, kde argilizácia často zastiera pôvodné rozdiely. V severnej časti územia leží turčecká formácia (súvrstvie) priamo na podloží.

Vrchná hranica formácie (súvrstvia) je daná stykom s efúziami amfibolicko-pyro- xenických andezitov nadložnej formácie (súvrstvia) Kremnického štítu, prípadne mladších formácií (súvrství).



Litologicko-petrografická charakteristika. V severnej časti územia, v širšom okolí Turčeka, je formácia (súvrstvie) budovaná prevažne tenkými, silne zbrekciovatými lávovými prúdmi a polohami tufov, aglomerátov a vulkanických brekcií v terigénnom vývoji s prvkami periklinálneho uloženia indikujúc reliktu vulkanického kužela. Ojedinele sa vyskytujú polohy epiklastických vulkanických brekcií a tenké vložky svetlých tufov dacitového zloženia.

V ostatných častiach územia nesie formácia (súvrstvie) známky uloženia v depresii kremnickej priekopovej prepadliny, čiastočne snáď aj v subakválnych podmienkach. Prejavuje sa to lávovými prúdmi sklovitých andezitov, niekedy sprevádzaných aj hyaloklastitovými brekciami a veľkým množstvom redeponovaných pyroklastík s polohami vulkanických ílovcov, siltovcov a pieskovcov (porovnaj profil vrtom LX-5 na obr. 37).

Relikty formácie za hranicami kremnickej priekopovej prepadliny východne od Kremnice sú reprezentované lávovými prúdmi a aglomerátmi v terigénnom vývoji indikujúc kontrastný vývoj facií v priekopovej prepadline a za jej hranicami.

Z petrografického hľadiska sa na stavbe formácie (súvrstvia) podiela materiál pyroxenických, bazaltických a leukokrátnych andezitov, len v malej miere alebo ojedinele je prítomný materiál dacitov.

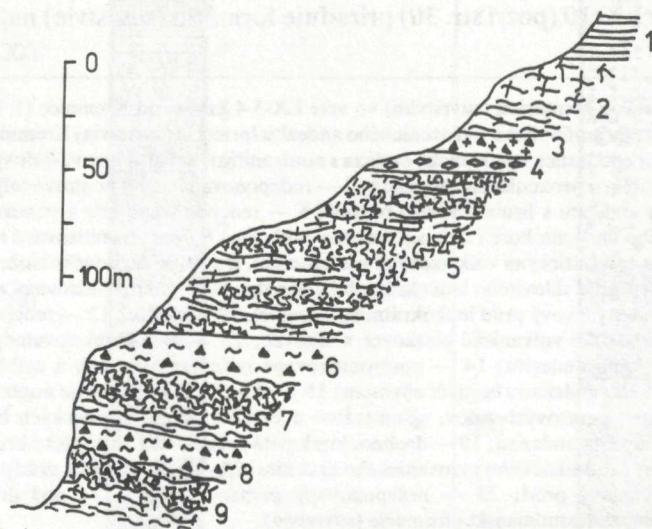
Chronostratigrafické údaje. Otázku veku formácie (súvrstvia) nepovažujeme za doriešenú. Vyhodnotenie mikroflóry z odkryvov pod Flochovou a z vrto GHŠ-1, LX-5 a LX-10 (pozri str. 30) priraďuje formáciu (súvrstvie) najvrchnejšie-



Obr. 37 Profil turčeckou formáciou (súvrstviem) vo vrte LX-5 4 km sv. od Kremnice (J. Lexa 1979)
1 — báza lávového prúdu amfibolicko-pyroxenického andezitu formácie (súvrstvia) Kremnického štítu; 2 — drobnouólomkovitá epiklastická vulkanická breccia s nontronitizovaným pemzovo-tufovým tmelom; 3 — lávový prúd sklovitého pyroxenického andezitu; 4 — redeponované tuffy a pemzové tuffy; 5 — lávový prúd pyroxenického andezitu s hrubou zónou brekcií; 6 — redeponované tuffy a pemzové tuffy; 7 — lávový prúd sklovitého andezitu hore i dolu s pórovitou brekciou; 8 — nontronitizované redeponované tuffy a pemzové tuffy s epiklastickými vulkanickými pieskovecami, čiastočne dacitového zloženia; 9 — silne zbrekciovatý lávový prúd sklovitého leukokrátneho andezitu; 10 — nontronitizovaný redeponovaný tuf; 11 — zbrekciovatý lávový prúd leukokrátneho bazaltického andezitu; 12 — redeponované tuffy, pemzové tuffy a epiklastické vulkanické pieskovce a siltovce; 13 — silne zbrekciovatý lávový prúd bazického pyroxenického andezitu; 14 — nontronitizované redeponované tuffy a epiklastiká; 15 — lávový prúd bazaltického andezitu s hojným olivínom; 16 — ako 15; 17 — súvrstvie nontronitizovaných redeponovaných tufov, pemzových tufov, aglomerátov a epiklastických vulkanických brekcií; 18 — lávový prúd pyroxenického andezitu; 19 — drobnouólomkovitá epiklastická vulkanická breccia s hojnou pemzou; 20 — lávový prúd bazického pyroxenického andezitu; 21 — pyroklastický prúd pyroxenického andezitu; 22 — pemzový prúd; 23 — redeponovaný pemzový tuf; 24 — pod drvenou zónou chloritizované horniny zlatostudnianskej formácie (súvrstvia).

Fig. 37 Profile of the Turček formation in the borehole LX-5, 4 km NE of Kremnica (J. Lexa 1979). 1 — base of hornblende-pyroxene andesite lava flow belonging to the overlying Kremnický štít formation, 2 — fine epicl. volc. breccia with nontronitized tuffaceous matrix, 3 — lava flow of glassy pyroxene andesite, 4 — reworked tuffs and pumice tuffs, 5 — lava flow of pyroxene andesite with thick zones of breccia, 6 — reworked tuffs and pumice tuffs, 7 — lava flow of glassy andesite with porous lava breccias, 8 — nontronitized reworked tuffs and pumice tuffs with epicl. volc. sandstones, partially of dacite composition, 9 — brecciated lava flow of glassy feldsparphyric andesite, 10 — nontronitized reworked tuff, 11 — brecciated lava flow of leucocrate basaltic andesite, 12 — reworked tuffs, pumice tuffs and epicl. volc. sandstones and siltstones, 13 — strongly brecciated lava flow of basic pyroxene andesite, 14 — nontronitized reworked tuffs and epiclastic volc. rocks, 15 — lava flow of basaltic andesite rich in olivine, 16 — the same as 15, 17 — nontronitized reworked tuffs, pumice tuffs, agglomerates and epicl. volc. breccias, 18 — lava flow of pyroxene andesite, 19 — fine epicl. volc. breccia rich in pumice, 20 — lava flow of basic pyroxene andesite, 21 — pyroclastic flow deposits of pyroxene andesite composition, 22 — pumice flow deposits, 23 — reworked pumice tuff, 24 — underneath a fault chloritized rocks of the Zlatá studňa formation.

mu bádenu až spodnému sarmatu, čo je v zhode s pozíciou na denudovanom povrchu bádanskej zlatostudnianskej formácie (súvrstvia) a so situáciou v oblasti Jánovej a Novej Lehoty, kde ekvivalentná formácia (súvrstvie) Kľakovskej doliny leží v nadloží produktívnych vrstiev a nadslojových ílov Handlovskej uhoľnej panvy, ktorých vek je včasne sarmatský (pozri str. 18). Na druhej strane rádiometrické dáta na horninách nadložnej formácie (súvrstvia) Kremnického štítu a krahuľskej formácie (súvrstvia) — (pozri nižšie) by pri aplikácii škály D. Vassa (1978) vyžadovali zaradiť turčeckú formáciu (súvrstvie) ako aj spomenuté nadložné formácie (súvrstvia) ešte do spodného—stredného bádenu (porovnaj I. Repčok 1981). Podobný rozpor medzi biostratigrafickým a rádiometrickým datovaním sa prejavil i v iných častiach stredoslovenských neovulkanitov, preto sa mu venujeme v špeciálnej diskusii na str. 156. Z uvedených dôvodov dávame zatiaľ prednosť priradeniu na základe biostratigrafických dát, považujeme teda turčockú formáciu (súvrstvie) za pozdno bádenskú až spodnosarmatskú.



Obr. 38 Typický profil turčeckej formácie v jz. časti územia — skalnatý hrebeň vo v. svahu Slaskej doliny 4 km severne od Slaskej

1 — formácia Kremnického štítu; 2 — sklovitý pyroxenický andezit; 3 — pyroklastický prúd pyroxenického andezitu; 4 — pemzový tuf; 5 — mohutný prúd silne zbrekčovateného sklovitého leukokrátneho andezitu; 6 — aglomerát bohatý na pemzu; 7 — lávový prúd sklovitého andezitu, hore pórovitá až bublinovitá brekcie; 8 — zvrstvené tuffy a aglomeráty, dole kapsy epiklastických vulkanických pieskovcov; 9 — sklovitý andezit, hore pórovitá až bublinovitá struskovitá brekcia.

Fig. 38 Type section of the Turček formation in the SW part of Kremnické vrchy, 4 km North of the village Slaská. 1 — Kremnický štít formation, 2 — glassy pyroxene andesite, 3 — pyroclastic flow of pyroxene andesite composition, 4 — pumice tuff, 5 — brecciated lava flow of glassy feldsparphyric andesite, 6 — agglomerate rich in pumice, 7 — lava flow of glassy andesite with vesicular breccia at the top, 8 — bedded tuffs and agglomerates, epicl. volc. sandstones at the base, 9 — glassy andesite lava flow with vesicular breccia at the top.

Formácia (súvrstvie) Kremnického štítu

Pomenovanie podľa vrchu Kremnický štít (východne od Kremnice), ktorý je budovaný formáciou (súvrstvom) vo svojom typickom vývoji.

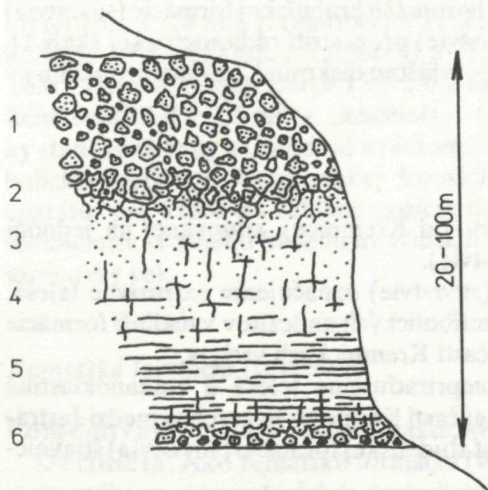
Definícia. Ako formáciu (súvrstvie) Kremnického štítu označujeme mocný súbor lávových prúdov a ojedinelých extrúzií amfibolicko-pyroxenických andezitov v strednej časti Kremnických vrchov.

Stratotyp (typové profily). Pre formáciu (súvrstvie) Kremnického štítu sú typické súvislé odkryvy v záreze železnice, v záreze štátnej cesty a v skalných bralách v južnom svahu Kremnického štítu medzi Kremnicou a Nevoľným (obr. 39).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Formácia (súvrstvie) je rozšírená v strednej časti Kremnických vrchov v rámci kremnickej priekopovej prepadliny, ktorej vrchnú časť výplne formácie (súvrstvie) vytvára.

Hrúbka formácia (súvrstvia) dosahuje až 500 m. Severným smerom sa postupne vytráca zhruba na úrovni Turčeka. V oblasti kremnickej hrasti je primárne i denudáciou stenčená, alebo celkom chýba.

Spodná hranica formácie je daná stykom s faciálne a petrograficky odlišnou turčeckou formáciou (súvrstvom). V nadloží formácie (súvrstvia) niet mladších hornín, okrem ojedinelých telies amfibolicko-biotitických andezitov a ryolitov. Na západe je formácia (súvrstvie) čiastočne prekrytá horninami mladšej formácie (súvrstvia) rematskej, ktoré sa litologicky a petrograficky odlišujú. Na juhu je formácia (súvrstvie) porušená okrajovými zlomami Žiarskej kotliny a pravdepodobne pokračuje ďalej v podloží jej výplne.



Obr. 39 Typický profil lávovým prúdom formácie (súvrstvia) Kremnického štítu

1 — červenkasté pórovité blokové lávové breccie; 2 — zóna prechodu do pórovitého andezitu; 3 — nepravidelne blokovo rozpukaný, červenkastý pórovitý andezit; 4 — mierne pórovitý sivý andezit blokovej odľučnosti; 5 — sivý celistvý doskovitý andezit; 6 — bazálna červenkastá breccia malej hrúbky.

Fig. 39 Typical section of a lava flow of the Kremnický štít formation. 1 — reddish porous blocky lava breccia, 2 — transition to porous andesite, 3 — reddish porous andesite with irregular blocky jointing, 4 — gray, slightly porous andesite with blocky jointing, 5 — gray platy andesite, 6 — basal reddish breccia of small thickness.

Litologicko-petrografická charakteristika. Jednotlivé lávové prúdy formácie (súvrstvia) Kremnického štítu sú plošne rozsiahle a pomerne veľmi hrubé (30—150 m). v spodnej časti ich spravidla tvorí sivý doskovitý andezit, ktorý vyššie prechádza do červenkastého pórovitého andezitu blokovej odlučnosti a vo vrchnej časti prúdov do svetlých pórovitých blokových lávových brekcií vytvárajúcich až 50 % hrúbky prúdov. Z petrografického hľadiska sú lávové prúdy tvorené pyroxenickým andezitom s akcesorickým amfibolom a biotitom (v spodnej časti formácie — súvrstvia), amfibolicko-pyroxenickým andezitom s akcesorickým biotitom, ojedinele i olivínom (najmä v strednej časti formácie — súvrstvia), amfibolicko-pyroxenickým andezitom s biotitom a biotiticko-amfibolicko-pyroxenickým andezitom (v strednej a vrchnej časti formácie — súvrstvia).

Len v jednom prípade sa medzi lávovými prúdmi našli uloženiny pyroklastického prúdu hrúbky asi 5 m, v záreze cesty medzi Kremnicou a Nevoľným.

Formácií (súvrstviu) Kremnického štítu priradujeme tiež extrúziu či mocný lávový prúd biotiticko-amfibolicko-pyroxenického andezitu pri Turčeku, tvorený prevažne masívnym andezitom blokovej odlučnosti.

Z litológie formácie (súvrstvia) vyplýva, že ide o produkty efúzívneho vulkanizmu typu trhlínových erupcií v terestrickom prostredí.

Chronostratigrafické údaje. Problém veku formácie (súvrstvia), podobne ako v prípade formácie (súvrstvia) turčeckej, nepovažujeme za doriešený. Pri zohľadnení biostratigrafických dát, pozícia nad horninami turčeckej formácie (súvrstvia) a pod horninami formácie (súvrstvia) krahufskej (pozri nižšie) zaraďuje formáciu (súvrstvie) Kremnického štítu do spodného sarmatu.

Rádiometrické datovanie hornín formácie (súvrstvia) Kremnického štítu metódou stôp po delení uránu (fission track) poskytlo výsledky: (J. Repčok 1981):

vrt LX-5/105,0 m	15,8 ± 0,3 mil. r. (Amf)
	15,7 ± 0,3 mil. r. (Bi)
vrt LX-5/197,0 m	15,9 ± 0,6 mil. r. (Amf)
prúd v Ihráčskej doline	15,6 ± 0,4 mil. r. (Bi)
prúd 1,7 km V od Krahúf	15,1 ± 0,4 mil. r. (Bi)

Tieto údaje ako aj údaje na nadložných horninách krahufskej formácie (súvrstvia) — (pozri nižšie), zaraďujú formáciu (súvrstvie) pri použití rádiometrickej škály D. Vassa (1978) do vrchného bádenu (pozri zvláštnu diskusiu k tomuto problému na str. 156).

Krahufská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa obce Krahule (sv. od Kremnice), situovanej na jednom z extruzívnych telies tejto formácie (súvrstvie).

Definícia. Ako krahufskú formáciu (súvrstvie) označujeme extruzívne telesá, dajky a podradné epiklastiká biotiticko-amfibolických andezitov v nadloží formácie (súvrstvia) Kremnického štítu v strednej časti Kremnických vrchov.

Do krahufskej formácie (súvrstvia) nepriradujeme telesá a vulkanoklastiká biotiticko-amfibolických andezitov v južnej časti Kremnických vrchov medzi Jastrabou a Budčou, ktoré považujeme za súčasť studenskej formácie (súvrstvia) štiavnického vulkanického aparátu.

Stratotyp (typové profily). Za typické pre krahufskú formáciu (súvrstvie) považujeme extruzívne teleso v oblasti Krahúf, odkryté v početných odkryvoch menšieho rozmeru. Epiklastiká vystupujú pri jeho jv. okraji v záreze starej lesnej cesty.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Formácia (súvrstvie) je reprezentovaná v priestore nesúvislými telesami. Priradujeme do nej extruzívne teleso v okolí Krahúf, extruzívne teleso Chomu sv. od Ihráča a geneticky späté vulkanoklastiká pri Ihráči, dajky v závere Ihráčskej doliny a malý výskyt epiklastík pri okraji Turčianskej kotliny.

Hrúbka extruzívnych telies dosahuje niekoľko stoviek metrov, hrúbka epiklastík nepresahuje 10 m.

Hranice formácie (súvrstvia) sú dané odlišným petrografickým zložením.

Litologicko-petrografická charakteristika. Extruzívne telesá sú tvorené masívnym andezitom blokovej odlučnosti, len miestami v oblasti prechodu do hrubých lávových prúdov pozorujeme aj doskovitú odlučnosť. Andezit je prevažne červenkastý, mierne autometamorfovaný. Pri Ihráči vystupujú na povrch telesá aj blokové lávové brekcie. Dajky hrubé 30—50 m, so smernou dĺžkou 200—300 m sú tvorené masívnym andezitom blokovej odlučnosti. Podradné epiklastiká majú charakter hrubých brekcií až konglomerátov, ojedinele s vložkami jemnejších brekcií a hrubých pieskovcov.

Z petrografického hľadiska ide o biotiticko-amfibolické andezity s hypersténom, len jedna z dajok je tvorená amfibolicko-biotitickým dacitom.

Extrúzie andezitov prebehli v terestrickom prostredí na eróziu rozčlenenom povrchu v rámci kremnickej priekopovej prepadliny. Nenašli sme žiadne uloženy indikujúce rozsiahlejšiu explozívnu aktivitu spojenú s extrúziou andezitov.

Chronostratigrafické údaje. Podobne ako u formácie (súvrstvia) Kremnického štítu, so zreteľom na biostratigrafické údaje o veku turčockej formácie (súvrstvia), radíme krahušskú formáciu (súvrstvie) na základe superpozície tiež do spodného sarmatu.

Rádiometrické datovanie hornín krahušskej formácie (súvrstvia) metódou stôp po delení uránu (fission track) poskytlo nasledovné výsledky: Horný Chom pri Ihráči $16,1 \pm 1,4$ mil. r. (amfibol) a $11,9 \pm 1,1$ mil. r. (biotit — omladený), extrúzia Krahule $15,5 \pm 1,0$ mil. r. (amfibol) a $15,5 \pm 0,5$ mil. r. (biotit) a na druhej vzorke $16,0 \pm 0,6$ mil. r. (amfibol) a $15,8 \pm 0,2$ mil. r. (biotit), dajka východne od Kremnického štítu $15,7 \pm 0,5$ mil. r. (amfibol) — (I. Repčok 1981). Uvedené rádiometricky stanovené veky sa zhodujú s rádiometricky stanovenými vekmi biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie (súvrstvia) štiavnického vulkanického aparátu, pre ktoré na základe pozície nad palinologicky datovanými súvrstviami sedimentov vrchného bádenu až včasného sarmatu (v podloží) uvažujeme spodno-sarmatský vek.

Rematská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa osady Remata, sv. od Handlovej.

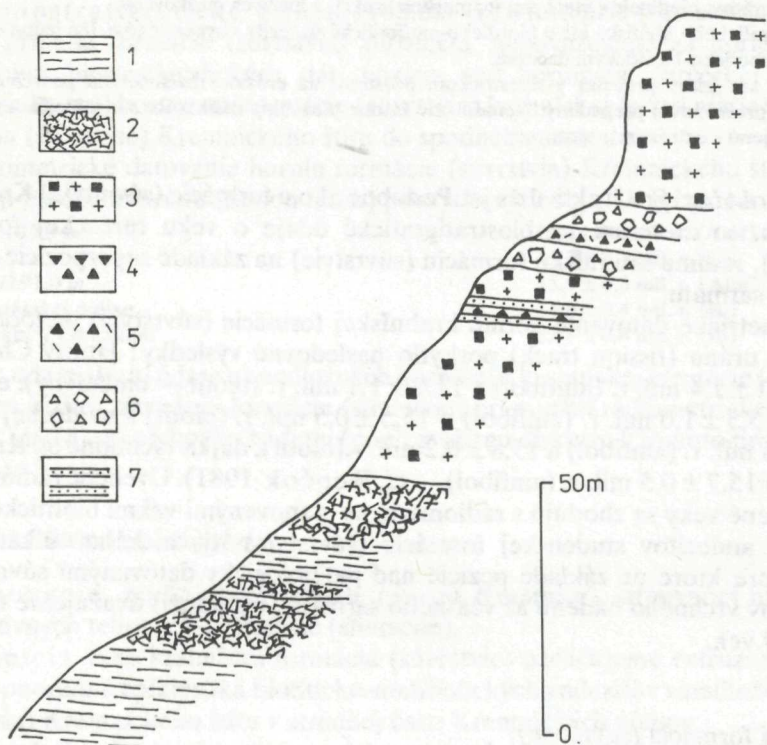
Definícia. Ako rematskú formáciu (súvrstvie) označujeme relikty sarmatského stratovulkánu pyroxenických andezitov v západnej časti Kremnických vrchov, ležiace v nadloží extrúzií amfibolicko-hyperstenických andezitov s akcesorickým granátom východne od Handlovej, v nadloží turčockej formácie (súvrstvia) pri Jánovej Lehote a v nadloží lávových prúdov formácie (súvrstvia) Kremnického štítu medzi Jánovou Lehotou a Skleným.

Stratotyp. Typický profil rematskou formáciou (súvrstvím) predstavuje skalnatý hrebeň v západnom svahu Bralovej skaly sv. od Rematy (obr. 40).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Rematská formácia je rozšírená v západnej časti Kremnických vrchov, v s.—j. orientovanom pásme šírky do 5 km, medzi Jánovou Lehotou a Skleným.

Hrúbka formácie kolíše v rozmedzí 100—200 m.

Spodná hranica je daná rozdielmi v litológii a petrografii voči podložným formáciám (súvrstviam). Len v prípade styku s turčockou formáciou s. a sv. od Jánovej Lehoty sú miestami problémy s jej stanovením, pokiaľ sa stýkajú litologicky a petrograficky podobné členy. V nadloží rematskej formácie (súvrstvia) niet mladších vulkanických hornín. Pri Sklenom je miestami prekrytá štrkmi pliocénu až včasného pleistocénu.



Obr. 40 Typový profil rematskou formáciou v západnom svahu Bralovej skaly nad Rematou

1 — andezity doskovitej až blokovej odlučnosti; 2 — hnedé až červenkasté pórovité lávové brekcie; 3 — chaotické brekcie pyroklastických prúdov; 4 — aglomerát; 5 — zvrstvené aglomeráty a tuffy; 6 — netriedené epiklastické vulkanické brekcie; 7 — netriedené hrubé pieskovce.

Fig. 40 Type section of the Remata formation at the western slope of the Bralová skala. 1 — andesites with platy to blocky jointing, 2 — brown to reddish porous lava flow breccias, 3 — chaotic pyroclastic flow breccias, 4 — agglomerates, 5 — bedded and sorted agglomerates and tuffs, 6 — unsorted epiclastic volc. breccias, 7 — unsorted coarse epicl. volc. sandstones.

Litologicko-petrografická charakteristika. Litologická skladba formácie sa zákonite mení v závislosti na vzdialenosti od vulkanického centra južne od Rematy. V centrálnej vulkanickej zóne budujú formáciu (súvrstvie) silne zbrekčovatené lávové prúdy, uloženiny pyroklastických prúdov, autochtónne tufy a aglomeráty, kráterové brekcie a intruzívne teleso lakolitového typu.

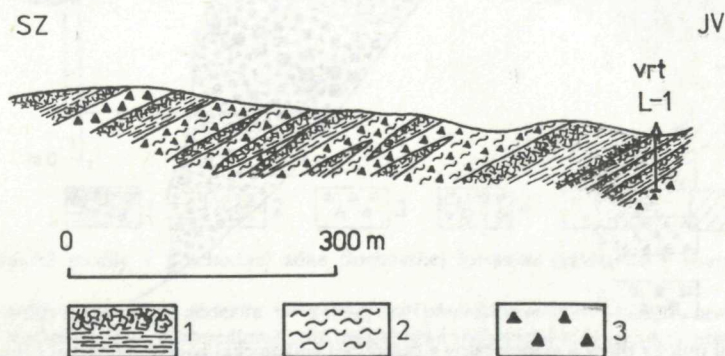
V prechodnej vulkanickej zóne má formácia (súvrstvie) typicky stratovulkanickú stavbu striedajúcich sa lávových prúdov a hrubých epiklastík, v severnej časti aj pyroklastických prúdov. Pri Sklenom a v Jánovej Lehote v stavbe formácie (súvrstvia) už dominujú hrubo- až drobnoulomkovité epiklastické vulkanické brekcie s vložkami a polohami hrubých epiklastických vulkanických pieskovcov. Z petrografického hľadiska ide o materiál pyroxenických andezitov. Jeden z najmladších lávových prúdov je budovaný amfibolicko-pyroxenickým andezitom a intruzívne teleso je tvorené pyroxenickým dioritovým porfýrom.

Efuzívno-explozívna aktivita s ojedinelými erupciami typu St. Vincent (pyroklastické prúdy) sa vyvíjala v terestrickom prostredí. Nespevnený materiál vulkanického kužela bol súčasne s vulkanickou aktivitou redeponovaný na prolúviálne výplavové kužele formou občasných tokov a prívalov. Formácia (súvrstvie) sa podľa všetkého vyvíjala v miernej depresii pri západnom okraji kremnickej priekopovej prepadliny, s vulkanickým centrom situovaným na okrajovom zlome.

Chronostratigrafické údaje. Rematská formácia (súvrstvie) leží na horninách bádenského až spodnosarmatského veku. Vzhľadom na rovnakú štruktúrnu pozíciu s flochovskou formáciou (súvrstviem) v severnej časti Kremnických vrchov považujeme rematskú formáciu (súvrstvie) za sarmatskú.

Flochovská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa masívu Flochovej v severnej časti Kremnických vrchov, ktorý je budovaný horninami formácie (súvrstvia). J. Lexa (1975, 1978) a V. Konečný—J. Lexa (1979) uvádzajú formáciu (súvrstvie) pod názvom „formácia Medvedej doliny“. Tento názov nepovažujeme za vhodný pre formálnu definíciu v zmysle Zásad. čl. stratigrafickej komisie.



Obr. 41 Schéma stavby centrálnej zóny flochovskej formácie (súvrstvia)

1 — lávové prúdy s pórovitými brekciami struskovitého typu; 2 — tufy; 3 — aglomeráty.

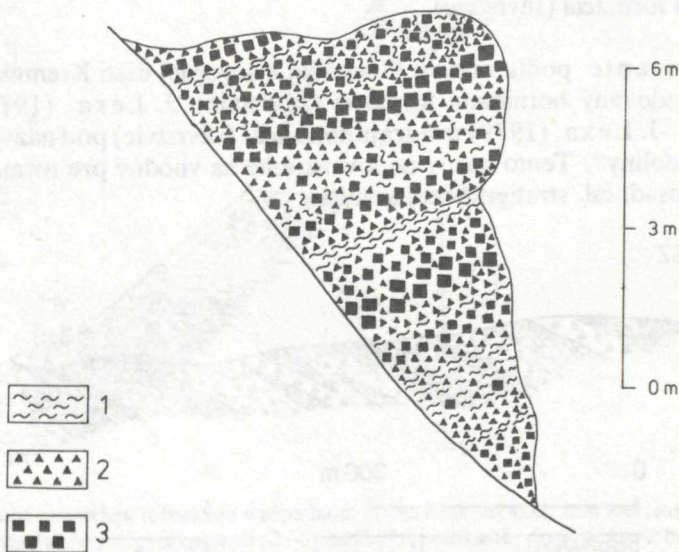
Fig. 41 Schematic section in the central zone of the Flochová formation SE of the village Horná Štubňa. 1 — lava flows with porous breccias of the AA type, 2 — tuffs, 3 — agglomerates.

Definícia. Ako flochovskú formáciu (súvrstvie) vyčlenil J. Lexa (1978) stratovulkanický komplex pyroxenických andezitov v severnej časti Kremnických vrchov medzi Hornou Štubňou a Kordíkmi. Charakteristické je dominantné zastúpenie lávových prúdov a epiklastických vulkanických hornín. Ide o relikty menšieho stratovulkánu ležiace v nadloží hornín turčockej formácie (súvrstvia). Túto definíciu akceptujeme aj po premenovaní na flochovskú formáciu (súvrstvie).

Stratotyp (typové profily). Litologické zmeny v priestore nedovoľujú stanoviť len jeden typový profil. Pre centrálnu vulkanickú zónu je typický profil odkrytý v zárezoch lesnej cesty a skalnatých bralách v závere Medvedej doliny jv. od Hornej Štubne (obr. 41, 42). Pre prechodnú vulkanickú zónu sú typické profily v skalných bralách v severných svahoch masívu Flochovej (obr. 43, 44) a v skalných bralách v severnom svahu doliny Žarnovice južne od Čremošného (obr. 45). Pre periférnu zónu je typický profil v starom kameňolome 1 km jv. od Turčianskych Teplíc (obr. 46).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Flochovská formácia (súvrstvie) je rozšírená v severnej časti Kremnických vrchov medzi obcami Kordíky a Horná Štubňa a na sz. siahá okrajovo do Veľkej Fatry južne od Čremošného a Turčianskej kotliny v okolí Turčianskych Teplíc.

Hrúbka formácie (súvrstvia) je premenlivá v rozmedzí 100—400 m. Najväčšia je v oblasti centrálnej vulkanickej zóny a priľahlých častiach prechodnej zóny, pri okrajoch sa znižuje.

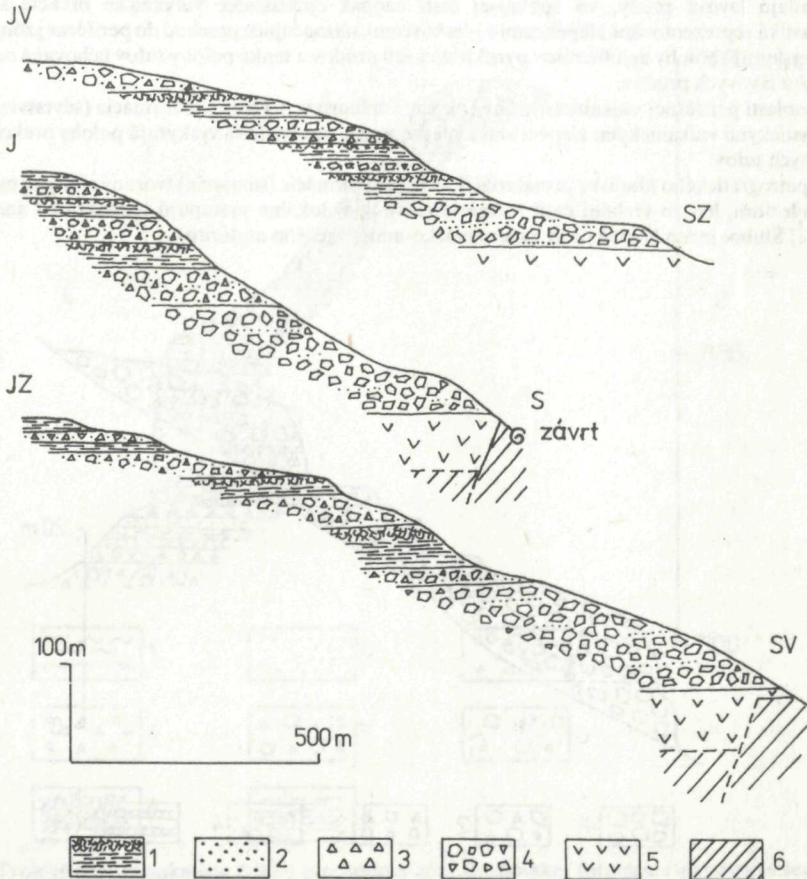


Obr. 42 Detail polohy tufov a aglomerátov v centrálnej vulkanickej zóne flochovskej formácie (súvrstvia)

1 — tufy a pemzové tufy; 2 — lapilové tufy; 3 — aglomeráty.

Fig. 42 Detail of a tuff and agglomerate horizon in the central zone of the Flochová formation. 1 — tuffs and pumice tuffs, 2 — lapilli tuffs, 3 — agglomerates.

Spodná hranica voči turčockej formácii (súvrstviu) nie je vždy jednoznačná. V oblasti severne a severozápadne od Turčoka je daná angulárnou diskordanciou a miestami aj rozdielmi v litológii a v petrografickom zložení hornín. Na severe a východe formácie (súvrstvia) sme v minulosti vyčleňovali bazálne súvrstvie, ktoré v súčasnosti na základe litologickej a petrografickej podobnosti materiálu priradujeme turčockej formácii (súvrstviu). Spodná hranica flochovskej formácie (súvrstvia) je tu daná pomerne ostrým stykom hrubých epiklastík s vytriedenými a zvrstvenými epiklastickými vulkanickými pieskovecami a redeponovanými tufmi s materiálom leukokrátnych andezitov v podloží.



Obr. 43 Typické profily v prechodnej zóne flochovskej formácie (súvrstvia) v severných svahoch Flochovej

1 — lávové prúdy doskovitého andezitu, vo vrchnej časti pórovité lávové brekcie; 2 — hrubé epiklastické vulkanické pieskovece; 3 — drobnoušľakovité epiklastické vulkanické brekcie; 4 — hrubé epiklastické vulkanické brekcie; 5 — turčocká formácia; 6 — mezozoické podlozie.

Fig. 43 Type sections of the Flochová formation in the northern slope of Flochová. 1 — platy andesite lava flows with breccias in the upper part, 2 — coarse epicl. volc. sandstones, 3 — fine epicl. volc. breccias, 4 — coarse epicl. volc. breccias, 5 — Turček formation, 6 — Mesozoic basement.

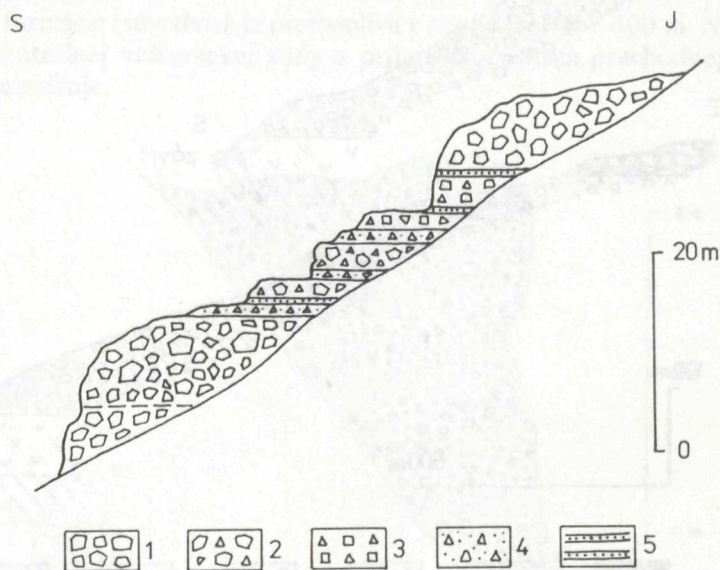
V nadloží flochovskej formácie (súvrstvia) niet mladších vulkanitov, okrem plošne málo rozsiahlych lávových prúdov ryolitov severne od Turčoka, ktoré sú jasne odlišiteľné.

Litologicko-petrografická charakteristika. V oblasti centrálnej vulkanickej zóny, ktorá predstavuje relikty vulkanického kužeľa, budujú formáciu (súvrstvie) striedajúce sa tenké silne zbrekčovatené lávové prúdy, vulkanické brekcie, aglomeráty, tufy a vulkanoklastiká typu svahových sutín, s dobre definovaným periklinálnym uložením.

Prevažná časť flochovskej formácie (súvrstvia) patrí prechodnej vulkanickej zóne, tvorenej hlavne hrubšími lávovými prúdmi a epiklastickými vulkanickými brekciami. Bližšie k vulkanickému kužeľu prevládajú lávové prúdy, vo vonkajšej časti naopak epiklastické vulkanické brekcie a jemnejšie epiklastiká reprezentované zlepcami a pieskovecami, naznačujúce prechod do periférnej zóny. Ojedinele sa vyskytujú polohy aglomerátov pyroklastických prúdov a tenké polohy tufov uchované na nerovnom povrchu lávových prúdov.

V oblasti periférnej vulkanickej zóny (okolie Turčianskych Teplíc) je formácia (súvrstvie) budovaná epiklastickými vulkanickými zlepcami a pieskovecami, ojedinele sa vyskytujú polohy brekcií a redeponovaných tufov.

Z petrografického hľadiska je materiál flochovskej formácie (súvrstvia) tvorený rôznymi pyroxenickými andezitmi, len vo vrchnej časti formácie (súvrstvia) lokálne vystupujú leukokrátne andezity a pri Hornej Štubni jeden lávový prúd hyperstenicko-amfibolického andezitu.



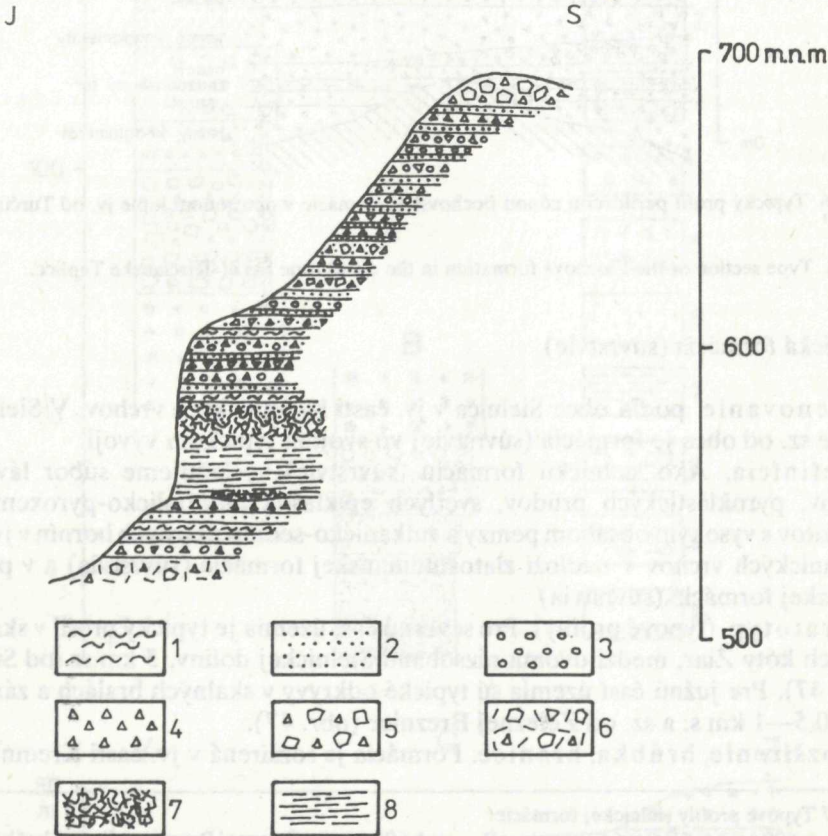
Obr. 44 Typický profil súvrstviem epiklastík v prechodnej zóne flochovskej formácie — severný svah Flochovej

1 — veľmi hrubé brekcie s fragmentmi veľkosti do 2 m; 2 — hrubé brekcie s fragmentmi do 0,5 m; 3 — nevýrazne zvrstvené hrubé a drobnoušľomkovité brekcie; 4 — drobnoušľomkovité brekcie a hrubé pieskovece; 5 — tenké vložky triedených hrubých až jemných pieskovecov.

Fig. 44 Typical profile of epiclastic volcanic rocks in the transitional zone of the Flochová formation — northern slope of Flochová. 1 — very coarse to blocky breccias with fragments up to 2 m in diameter, 2 — coarse breccias with fragments up to 50 cm in diameter, 3 — roughly stratified coarse and fine breccias, 4 — interbedded fine breccias and coarse sandstones, 5 — thin intercalations of fine to coarse sandstones.

Vulkanická aktivita sa vyvíjala v sz.—jv. orientovanej depresii v severnej časti kremnickej priekopovej prepadliny, v terestrických podmienkach. Aktivita bola spočiatku explozívne-efuzívneho typu, neskôr dominantne efuzívneho typu. Intenzívna synvulkanická erózia vulkanického kužela spôsobila redepozíciu materiálu a jeho uloženie na proluviálnych výplyvových kuželfoch pri úpätí vulkánú.

Chronostratigrafické údaje. Pozícia hornín flochovskej formácie (súvrstvia) na denudovanom povrchu bádenských až spodnosarmatských vulkanitov a pod ryolitmi neskorého sarmatu až včasného panónu (pozri nižšie) zaraďuje formáciu (súvrstvie) do sarmatu, bez bližšej špecifikácie.

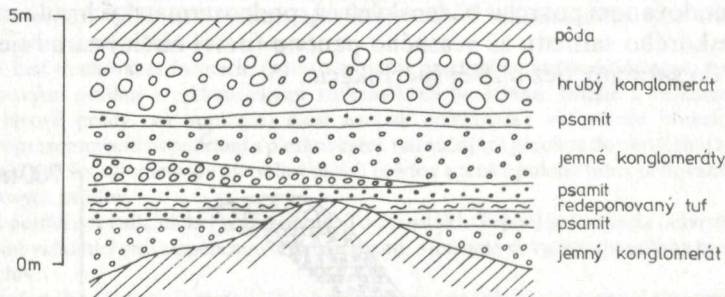


Obr. 45 Typický profil vonkajšou časťou prechodnej zóny flochovskej formácie (súvrstvia) v severnom svahu doliny Žarnovice južne od Čremošného

1 — redeponované pemzové tufy; 2 — zvrstvené, prevažne hrubé epiklastické vulkanické pieskovce; 3 — epiklastické vulkanické zlepence so subangulárnymi až oválnymi valúnmi; 4 — drobnoušľomkovité epiklastické vulkanické brekcie; 5 — drobnoušľomkovité a hrubé epiklastické vulkanické brekcie; 6 — chaotické brekcie lahárov; 7 — pórovitá lávová brekcia; 8 — doskovitý andezit.

Fig. 45 Type section of the Flochová formation in the outer proximal zone south of the village Čremošné. 1 — reworked pumice tuffs, 2 — bedded, dominantly coarse epicl. volc. sandstones, 3 — epicl. volc. conglomerates, 4 — fine epicl. volc. breccias, 5 — fine to coarse epicl. volc. breccias, 6 — chaotic breccias of lahars, 7 — porous lava flow breccia, 8 — platy andesite.

Datovanie K/Ar jedného z lávových prúdov formácie (súvrstvia) vykázalo výsledok $14,5 \pm 1,0$ mil. r. (G. P. Bagdasarjan—V. Konečný—D. Vass 1970), datovanie lávového prúdu hyperstenicko-amfibolického andezitu Pri Hornej Štubni metódou stôp po delení uránu (fission track) na amfibole dalo výsledok $14,5 \pm 0,3$ mil. r. a na biotite $14,5 \pm 0,4$ mil. r. (I. Repčok 1981).



Obr. 46 Typický profil periférnou zónou flochovskej formácie v opustenom lome jv. od Turčianskych Teplíc

Fig. 46 Type section of the Flochová formation in the distal zone SE of Turčianske Teplice.

Sielnická formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa obce Sielnica v jv. časti Kremnických vrchov. V Sielnickej doline sz. od obce je formácia (súvrstvie) vo svojom typickom vývoji.

Definícia. Ako sielnickú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme súbor lávových prúdov, pyroklastických prúdov, svetlých epiklastík amfibolicko-pyroxenických andezitov s vysokým obsahom pemzy a vulkanicko-sedimentárnych hornín v jv. časti Kremnických vrchov v nadloží zlatostudnianskej formácie (súvrstvia) a v podloží turowskej formácie (súvrstvia)

Stratotyp (typové profily). Pre severnú časť územia je typický profil v skalných bralách kóty Žiar, medzi dvoma rázsohami Sielnickej doliny, 5 km sz. od Sielnice (obr. 47). Pre južnú časť územia sú typické odkryvy v skalných bralách a zárezoch ciest 0,5—1 km s. a sz. od Železnej Breznice (obr. 47).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Formácia je rozšírená v jv. časti Kremnických

Obr. 47 Typové profily sielnickej formácie

A — svah 800 m sz. od Železnej Breznice; B — svah 600 m s. od Železnej Breznice; C — oblasť kóty Žiar v záreze Sielnickej doliny, profil je schematizovaný

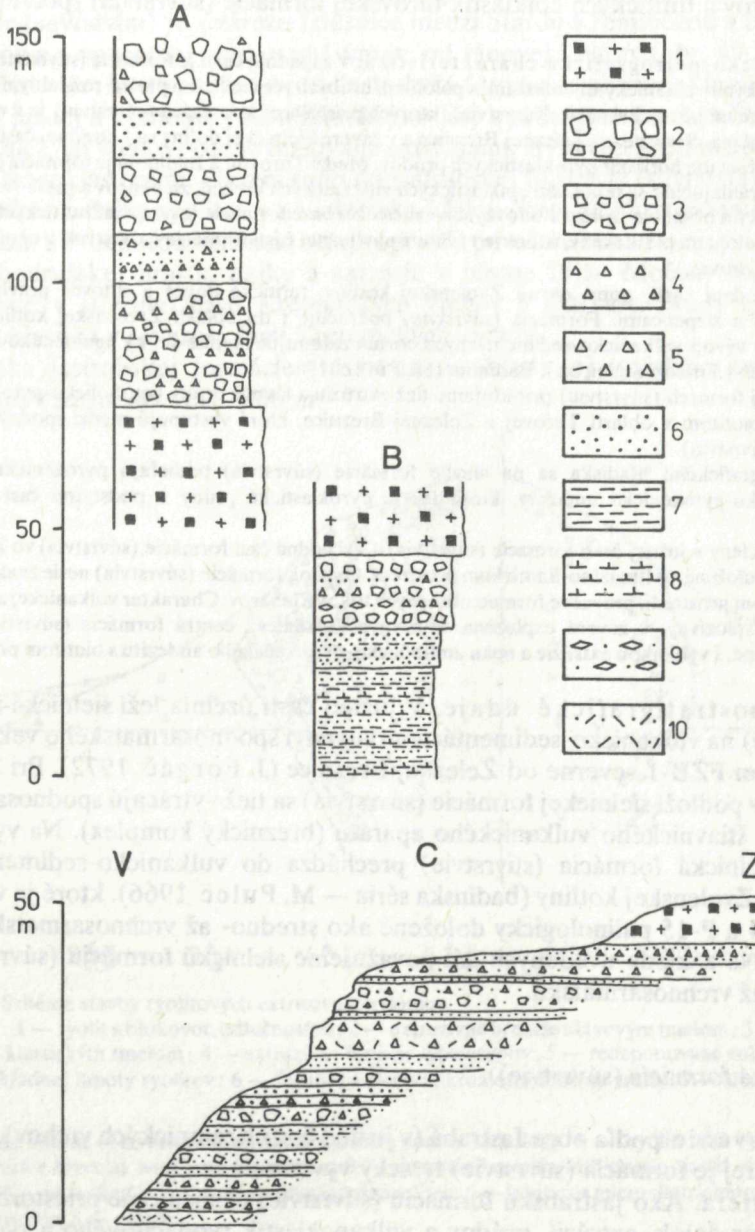
1 — chaotické breccie pyroklastických prúdov; 2 — veľmi hrubé epiklastické vulkanické breccie; 3 — hrubé epiklastické vulkanické breccie; 4 — drobnoulomkovité epiklastické vulkanické breccie; 5 — chaotické epiklastické vulkanické breccie lahárov; 6 — pieskovce a tufopieskovce; 7 — siltovce; 8 — ílovce; 9 — redeponované pemzové tufy; 10 — redeponované tufy.

Fig. 47 Type sections of the Sielnica formation. A — NW of Železná Breznica, B — north of Železná Breznica, C — in Sielnica valley. 1 — chaotic pyroclastic flow breccias, 2 — coarse to blocky epicl. volc. breccias, 3 — coarse epicl. volc. breccias, 4 — fine epicl. volc. breccias, 5 — chaotic breccias of lahars, 6 — epicl. volc. sandstones and tuffaceous sandstones, 7 — siltstones, 8 — claystones, 9 — reworked pumice tufts, 10 — reworked tufts.

vrchov, v území medzi Badínskou dolinou na severe a obcami Trnavá Hora, Železná Breznica, Turová a Kováčová na juhu.

Hrúbka formácie (súvrstvia) kolíše v rozmedzí 100—300 m.

Spodná hranica formácie (súvrstvia) je v severnej časti územia daná litologickou



a petrografickou rozdielnosťou voči podložnej zlatostudnianskej formácii (súvrstvia). V južnej časti územia kladieme spodnú hranicu formácie (súvrstvia) na bázu súvrstvia tufitických ílovcov a siltovcov pri Železnej Breznici a Turovej, ktoré ležia v nadloží komplexu epiklastík priradených štiavnickému vulkanickému aparátu.

Vrchnú hranicu formácie (súvrstvia) kladieme na bázu polôh pestrých redeponovaných tufov a tufitických epiklastík turovskej formácie (súvrstvia) (pozri nižšie).

Litologicko-petrografická charakteristika. V západnej časti je formácia (súvrstvie) budovaná epiklastickými vulkanickými brekciami s polohami hrubých pieskovcov a plošne rozsiahlymi lávovými prúdmi vo vrchnej časti formácie (súvrstvia), ktorých príslušnosť k formácii (súvrstviu) je v niektorých prípadoch otázná. Severne od Železnej Breznice a v závere Sielnickej doliny sa v strednej časti formácie (súvrstvia) objavuje horizont pyroklastických prúdov. Medzi Turovou a Badínom je formácia (súvrstvie) budovaná striedajúcimi sa polohami epiklastických vulkanických brekcií, zlepcov a pieskovcov svetlej farby s vysokým obsahom pemzy a tufovej substancie. Na báze formácie je horizont tufitických siltovcov a ílovcov s polohami pieskovcov, ktoré je vyvinuté aj v južnej časti formácie (súvrstvia) v okolí Železnej Breznice a Turovej.

Vo východnej časti, popri okraji Zvolenskej kotliny, tufitické ílovce a siltovce prevládajú nad pieskovcami a zlepcami. Formácia (súvrstvie) pokračuje i do oblasti Zvolenskej kotliny, kde je prítomná vo vývoji vulkanicko-sedimentárnych hornín zahrnujúc i tenké slajky lignitického uhlia (vrty P-2, P-14 a P-15 medzi Sielnicou a Badínom (M. Pulec 1966).

Sielnickej formácii (súvrstviu) priradujeme tiež extrúziu a lávové prúdy amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom v oblasti Turovej a Železnej Breznice, ktoré vystupujú medzi spodnými členmi formácie (súvrstvia).

Z petrografického hľadiska sa na stavbe formácie (súvrstvia) podieľajú pyroxenické andezity a amfibolicko-pyroxenické andezity, ktoré tvoria pyroklastické prúdy a podstatnú časť materiálu epiklastík.

Bazálne členy v južnej časti formácie (súvrstvia) a východná časť formácie (súvrstvia) vo Zvolenskej kotline boli uložené vo fluviálno-limnickom prostredí. Ostatok formácie (súvrstvia) nesie znaky uloženia v terestrickom prostredí, prevažne formou občasných tokov a lahárov. Charakter vulkanickej aktivity bol spočiatku explozívny, v závere explozívno-efuzívny. Vulkanické centrá formácie (súvrstvia) neboli identifikované, s výnimkou extrúzie a neku amfibolicko-pyroxenického andezitu s biotitom pri Turovej.

Chronostratigrafické údaje. V južnej časti územia leží sielnická formácia (súvrstvie) na vulkanicko-sedimentárnom súvrství spodnosarmatského veku overenom vrtom FŽB-1 severne od Železnej Breznice (J. Forgáč 1972). Pri Železnej Breznici v podloží sielnickej formácie (súvrstvia) sa tiež vytrácajú spodnosarmatské produkty štiavnického vulkanického aparátu (breznický komplex). Na východnej strane sielnická formácia (súvrstvie) prechádza do vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia Zvolenskej kotliny (badínska séria — M. Pulec 1966), ktoré je vo vrtoch P-2, P-14 a P-15 palinologicky doložené ako stredno- až vrchnosarmatské (pozri str. 33). Na základe uvedených dát považujeme sielnickú formáciu (súvrstvie) za stredno-až vrchnosarmatskú.

Jastrabská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa obce Jastrabá (v južnej časti Kremnických vrchov), v širšom okolí ktorej je formácia (súvrstvie) typicky vyvinutá.

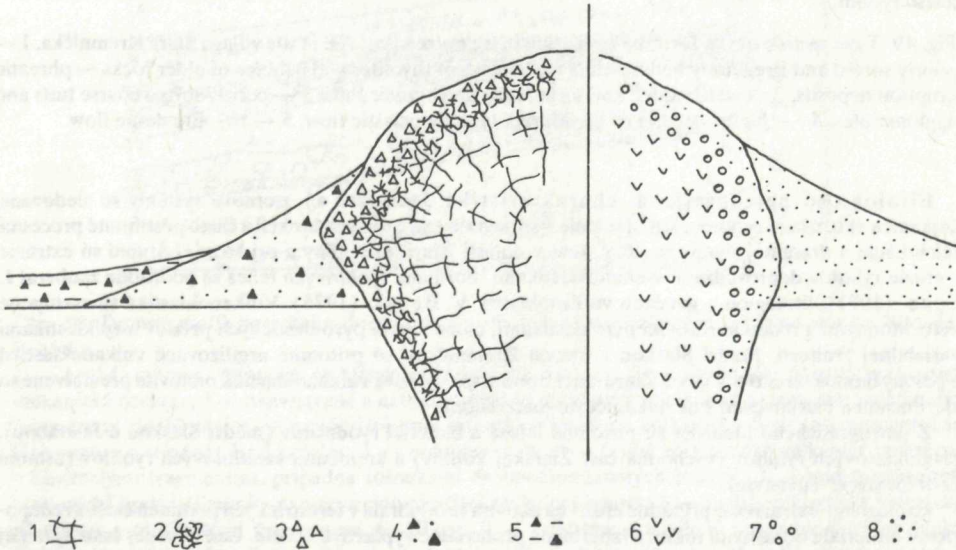
Definícia. Ako jastrabskú formáciu (súvrstvie) označujeme priestorovo nesúvislý súbor dajok, extrúzií, prúdov a vulkanoklastík ryodacitového a rylolitového

zloženia vystupujúci aj v nadloží andezitových formácií (súvrství) sarmatského veku v oblasti Kremnických vrchov a Vtáčnika s výraznou väzbou na s.j. zlomové systémy.

Stratotyp (typové profily). Ako typové extruzívne telesá ryolitov vyčleňujeme extruzívne teleso pri Vyhniciach a rozsiahlejšie extruzívne teleso sz. od Sklených Teplic (obr. 48). Za typický lávový prúd označujeme teleso Dolnej Klapy 2,5 km západne od Bartošovej Lehôtky. Typický profil vulkanoklastikami jastrabskej formácie (súvrstvím) je v záreze železnice medzi Starou Kremničkou a Bartošovou Lehôtkou a v opustenej pieskovni 1 km jv. od Jánovej Lehoty (obr. 49,50).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Jastrabská formácia (súvrstvie) je súvisle rozšírená na južnej a východnej časti Žiarskej kotliny a priľahlých častiach Štiavnických a Kremnických vrchov, kde je budovaná extrúziami, lávovými prúdmi a prevládajúcimi vulkanoklastikami. Okrem toho do jastrabskej formácie (súvrstvia) zahrnujeme extrúzie a dajky ryolitov v novobansko-kľakovskom zlomovom systéme medzi Pukancom a Prochofou, extrúzie a dajky pozdĺž považanského zlomu pri západnom okraji hodrušskej hraste, dajky a extrúzie v pásme Ilija—Močiar—Jalná, dajky a extrúzie v strednej časti Kremnických vrchov a extrúzie, prúdy a podradné vulkanoklastiká v severnej časti Kremnických vrchov.

Hrúbka jastrabskej formácie (súvrstvia) v oblasti jej súvislého rozšírenia sa pohybuje v rozmedzí 100—300 m.

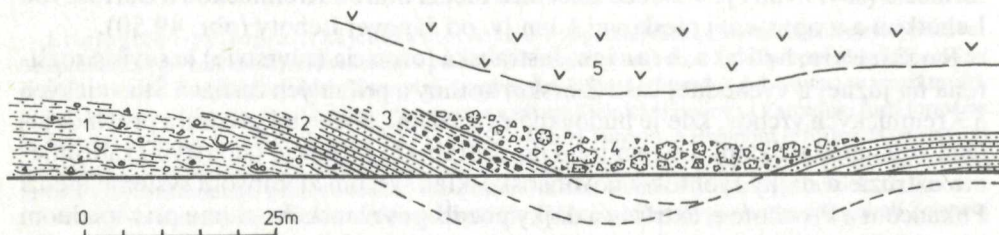


Obr. 48 Schéma stavby ryolitových extruzívnych dómov

Litológia: 1 — ryolit s blokovou odlučnosťou; 2 — extruzívne brekcie s lávovým tmelom; 3 — extruzívne brekcie s klastickým tmelom; 4 — extruzívne brekcie typu osypov; 5 — redeponované vulkanoklastiká. Vývoj základnej hmoty ryolitov: 6 — felsitický alebo mikroalotriomorfne zrnitý; 7 — sférolitický; 8 — sklovitý.

Fig. 48 An outline of structure of rhyolite extrusive domes. Lithology: 1 — rhyolite with blocky jointing, 2 — extrusive breccias with lava-like matrix, 3 — extrusive breccias with clastic matrix, 4 — talus type breccias, 5 — reworked breccias. Groundmass of rhyolites: 6 — felsitic or microalotriomorphic granular, 7 — spherulitic, 8 — glassy.

Hranice telies a vulkanoklastík prislúchajúcich jastrabskej formácii (súvrstviu) voči starším i mladším formáciám (súvrstviám) a komplexom sú jednoznačne dané kontrastným petrografickým zložením. Jedinou výnimkou v tomto smere sú ryolitové extrúzie pri Hliníku nad Hronom, ktoré na základe rádiometrického datovania, superpozície a odlišností v petrografii a chemickom zložení vyčleňujeme samostatne ako hlinicke ryolity.



Obr. 49 Typový profil jastrabskej formácie (súvrstvia) v záreze železnice severne od zastávky Stará Kremnička

1 — nepravidelne zvrstvené a slabo triedené tuffy s valúnmi starších hornín a blokmi ryolitov vytvárajúcimi impaktné štruktúry — produkt freatických erupcií; 2 — zvrstvené a triedené tuffy a pemzové tuffy; 3 — slabšie triedené hrubé tuffy a aglomeráty; 4 — chaotická breccia pyroklastického prúdu typu Merapi; 5 — teleso ryolitu.

Fig. 49 Type section of the Jastrabá formation in the railroad cut NE of the village Stará Kremnička. 1 — poorly sorted and irregularly bedded tuffs with blocks of rhyolites and pebbles of older rocks — phreatic eruption deposits, 2 — well bedded and sorted tuffs and pumice tuffs, 3 — poorly sorted coarse tuffs and agglomerates, 4 — chaotic breccia of the Merapi type pyroclastic flow, 5 — rhyolite dome flow.

Litologicko-petrografická charakteristika. Jednotlivé s.j. zlomové systémy sú sledované dajkami a extrúziami ryolitov, len ojedinele v sprievode extrúzií breccií a často postihnuté procesmi silifikácie a draselnej metasomatózy. Len v oblasti Žiarskej kotliny a pri Hornej Štubni sú extrúzie a efúzie ryolitov doprevádzané vulkanoklastikami. Formami ryolitových telies sa podrobne zaoberal J. Lexa (1971), litológiu a genézu vulkanoklastík V. Bezák (1975). Vulkanoklastiká sú zastúpené autochtónnymi a redeponovanými pyroklastikami, uloženiami pyroklastických prúdov a epiklastikami variabilnej zrnitosti. Medzi Slaskou a Starou Kremničkou sú prítomné argilizované vulkanoklastiká a polohy limnokvarcitov. V okolí Žiaru nad Hronom sú ryolitové vulkanoklastiká prstovite prevrstvené so zlepcami a pieskovecami s nevulkanickým materiálom.

Z petrografického hľadiska sú prítomné telesá a materiál ryodacitov (medzi Slaskou a Jastrabou), plagioklasových ryolitov (východná časť Žiarskej kotliny) a kremenno-sanidínových ryolitov (ostatné časti formácie -súvrstvia).

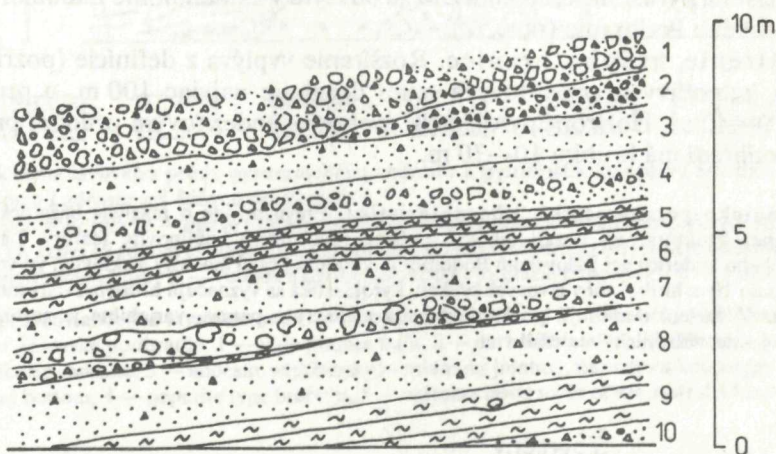
Explozívno-extrúziívna, prípadne efúziívna aktivita sa odohrala v terestrických podmienkach, s redepozíciou materiálu občasnými tokmi a lahármi na proluviálne výplavové kužele. Len v južnej časti Žiarskej kotliny pretrvávalo prostredie riečného typu indikované charakterom uloženín a stálou prítomnosťou nevulkanického materiálu.

Chronostratigrafické údaje. Jastrabská formácia (súvrstvie) v celej oblasti svojho rozšírenia leží na horninách sarmatských andezitových formácií (súvrství). V oblasti Žiarskej kotliny leží v nadloží sedimentov stredného až vrchného sarmatu. Biostratigrafické dáta indikujú vrchnosarmatský až spodnopanónsky vek formácie (súvrstvia) (pozri str. 27). V nadloží jastrabskej formácie (súvrstvia) boli identifikované sedimenty panónu až pontu.

Rádiometrickým datovaním metódou K/Ar boli získané dáta $11,6 \pm 0,3$ mil. r. na extrúzii pri Vyhniach, $10,7 \pm 0,3$ mil. r. na extrúzii južne od Starej Kremničky (G. P. Bagdasarjan—V. Konečný—D. Vass 1970) a $12,4 \pm 2,2$, resp. $10,8 \pm 2,0$ mil. r. na ryolitovej dajke pri Kozelníku (A. K. Bojko et al. a B. V. Merlič—S. M. Spitkovskaja, obe in J. Štohl 1976).

Datovanie metódou stôp po delení uránu (fission track) dalo výsledky: ryolitová dajka pri Rudne nad Hronom $12,3 \pm 1,0$ (sklo) a $12,1 \pm 1,1$ mil. r. (biotit) (I. Repčok 1981).

I. Repčok (1981) zverejnil tiež výsledky datovania ryolitovej dajky severne od Novej Bane vo východnom svahu Pastierskej: $14,4 \pm 0,5$ mil. r. (biotit) a $13,8 \pm 0,3$ mil. r. (sklo), ktoré nezodpovedajú predpokladanej stratigrafickej pozícii a naznačujú možnú príslušnosť k staršej etape ryolitového vulkanizmu (hlinicke ryolity).



Obr. 50 Typový profil jastrabskej formácie (súvrstvia) v záreze železnice južne od stanice Bartošova Lehôtka

1 — hrubá, takmer chaotická epiklastická vulkanická breccia; 2 — drobnoulomkovitá epiklastická vulkanická breccia; 3 — nezvrstvené a netriedené hrubé epiklastické vulkanické pieskovce s ojedinelými fragmentmi do 10 cm; 4 — na piesčitéj tmel bohatá epiklastická vulkanická breccia s koncentráciou fragmentov v strednej časti polohy; 5 — zvrstvené tuffy; 6 — hrubé epiklastické vulkanické pieskovce s ojedinelými fragmentmi, prípadne šošovkami drobnoulomkovitých breccií; 7 — hrubá epiklastická vulkanická breccia s menlivou proporciou piesčitej základnej hmoty; 8 — hrubé epiklastické vulkanické pieskovce s ojedinelými fragmentmi do 20 cm; 9 — zvrstvené a triedené tuffy s ojedinelými blokmi ryolitov sprevádzanými deformáciami po dopade; 10 — drobnoulomkovitá epiklastická vulkanická breccia.

Fig. 50 Type section of the Jastrabá formation south of the village Bartošova Lehôtka. 1 — coarse, chaotic epicl. volc. breccia, 2 — fine epicl. volc. breccia, 3 — unsorted coarse epicl. volc. sandstones with occasional fragments up to 10 cm in diameter, 4 — epicl. volc. breccia rich in sandy matrix, fragments are concentrated in the central part of the bed, 5 — bedded tuffs, 6 — coarse epicl. volc. sandstones with occasional fragments or lenses of fine breccia, 7 — coarse epicl. volc. breccia with variable proportion of sandy matrix, 8 — coarse epicl. volc. sandstones with scarce fragments up to 2 cm in diameter, 9 — bedded and sorted tuffs with scarce rhyolite fragments causing impact structures, 10 — fine epicl. volc. breccia.

Komplex Šibeničného vrchu

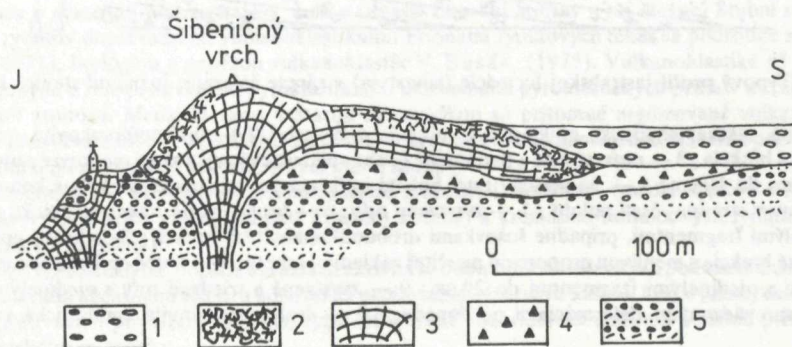
Pomenovanie podľa Šibeničného vrchu, východne od Žiaru nad Hronom, ktorý je budovaný jedným z extruzívnych telies tohto komplexu.

Definícia. Ako komplex Šibeničného vrchu vyčleňujeme dajky, prieniky, extrúzie a prúdy afanitických bazaltických andezitov, ktoré prerážajú, alebo ležia v nadloží jastrabskej formácie (súvrstvia) v južnej časti Kremnických vrchov medzi Bartošovou Lehôtkou, Jastrabou, Pitelovou a Žiarom nad Hronom. Ku komplexu priraďujeme aj lávový prúd a pyroklastiká pyroxenických andezitov medzi Šášovským Podhradím a Žiarom nad Hronom, ktoré majú rovnakú štruktúrnu pozíciu.

Stratotyp (typové profily). Pre komplex je typické intruzívno-extruzívne teleso bazaltického andezitu Šibeničného vrchu, odkryté v opustenom kameňolome pri jeho jv. úpätí, 1 km východne od Žiaru nad Hronom (obr. 51). Lávový prúd a pyroklastiká pyroxenického andezitu sú odkryté v kameňolome Ladomer 1 km sz. od Šášovského Podhradia (obr. 52).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Rozšírenie vyplýva z definície (pozri vyššie). Hrúbka jednotlivých andezitových telies dosahuje najviac 100 m, u prúdov len okolo 20—40 m. Horizont pyroklastík spojený s andezitovým prúdom pri Šášovskom Podhradí má hrúbku 10—30 m.

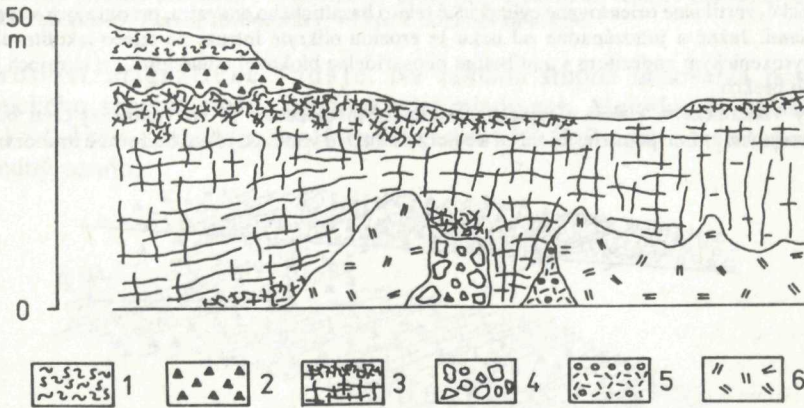
Litologicko-petrografická charakteristika. Prevažne ide o masívne bazaltické andezity jemnozrnej štruktúry, pri okraji telies u prúdov pozorujeme bublinovité textúry. Lávový prúd pyroxenického andezitu pri Šášovskom Podhradí je v spodnej časti masívny a sklovitý, vo vrchnej časti prechádza do 10 m hrubej zóny lávových brekcií. Pyroklastiká sa vyznačujú hrubým zvrstvením a slabým triedením. V zložení dominujú pórovité sklovité andezity a pemza, variabilne je zastúpený starší andezitový a neovulkanický materiál.



Obr. 51 Schéma komplexu Šibeničného vrchu pri Žiari nad Hronom
1 — pliocénne štrky; 2 — pórovité až bublinovité lávové brekcie; 3 — celistvý bazaltický andezit blokovej odľučnosti; 4 — tufy a aglomeráty bazaltických andezitov; 5 — zlepence, pieskovce a redeponované tufy jastrabskej formácie.

Fig. 51 Schematic profile of the Šibeničný vrch complex east of Žiar nad Hronom. 1 — Pliocene gravels, 2 — porous to vesicular lava breccias, 3 — basaltic andesite with blocky jointing, 4 — basaltic andesite tuffs and agglomerates, 5 — conglomerates, sandstones, and reworked tuffs of the Jastrabá formation.

Chronostratigrafické údaje. Zo superpozície vyplýva, že komplex je mladší než jastrabská formácia (súvrstvie) vrchnosarmatského až spodnopanónskeho veku a starší než štrky pliocénu v jeho nadloží. Predpokladáme panónsky vek. Vzťah k panónskym sedimentom Žiarskej kotliny nie je známy.



Obr. 52 Schéma lávového prúdu pyroxenického andezitu a pyroklastík komplexu Šibeničného vrchu v kameňolome Ladomer pri Šášovskom Podhradí

1 — svetlé pemzové tufy; 2 — tmavé tufy a lapilové tufy s úlomkami sklovitých bublinovitých andezitov; 3 — andezit blokovej až stĺpcovej odľučnosti s prechodmi do tmavých struskovitých lávových brekcií; 4 — brekcie peperitového typu; 5 — vulkanoklastiká jastrabskej formácie (súvrstvia); 6 — sutina a hĺina

Fig. 52 Pyroxene andesite lava flow and related pyroclastic rocks of the Šibeničný vrch complex in the quarry near Šášovské podhradie. 1 — pale pumice tuffs, 2 — dark tuffs and lapilli tuffs with fragments of glassy vesicular andesite, 3 — andesite with blocky to columnar jointing, transitions into slaggy breccias at the top and bottom, 4 — peperite type breccias, 5 — volcanoclastic rocks of the Jastrabá formation, 6 — scree.

Formácia (súvrstvie) Vlčieho vrchu

Pomenovanie podľa Vlčieho vrchu, východne od Turčoka, kde je formácia (súvrstvie) vo svojom typickom vývoji.

Definícia. Ako formáciu (súvrstvie) Vlčieho vrchu vyčleňujeme relikty menšieho stratovulkánu bazaltických andezitov, ležiace na denudovanom reliéfe starších formácií (súvrství) v sv. časti Kremnických vrchov (J. Lexa 1978).

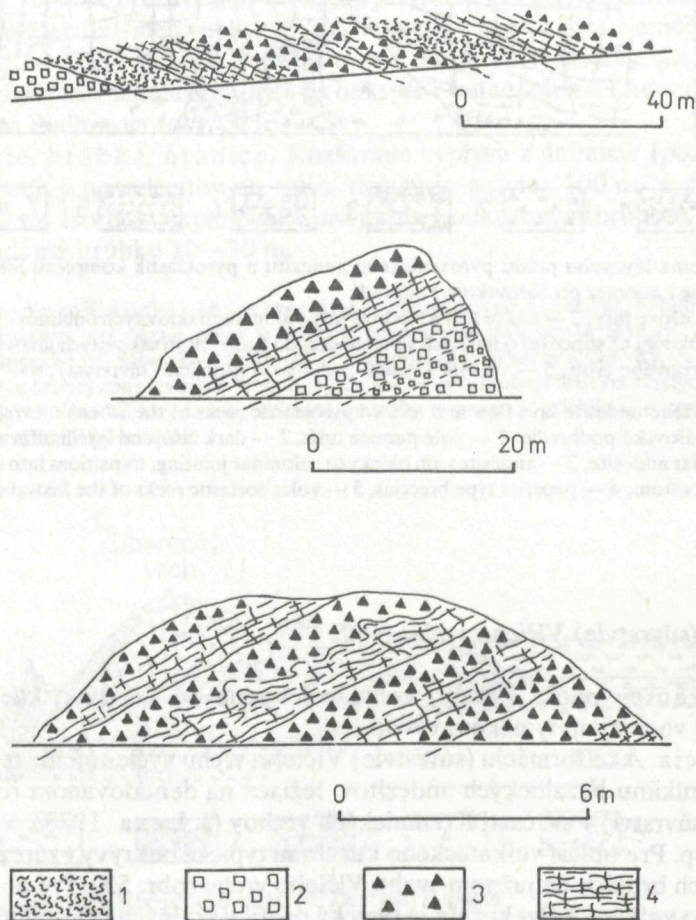
Stratotyp. Pre oblasť vulkanického kužeľa sú typické odkryvy v záreze lesnej cesty a v skalných bralách na južnom svahu Vlčieho vrchu (obr. 53). Pre oblasť lávového platô okolo vulkanického kužeľa je typický profil v skalných bralách na východnom svahu Vyhnatovej (obr. 54).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Formácia (súvrstvie) je v sv. časti Kremnických vrchov, východne od Turčoka. Prekrýva denudovaný povrch starších formácií (súvrství) s pomerne členitým reliéfom. Styk s podložíom je prevažne jednoznačne stanovený na základe rozdielov v litológii a petrografii. V oblasti, kde formácia

(súvrstvie) Vlčieho vrchu leží na formácii turčockej, je hranica stanovená na základe angulárnej diskordancie, pretože sú si litologicky a často aj petrograficky podobné. Hrúbka formácie (súvrstvia) sa pohybuje od 25 do 150—200 m.

Litologicko-petrografická charakteristika. V centre vulkánu vystupuje nek, ktorý predstavuje eliptické, vertikálne orientované cylindrické teleso bazaltického andezitu, pri okrajoch s komínovými brekciami. Južne a juhozápadne od neku je eróziou odkryté intruzívne teleso lakolitového typu tvorené pyroxenickým andezitom s amfibolom nepravidelne blokovej odľučnosti, pri okrajoch prechádzajúce do brekcií.

Relikty vulkanického kužeľa s typicky periklinálnym uložením sú vo vnútornej časti budované hrubozvrstvenými tufmi, pemzovými tufmi a aglomerátmi, vo vonkajšej časti budované hrubozvrstvenými



Obr. 53 Typické odkryvy formácie (súvrstvia) Vlčieho vrchu v zárezoch lesnej cesty v severnom (horný) a južnom svahu Vlčieho vrchu východne od Turčeka
1 — tufy; 2 — aglomeráty; 3 — pórovité až struskovité lávové brekcie; 4 — doskovité bazaltické andezity

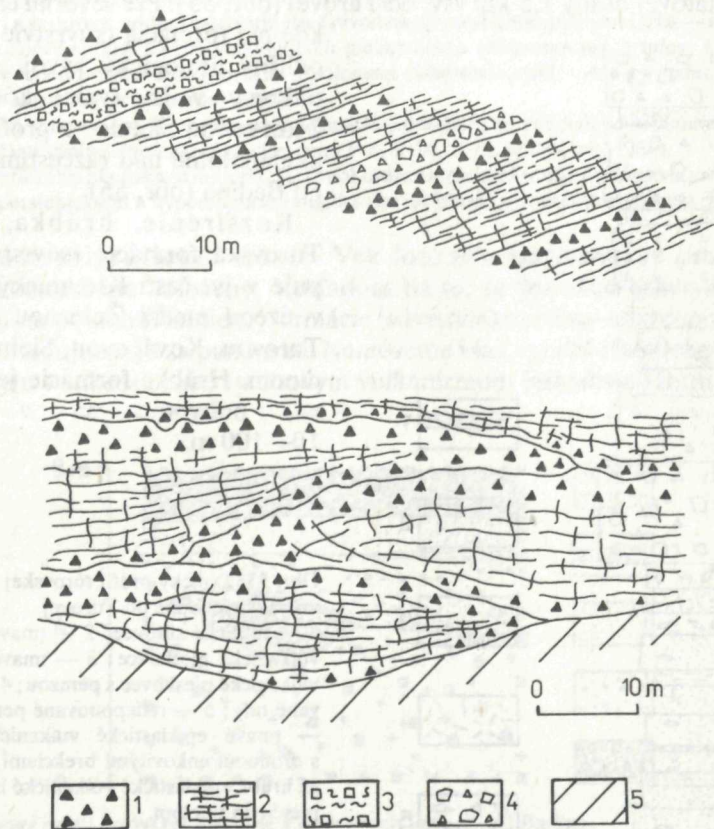
Fig. 53 Typical outcrops of the Vlčí vrch formation in slopes of the mountain Vlčí vrch. 1 — tuffs, 2 — agglomerates, 3 — porous and slaggy lava breccias, 4 — platy basaltic andesites.

mi tufmi, pemzovými tufmi a aglomerátmi, aglutinátmi a silne zbrekčovateľnými tenkými lávovými prúdmi. Ojedinele boli zistené tenké radiálne dajky. Z petrografického hľadiska ide o bazaltické andezity.

Lávové platô v okolí lávového kužeľa je budované hrubšími prúdmi bazaltických andezitov, s menším zastúpením lávových brekcií, ojedinele sú prítomné tenké polohy tufov. Najmladšie lávové prúdy sú tvorené amfibolicko-pyroxenickým andezitom.

Vulkanická aktivita prebehla v terestrickom prostredí na členitom reliéfe. Charakter erupcií bol spočiatku vulkanický, neskôr strombolský, v závere dominovali efúzie.

Chronostratigrafické údaje. Na základe stupňa uchovania pôvodného vulkanického aparátu možno predpokladať mladý vek. Metódou K/Ar stanovený vek $9,1 \pm 0,4$ mil. r. na jednom z lávových prúdov (G. P. Bagdasarjan) poukazuje na stredný panón.



Obr. 54 Schéma stavby efúzívneho platô formácie (súvrstvia) Vlčieho vrchu (hore) a typický profil vo východnom svahu Vyhnatovej

1 — pórovité lávové brekcie; 2 — andezit doskovitej až blokovej odľučnosti; 3 — tuffy a aglomeráty; 4 — epiklastická vulkanická brekcia; 5 — podložie formácie

Fig. 54 Schematic section of the Vlčí vrch formation effusive plateau (top) and type section in the eastern slope of Vyhnatová. 1 — porous lava breccia; 2 — basaltic andesite with platy to blocky jointing, 3 — tuffs and agglomerates, 4 — epicl. volc. breccia, 5 — underlying rocks.

Turovská formácia (súvrstvie)

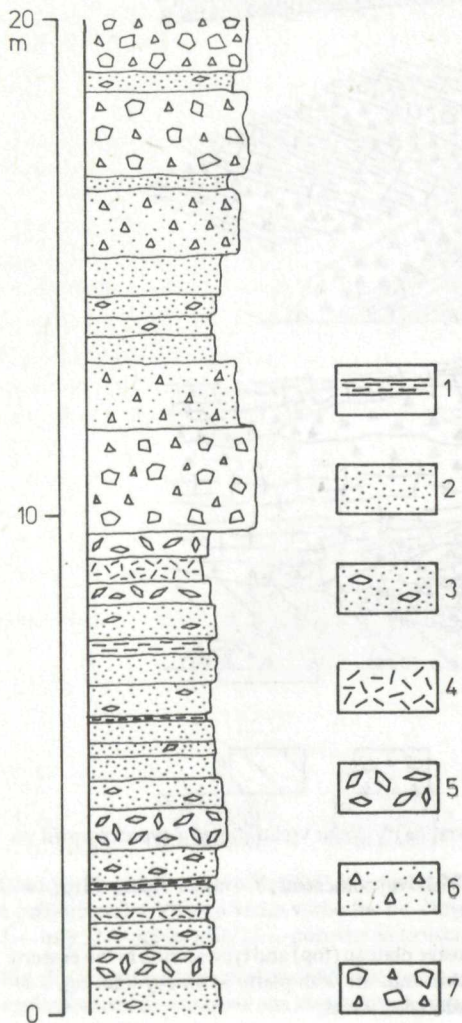
Pomenovanie podľa obce Turová, v jv. časti Kremnických vrchov, v okolí ktorej vystupujú neky tejto formácie (súvrstvia).

Definícia. Ako turovskú formáciu (súvrstvie) vyčleňujeme súbor nekov, pyroklastických prúdov, autochtónnych pyroklastík, redeponovaných pyroklastík a epiklastík tmavých pyroxenických andezitov v nadloží sielnickej formácie (súvrstvia) v jv. časti Kremnických vrchov.

Stratotyp (typové profily). Typický nek vystupuje priamo pri sv. okraji Turovej. Pyroklastický prúd je odkrytý vo svahu 0,5 km východne od Turovej, typické profily súvrstviem redeponovaných tufov a epiklastík sú v strži a v záreze cesty v oblasti chatovej osady 1,5 km vsv. od Turovej (obr. 55). Pre severnú časť územia,

kde má formácia (súvrstvie) čiastočne odlišný litologický vývoj, sú typické odkryvy v jz. svahu kóty Brišťa, 2 km sz. od Sielnice a profil v starom kameňolome nad rázcestím, 2 km zsz. od Badína (obr. 56).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Turovská formácia (súvrstvie) vystupuje v jv. časti Kremnických vrchov, v území medzi Železnou Breznicou, Turovou, Kováčovou, Sielnicou a Badínom. Hrúbka formácie je premenlivá, pohybuje sa v rozmedzí 10—100 m.



Obr. 55 Typický profil turovskej formácie (súvrstvia) východne od Turovej

1 — tuffitické siltovce; 2 — tmavé epiklastické vulkanické pieskovce; 3 — tmavé epiklastické vulkanické pieskovce s pemzou; 4 — redeponované tufy; 5 — redeponované pemzové tufy; 6 — tmavé epiklastické vulkanické pieskovce s drobnouúlomkovitými brekciami; 7 — drobné až hrubé epiklastické vulkanické brekcie s tufopiesčitým tmelom.

Fig. 55 Type section of the Turová formation east of the village Turová. 1 — tuffitic siltstones, 2 — dark epicl. volc. sandstones, 3 — dark epicl. volc. sandstones with dispersed pumice, 4 — reworked tufts, 5 — reworked pumice tufts, 6 — interbedded dark epicl. volc. sandstones and fine breccias, 7 — fine to coarse epicl. volc. breccias with tuffaceous sandy matrix.

Spodnú hranicu formácie (súvrstvia) kladieme na ostrý styk pestrých redeponovaných tufov a tufitických pieskvcov s materiálom tmavých pyroxenických andezitov s podložnými svetlými epiklastikami alebo pyroklastikami sielnickej formácie (súvrstvia) s materiálom amfibolicko-hyperstenických andezitov.

Formácii (súvrstviu) možno prináležia aj lávové prúdy hrebeňa Laurin západne od Badína a hrebeňa Budinnej severne od Trnavej Hory, ktoré sú zatiaľ priradené Sielnickej formácii (súvrstviu), ale ich pozícia je nejasná.

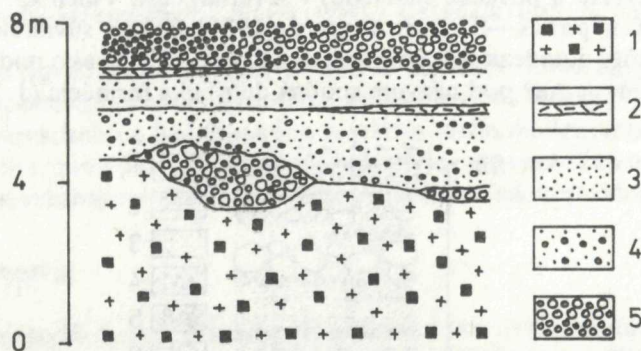
Litologicko-petrografická charakteristika. V južnej časti je turovská formácia (súvrstvie) budovaná 20—50 m hrubým horizontom redeponovaných tufov a epiklastických vulkanických pieskvcov a vo vrchnej časti 10—30 m hrubým horizontom epiklastických vulkanických brekcií s polohami redeponovaných tufov. Pri Turovej je niekoľko nekov s brekciovou výplňou a na báze formácie (súvrstvia) vystupuje 10—20 m hrubý pyroklastický prúd.

V severnej a severovýchodnej časti formácie (súvrstvia) je stavba komplikovanejšia — viacnásobne sa striedajú horizonty epiklastických vulkanických pieskvcov a redeponovaných tufov, konglomerátov s polohami redeponovaných tufov, brekcií s polohami redeponovaných tufov a v jednom prípade pri Badíne aj pyroklastický prúd menšej hrúbky.

Východným smerom prechádza turovská formácia (súvrstvie) do vulkanicko-sedimentárneho súvrstvia vrchnej časti výplne Zvolenskej kotliny (vrty P-2, P-14, P-15, M. Pulec 1966).

Z petrografického hľadiska je materiál vulkanoklastík turovskej formácie (súvrstvia) reprezentovaný augiticko-hyperstenickými a hyperstenicko-augitickými andezitmi s pomerne bázickým plagioklasom.

Chronostratigrafické údaje. Vek formácie (súvrstvia) je problematický a zatiaľ nedostatočne doložený. Vzhľadom na to, že formácia (súvrstvie) leží na denudovanom povrchu sielnickej formácie (súvrstvia) stredno- až vrchnosarmatského veku, považujeme ju za panónsku. Nemôžeme však vylúčiť ešte vrchnosarmatský vek a pozíciu v sukcesii pred ryolitovým vulkanizmom jastrabskej formácie (súvrstvia).



Obr. 56 Typový profil turovskej formácie v opustenom lome sz. od Badína

1 — chaotická brekcia pyroklastického prúdu; 2 — vločky redeponovaných tufov; 3 — tmavé epiklastické vulkanické pieskovce; 4 — hrubé epiklastické vulkanické pieskovce s ojedinelými valúnami a vločkami štrkov a zlepcov; 5 — triedené hrubé epiklastické vulkanické zlepence

Fig. 56 Type section of the Turová formation in the abandoned quarry NW of the village Badín. 1 — chaotic pyroclastic flow breccia, 2 — intercalations of reworked tuffs, 3 — dark epicl. volc. sandstones, 4 — coarse epicl. volc. sandstones with occasional pebbles and lenses of conglomerate, 5 — sorted coarse epicl. volc. conglomerates.

Vtáčnik

S ohľadom na litológiu a petrografické zloženie hornín v oblasti Vtáčnika vyčleňujeme nasledovné súvrstvia, formácie a komplexy (od starších k mladším):

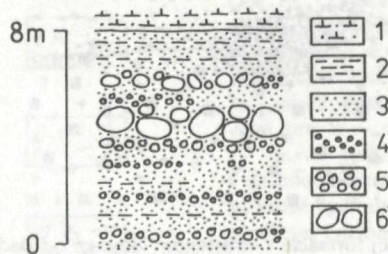
1. kamenské súvrstvie
2. handlovské súvrstvie
3. novácke súvrstvie
4. košianske súvrstvie
5. lehotské súvrstvie
6. plešinská formácia (súvrstvie)
7. formácia (súvrstvie) Klakovej doliny
8. stránsky efuzívny komplex
9. vtáčnická formácia (súvrstvie)
10. jastrabská formácia (súvrstvie)
11. prieniky bazaltických andezitov pri Klaku

Do juv. časti Vtáčnika zasahuje štiavnický vulkanický aparát produktmi I., III. a IV. etapy bádenského a sarmatského veku. Opis formácií (súvrství) a komplexov pozri v časti o štiavnickom vulkanickom aparáte.

Kamenské súvrstvie

Pomenovanie podľa obce Kamenec pod Vtáčnikom, v blízkosti ktorej je typová lokalita súvrstvia.

Definícia. Ako kamenské súvrstvie vyčleňujeme súvrstvie epiklastických vulkanických zlepcov a pieskovcov s nevulkanickým materiálom v podloží uhoľných slojov (handlovské a novácke súvrstvie) v severnej časti Vtáčnika. V. Čechovič (1969) a J. Gašparik—E. Planderová (1970) opísali súvrstvie ako bazálne andezitové tufity a andezitové zlepence, J. Slávik (1959) ako podložné tufitické zlepence, známe je tiež pod názvom spodná detritická formácia (J. Valach et al. 1975).



Obr. 57 Typový profil kamenského súvrstvia východne od Kamenca pod Vtáčnikom

1 — tufitické a piesčité íly nováckeho súvrstvia; 2 — siltovce; 3 — pieskovce a tufopieskovce; 4 — jemnozrnné epiklastické vulkanické zlepence; 5 — strednozrnné zlepence; 6 — hrubé zlepence

Fig. 57 Type section of the Kamenec formation east of the village Kamenec pod Vtáčnikom. 1 — tuffaceous and sandy clays of the Nováky formation, 2 — siltstones, 3 — epicl. volc. sandstones and tuffaceous sandstones, 4 — fine epicl. volc. conglomerates, 5 — medium grain conglomerates, 6 — coarse epicl. volc. conglomerates.

Stratotyp (typové profily). Za typickú lokalitu kamenského súvrstvia považujeme odkryvy v záreze potoka Lazný, 1 km východne od obce Kamenec pod Vtáčnikom (obr. 57). Ako hypostratotypy môžeme označiť odkryvy v koryte Handlovky, 200 m proti prúdu od križovatky železnice s cestou Prievidza—Handlová, 1,5 km východne od centra Prievidze (J. Slávik 1959) a odkryvy v stržiach sv. od Hradca (V. Čechovič 1959).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Súvrstvie vystupuje na povrch pri okrajoch Hornonitrianskej a Handlovskej kotliny, vrtmi bolo overené v podloží mladších hornín v celej severnej časti Vtáčnika (J. Valach et al. 1975). Hrúbka súvrstvia je značne variabilná, pohybuje sa v rozmedzí 3—200 m (V. Čechovič, l. c.). Súvrstvie leží v nadloží litologicko odlišných hornín paleogénu a spodného miocénu. Podľa V. Čechoviča (l. c.) vrchná hranica súvrstvia nie je ostrá, ale pozorujeme postupný prechod do nadložného handlovskeho a nováckeého súvrstvia s uhoľnými slojmi, daný postupným zjemnením materiálu tufitov, objavením sa vložiek tmavosivých a zelenkastých tufitických ílov a vyššie tmavých ílov uhoľných. Vrchnú hranicu kamenského súvrstvia kladieme na bázu uvedených tufitických ílov.

Litologicko-petrografická charakteristika. Kamenské súvrstvie tvoria striedajúce sa polohy epiklastických vulkanických zlepcov a pieskovcov, s nepravidelným až šošovkovitým zvrstvením. V severnej časti územia vo vrchnej časti súvrstvia dominujú jemnozrnnejšie tufitické pieskovce a ojedinele sa objavujú i polohy tufitických siltovcov. Z petrografického hľadiska ide o materiál hyperstenických, amfibolicko-hyperstenických a hyperstenicko-amfibolických andezitov, niekedy s akcesorickým granátom, menej o materiál pyroxenických andezitov. V množstve 1—15 % je prítomný materiál kryštalinika a kvarcitov. V piesčitom tmele v zlepcoch a v pieskovchoch býva prítomná i drobná pemza amfibolicko-hyperstenického andezitu.

Charakter zvrstvenia, triedenie a stupeň opracovania valúnov indikujú fluviaľny charakter sedimentácie. Zloženie valúnového materiálu poukazuje na pôvod z deštruovaných bádenských stratovulkánov Štiavnických a Kremnických vrchov.

Opis súvrstvia možno nájsť v prácach: J. Slávik (1959), J. Gašparik (1959), M. Brodňan (1970).

Chronostratigrafické údaje. Súvrstvie obsahuje materiál pochádzajúci z deštrukcie spodno-až strednobádenských vulkanitov, vo vrchnej časti postupne prechádza do nováckeého a handlovskeho súvrstvia vrchnobádenského až spodnosarmatského veku (pozri nižšie). Kamenské súvrstvie preto považujeme za vrchnobádenské, ale nevylučujeme počiatok sedimentácie už v období stredného bádenu.

Handlovske súvrstvie

Pomenovanie podľa mesta Handlová. Handlovske súvrstvie predstavuje produktívne vrstvy handlovskej uhoľnej panvy. V. Čechovič (1959) označil súvrstvie ako produktívne handlovske vrstvy.

Definícia. Ako handlovske súvrstvie vyčleňujeme ílovcovo-tufitické súvrstvie s uhoľnými slojmi v oblasti handlovskej uhoľnej panvy.

Stratotyp (typové profily). V. Čechovič (1959) uvádza ako typickú lokalitu odkryvy v strži medzi Veľkou Lehôtkou a Hradcom. Odkryté sú tu oba uhoľné sloje s medzislojovým pásmom bridličnatých ílov, piesčito-ílovitých tufitov a tufitických pieskovcov.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Handlovské súvrstvie je rozšírené v oblasti handlovskeho a cígeľskeho uhoľného ložiska. Južne od handlovskeho ložiska bolo v menšej hrúbke sledované vrtni až do oblasti Kľaku (J. Valach et al. 1975). V. Čechovič (1959) uvádza nesúvislé výskyty malej hrúbky z okolia Prievidze. Hrúbka súvrstvia sa pohybuje v rozmedzí 5—50 m, pričom malé hrúbky pod 20—30 m sú dôsledkom erozívneho stenčenia. Spodná hranica súvrstvia je daná stykom s podložným kamenským súvrstvom (pozri jeho vrchnú hranicu—str. 145). Vrchná hranica handlovskeho súvrstvia sa kladie na strop uhoľného sloja (vrchného sloja v sv. časti územia).

Litologická charakteristika. Handlovské súvrstvie je v spodnej časti tvorené piesčito-ílovitými a tufitickými sedimentmi, ktoré vyššie postupne prechádzajú do hnedých, tmavosivých až čiernych uhoľných ílovcov s uhoľnými slojmi. Podľa J. Valacha et al. (l. c.) uhoľný sloj priemernej hrúbky 7—9 m býva často predelený vrstvičkami tufitických ílovcov a siltovcov. V sv. časti handlovskeho ložiska sú vyvinuté dva sloje, sú oddelené 30—35 m hrubým medzislojovým pásmom bridličnatých ílov, piesčito-ílovitých tufitov a tufitických pieskovcov. Podrobné opisy litológie súvrstvia sú v prácach V. Čechovič (1959), J. Gašparik (1959) M. Brodňan (1970).

Handlovské súvrstvie bolo uložené v prostredí taxodiových močiarov (pozri str. 43).

Chronostratigrafické údaje. F. Němejc (1958) priradil handlovské súvrstvie na základe skúmania makroflóry vrchnému bádenu. J. Gašparik—E. Planderová (1970) ho priradili na základe palinologických výsledkov spodnému až strednému sarmatu. E. Planderová (v tejto práci) pri revízii palinologických výsledkov z celej oblasti stredoslovenských neovulkanitov kladie handlovské súvrstvie do spodného sarmatu, pričom konštatuje, že v nováckej oblasti sú uhoľné sloje pravdepodobne staršie — vrchnobádenské. Rádiometricky stanovené veku (15—16 mil. r.) niektorých hornín v Kremnických vrchoch, o ktorých na základe výsledkov geologického mapovania predpokladáme, že sú mladšie než handlovské súvrstvie (pozri časť o Kremnických vrchoch), by lepšie súhlasili s vrchnobádenským vekom súvrstvia.

Novácke súvrstvie

Pomenovanie podľa obce Nováky, v Hornonitrianskej kotline.

Definícia. Ako novácke súvrstvie vyčleňujeme na návrh vedeckého redaktora (J. Gašparika) produktívne vrstvy nováckej uhoľnej panvy, aby sme zvýraznili rozdiely v litologickom vývoji a pravdepodobne i veku voči handlovskému súvrstviu.

Stratotyp (typové profily). Vzhľadom na nedostatok prirodzených odkryvov považujeme za typický profil vrtnom Z-264H/ŠI-NB) južne od Koša v úseku 233,4—244,4 m (V. Bartek et al. 1963, O. Franko—P. Gross—O. Samuel et al. 1977). V súčasnosti je novácke súvrstvie odkryté v povrchovej bani pri Lehote pod Vtáčnikom.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Novácke súvrstvie je rozšírené v oblasti nováckej uhoľnej panvy. Od handlovskeho súvrstvia je oddelené primárne alebo sekundárne eróziou v oblasti medzi Podhradím a Košom. Hrúbka súvrstvia dosahuje 50 m. Hranice sú obdobné ako u handlovskeho súvrstvia.

Litologická charakteristika. Obdobná handlovskému súvrstviu s iným vývojom slojov. Podrobný opis uvádza J. Gašparik (1959), M. Brodňan (1970).

Chronostratigrafické údaje. Výsledky palinologického skúmania (pozri str. 18) indikujú o niečo starší vek nováckeho súvrstvia v porovnaní s handlovským súvrstvom a kladú ho do obdobia vrchného bádenu. Túto skutočnosť možno geologicky vysvetliť postupnou transgresiou močiarného a jazerného prostredia na k západu uklonený výplavový kužeľ kamenského súvrstvia v podloží, takže močiare produktívnych vrstiev sa postupne sťahovali na východ do oblasti handlovskej panvy v období vrchný bádenu až spodný sarmat.

Ak akceptujeme názor o rovnakom veku handlovského a nováckeho súvrstvia, rozdiely v zložení mikroflóry musíme zložito vysvetľovať lokálnymi klimatickými faktormi, čo nie je presvedčivé.

Košianske súvrstvie

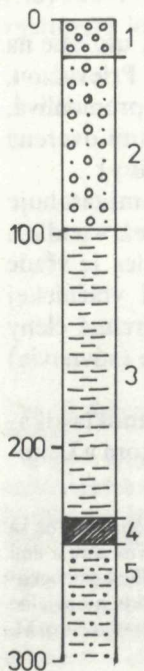
Pomenovanie podľa obce Koš v Hornonitrianskej kotline. V. Čechovič (1959) ich opisuje ako vrstvy ílov a slienitých ílov v nadloží produktívnych vrstiev. Bežne býva tiež označované ako nadložné íly (J. Gašparik 1959, M. Brodňan 1970).

Definícia. Ako košianske súvrstvie označujeme hrubé súvrstvie ílov a slienitých ílov v nadloží handlovského a nováckeho súvrstvia.

Stratotyp. Íly a slienité íly košianskeho súvrstvia v dôsledku svojich fyzikálnych vlastností nevytvárajú trvácnejšie odkryvy. Za typický profil týmto súvrstvom považujeme profil vrtom Z-264 H (Š1-NB) Koš, v intervale 97,5—233,4 m (V. Bartek et al. 1963, O. Franko—P. Gross—O. Samuel et al. 1977) (obr. 58).

V súčasnosti je košianske súvrstvie odkryté v povrchovej bani pri Lehote pod Vtáčnikom.

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Rozšírenie košianskeho súvrstvia je obdobné handlovskému a nováckemu súvrstviu (pozri vyššie). Hrúbka súvrstvia kolíše od 10 do 300 m, pričom ju zrejme značne ovplyvňuje erózia predchádzajúca uloženiu nadložných vulkanitov. Spodnú hranicu kladieme na strop uhoľných slojov handlovského a nováckeho súvrstvia. Vrchná hranica je daná stykom ílov s mladšími štrkami či vulkanitmi.



Obr. 58 Typový profil nováckym a košianskym súvrstvím vo vrte Z-264 h(Š1-NB) j. od obce Koš

1 — hlina a riečne štrky kvartéru; 2 — štrky a zlepenca lehotského súvrstvia; 3 — ílovce košianskeho súvrstvia, miestami piesčité prímes, v hornej časti tenká uhoľná slojka; 4 — novácke súvrstvie s uhoľnými slojmi; 5 — tufitické pieskovce kamenského súvrstvia (spracované podľa O. Franku—P. Grossa—O. Samuela et al. 1977).

Fig. 58 Type section of the Nováky and Koš formations in the borehole Z 264H (Š1-NB) south of the village Koš. 1 — Quaternary gravels, 2 — gravels and conglomerates of the Lehota formation, 3 — claystones of the Koš formation, locally sandy clays, 4 — The Nováky formation including coal seams, 5 — tuffitic sandstones of the Kamenec formation (according to O. Franko—P. Gross—O. Samuel et al. 1977).

Litologická charakteristika. Košianske súvrstvie tvoria svetlosivé, miestami tmavosivé íly a slieňité íly. V tesnom nadloží hlavného sloja nováčkeho ložiska boli nájdené nesúvislé polohy diatomitov (J. Gašparik—E. Planderová 1970). V. Čechovič (1959) uvádza z vrchnej časti súvrstvia lokálne vložky a šošovky pieskov a štrkov, niekedy aj s uhlím. Podrobný opis nováčkeho ložiska uvádza M. Brodňan (1970).

Íly košianskeho súvrstvia predstavujú produkt pokojnej jazernej sedimentácie.

Chronostratigrafické údaje. Bohatá mikroflóra v íloch košianskeho súvrstvia je totožná s mikroflórou handlovského súvrstvia (pozri str. 18), a preto predpokladáme rovnaký vek — vrchný bádén až včasný sarmat (pozri diskusiu k veku handlovského a nováčkeho súvrstvia).

Lehotské súvrstvie

Pomenovanie podľa obce Nová Lehota, južne od Handlovej, pri ktorej je typická lokalita súvrstvia. V. Čechovič (1959) opísal toto súvrstvie pod názvom vrstvy štrkov a pieskov s mezozoickým materiálom, M. Brodňan—J. Slávik (1966) a M. Brodňan (1970) ho opísali ako „detriticko-vulkanickú formáciu“ a J. Valach et al. (1975) ako „vrchnú detritickú formáciu“.

Definícia. Ako lehotské súvrstvie vyčleňujeme štrky, piesky, piesčité íly a íly s mezozoickým a karbonátovým materiálom, nad košianskym, nováckym a handlovským súvrstvím a pod vtáčnicou formáciou (súvrstvím).

Stratotyp (typové profily). Za typickú lokalitu lehotského súvrstvia považujeme štrkovú jamu 600 m jz od Novej Lehoty, kde sú odkryté hrubé, slabo triedené štrky s vložkami pieskov. Ako hypostratotyp môžeme označiť odkryv pri Veľkej Lehôtke opísaný M. Markovou (in V. Čechovič 1959).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Súvrstvie je priestorovo nesúvislé, uložené na denudovanom reliéfe starších súvrství. Vystupuje v oblasti medzi Prievidzou, Jánovou Lehotou a Kamencom pod Vtáčnikom. Hrúbka súvrstvia je premenlivá, prevažne niekoľko desiatok metrov, len južne od Novej Lehoty je vrtní overená hrúbka až 300 m (aluviálny kužel pri okraji subsidujúcej Žiarskej kotliny).

Súvrstvie leží na denudovanom povrchu košianskeho súvrstvia, miestami zasahuje dokonca až do handlovského a nováčkeho súvrstvia. Pri Novej Lehote leží v nadloží amfibolických andezitov plešinskej formácie (súvrstvia). Spodná hranica je všade jednoznačná. Vrchná hranica je daná prekrytím vulkanoklastikami vtáčnickej formácie, prípadne formácie Klakovskej doliny. Pri Novej Lehote vrchné členy lehotského súvrstvia prstovite prenikajú medzi spodné členy formácie (súvrstvia) Klakovskej doliny.

K lehotskému súvrstviu nepriradujeme štrky vystupujúce medzi vulkanoklastikami formácie Vtáčnika v území medzi Novákmi, Kamencom pod Vtáčnikom a Lehotou pod Vtáčnikom.

Litologicko-petrografická charakteristika. Lehotské súvrstvie je tvorené nepravidelne sa striedajúcimi slabotriedenými hrubými až jemnými štrkami a pieskami, podradne piesčitými ílmi a ílmi s materiálom karbonátových hornín a kremencov mezozoika, menej žúl, kryštalických bridlic a paleogénnych pieskovcov. Ojedinele sú prítomné andezity. V. Čechovič (1959) konštatuje, že ide o fluviaálne uložieniny s prínosom materiálu od severozápadu. Podrobný opis súvrstvia z nováčkej oblasti uvádza M. Brodňan (1970).

Chronostratigrafické údaje. Súvrstvie leží nad košianskym, handlovským a nováckym súvrstvím vrchnobádenského až spodnosarmatského veku (pozri vyššie) a pod formáciou (súvrstvím) Kľakovskej doliny, pre ktorú na základe korelácie s turčockou formáciou (súvrstvím) Kremnických vrchov predpokladáme rovnaký časový interval. Lehotské súvrstvie zaraďujeme do intervalu najvrchnejší bádén až spodný sarmat.

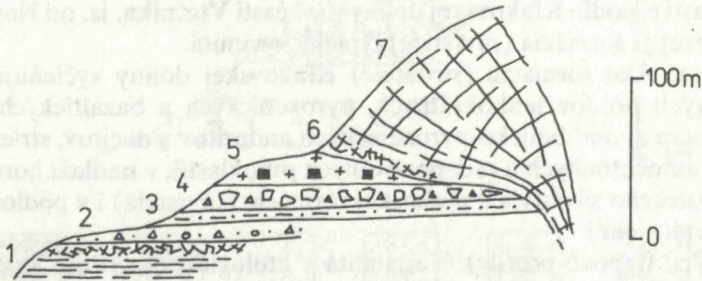
Plešínská formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa vrchu Plešina, v južnej časti Vtáčnika, 5 km západne od Kľaku, ktorý je budovaný mohutným extruzívnym telesom tejto formácie (súvrstvia).

Definícia. Plešínská formácia (súvrstvie) predstavuje súbor extruzívnych telies a podradných vulkanoklastík hyperstenicko-amfibolických andezitov na báze pohoľných vulkanitov.

Stratotyp (typové profily). Litologická variabilita a nedostatočná odkrytosť nedovoľujú definovať len jeden typický profil. Za typovú lokalitu považujeme odkryvy v zárezoch ciest a skalných bralách v závere doliny Oslianskeho potoka, 5 km severne od Veľkého Poľa (obr. 59). Ako doplnková typová lokalita (hypostratotyp) môže slúžiť veľký kameňolom nad obcou Veľká Lehôtka, ktorým je otvorené jedno z extruzívnych telies formácie (súvrstvia).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Extruzívne telesá plešínskej formácie (súvrstvia) sú rozšírené v celej oblasti Vtáčnika, na povrch spod mladších hornín prevažne vystupujú len ich apikálne časti. Vulkanoklastiká sú známe len z jz. časti pohoria



Obr. 59 Schematický rez plešínskou formáciou (súvrstvím) pri západnom okraji extruzívneho telesa kóty Plešina

1 a 2 — lávový prúd a epiklastiká I. etapy štíavnického stratovulkánu; 3 — súvrstvie siltovcov, epiklastických vulkanických pieskovcov a redeponovaných tufov; 4 — súvrstvie drobnouložkovitých až hrubých epiklastických vulkanických brekcií; 5 — uloženiny pyroklastického prúdu; 6 — extruzívna breccia pri okraji telesa; 7 — autometamorfovaný andezit blokovej odlučnosti

Fig. 59 Schematic section of the Plešina formation. 1 and 2—lava flow and epicl. volc. rocks belonging to the first stage of the Štiavica stratovolcano, 3 — interbedded siltstones and epicl. volc. sandstones and reworked tuffs, 4 — fine to coarse epicl. volc. breccias, 5 — pyroclastic flow deposits, 6 — extrusive breccia, 7 — chloritized andesite with blocky jointing.

a z doliny Pokútskeho potoka, severne od obce Ostrý Grúň. Plešinskej formácii (súvrstviu) priradujeme aj extruzívne teleso pri Jánovej Lehote v jz. výbežku Kremnických vrchov, ktorý po geologickej stránke patrí Vtáčniku. Hrúbka extruzívnych telies dosahuje 200—300 m, hrúbka vulkanoklastík sa pohybuje od 20 do 50 m.

Horniny plešinskej formácie (súvrstvia) ležia priamo na podloží v jz. časti pohoria, na bádenských vulkanitoch štiavnického vulkanického aparátu západne od Prochote a na horninách handlovskeho a košianskeho súvrstvia v severnej časti Vtáčnika. Prekryté sú litologicky a petrograficky odlišnými horninami lehotskeho súvrstvia, formácie (súvrstvia) Kľakovskej doliny a vtáčnickej formácie (súvrstvia).

Litologicko-petrografická charakteristika. Jednotlivé extruzívne telesá plešinskej formácie (súvrstvia) majú dómatickú formu, v okrajových častiach s vývojom extruzívnych brekcií. Väčšina telies má pomerne malé rozmery, 500—2000 m, s výnimkou mohutného extruzívneho telesa Plešiny, s rozmermi 4 × 6 km. Z petrografického hľadiska ide o hyperstenicko-amfibolické andezity, ktoré sú v strede väčších telies autometamorfované. Dve extruzívne telesá západne od Veľkého Poľa sú tvorené hyperstenicko-amfibolickým andezitom a biotitom.

Z vulkanoklastík sú zastúpené uloženiny pyroklastického prúdu (len v doline Oslianskeho potoka) a epiklastické vulkanické brekcie s vložkami hrubých pieskovcov.

Plešinská formácia (súvrstvie) je produktom explozívno-extruzívnej vulkanickej aktivity v terestrických podmienkach.

Chronostratigrafické údaje. Na základe pozície nad košianskym súvrstvím a pod lehotským súvrstvím priradujeme plešinskú formáciu (súvrstvie) najvrchnejšiemu bádenu až spodnému sarmatu.

Formácia (súvrstvie) Kľakovskej doliny

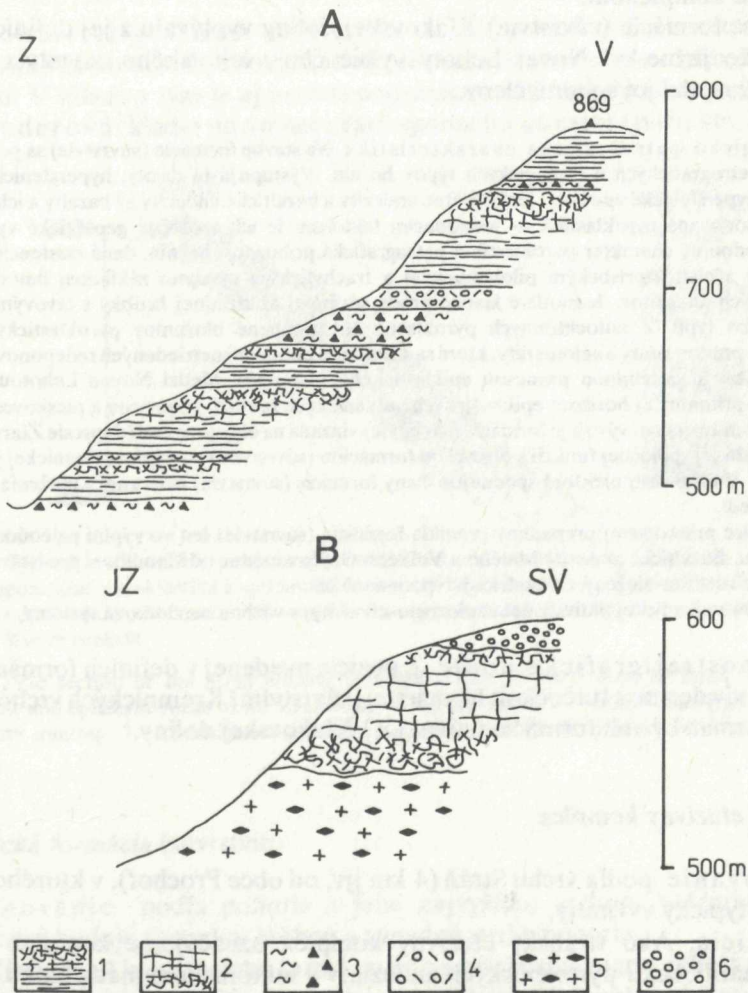
Pomenovanie podľa Kľakovskej doliny v sv. časti Vtáčnika, jz. od Novej Lehoty, v oblasti ktorej je formácia (súvrstvie) typicky vyvinutá.

Definícia. Ako formáciu (súvrstvie) Kľakovskej doliny vyčleňujeme pestrý súbor lávových prúdov leukokrátnych, pyroxenických a bazaltických andezitov a v malej miere aj amfibolicko-pyroxenických andezitov a dacitov, striedajúcich sa s polohami autochtónnych a redeponovaných pyroklastík v nadloží hornín košianskeho a lehotskeho súvrstvia a plešinskej formácie (súvrstvia) i v podloží formácie (súvrstvia) vtáčnickej.

Stratotyp (typové profily). Variabilita v litologickom zložení a petrografii si vyžaduje stanoviť viacej typických profilov a lokalít. Pre oblasť Kľakovskej doliny a okolie Novej Lehoty a Jánovej Lehoty sú typické profily v záreze cesty a v kameňolome južne od Novej Lehoty (obr. 60) a v záreze lesnej cesty pod vetracou šachtou v Šechvalskej doline, kde je odkrytý bazaltický andezit a redeponované pyroklastiká. Pre oblasť západne od Handlovej je typické teleso Veľkého Gryča odkryté v mohutných skalných bralách. Pre sz. časť Vtáčnika je typický profil v malej strži južne od Podhradia (obr. 60).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Formácia (súvrstvie) Kľakovskej doliny je ekvivalentom turčockej formácie (súvrstvia) v Kremnických vrchoch, ich vzájomné napojenie možno sledovať v okolí Jánovej Lehoty. Rozšírená je najmä v oblasti

Novej Lehoty a Kľakovskej doliny, kde dosahuje hrúbku až 400 m v rámci depresie pri okraji Žiarskej doliny. Okrem tejto depresie vystupuje súvislejšie len v pásme medzi Kľakovskou dolinou a Podhradím v hrúbke 50—200 m. Severnejšie ju



Obr. 60 Typové profily formácie Kľakovskej doliny

A — profil v západnom svahu kóty 869,0 m a v zárezoch cesty jv. a j. od Novej Lehoty; B — profil v strži južne od Podhradia

1 — pyroxenické andezity a ich lávové brekcie; 2 — leukokrátne andezity a ich sklovitá brekcia; 3 — tufy a aglomeráty; 4 — redeponované tufy a epiklastické vulkanické brekcie až konglomeráty; 5 — mierne spečené uloženiny pemzového prúdu; 6 — štrky lehotského súvrstvia

Fig. 60 Type sections of the Kľakovská dolina formation.

A — section SE of the village Nová Lehota, B — section south of the village Podhradie. 1 — pyroxene andesites and their lava breccias, 2 — feldsparphyric andesites and their glassy breccias, 3 — tuffs and agglomerates, 4 — reworked tuffs and epicl. volc. breccias to conglomerates, 5 — slightly welded pumice flow deposits, 6 — gravels of the Lehota formation.

reprezentujú len izolované telesá bazaltických andezitov hrúbky 50—100 m. Formácia (súvrstvie) Kľakovskej doliny vystupuje pravdepodobne tiež v tektonickom medzibloku pri okraji Žiarskej kotliny, východne od Prochote pod stránskym efuzívnym komplexom.

Hranice formácie (súvrstvia) Kľakovskej doliny vyplývajú z jej definície. Treba doložiť, že južne od Novej Lehoty vyššie členy lehotského súvrstvia prstovité prenikajú medzi jej spodné členy.

Litologicko-petrografická charakteristika. Na stavbe formácie (súvrstvia) sa podieľa pestrá asociácia petrografických a litologických typov hornín. Vystupujú tu dacity, hyperstenické andezity, augiticko-hyperstenické andezity, leukokrátne andezity a bazaltické andezity až bazalty a ich autochtónne a redeponované pyroklastiká — jednotiacim faktorom je ich spoločné geologické vystupovanie, pomerne jednotný charakter pyroklastík a petrografická príbuznosť hornín, daná existenciou prechodných typov a charakteristickým pilotaxitickým a trachytickým vývojom základnej hmoty andezitov a bazaltických andezitov. Jednotlivé lávové prúdy sú malej až strednej hrúbky s lávovými brekciami struskovitého typu. Z autochtónnych pyroklastík sú zastúpené uloženiny pyroklastických prúdov, pemzových prúdov a tufy a aglomeráty, ktoré sa striedajú s polohami netriedených redeponovaných tufov a aglomerátov s variabilnou prímесou epiklastického materiálu. Medzi Novou Lehotou a Jánovou Lehotou je prítomný aj horizont epiklastických vulkanických brekcií, zlepencov a pieskovcov.

Vo svojom typickom vývoji je formácia (súvrstvie) viazaná na okrajové časti depresie Žiarskej kotliny, čo zodpovedá jej spoločnej funkcii s turčockou formáciou (súvrstviem) vo výplni kremnickej priekopovej prepadliny. V tejto časti niektoré spodnejšie členy formácie (súvrstvia) nesú znaky uloženia v subakválnom prostredí.

Za hranice priekopovej prepadliny prenikla formácia (súvrstvie) len vo výplni paleoúdolia smerom k Podhradiu. Bazaltické andezity Malého a Veľkého Grýča západne od Handlovej predstavujú produkt vulkanických centier uložený v terestrických podmienkach.

Charakter vulkanickej aktivity bol explozívno-efuzívny, s väzbou na zlomové systémy.

Chronostratigrafické údaje. Z pozície uvedenej v definícii formácie (súvrstvia) a ekvivalencie s turčockou formáciou (súvrstviem) Kremnických vrchov vyplýva spodnosarmatský vek formácie (súvrstvia) Kľakovskej doliny.

Stránsky efuzívny komplex

Pomenovanie podľa vrchu Stráň (4 km jjv. od obce Prochoť), v ktorého svahu je komplex typicky vyvinutý.

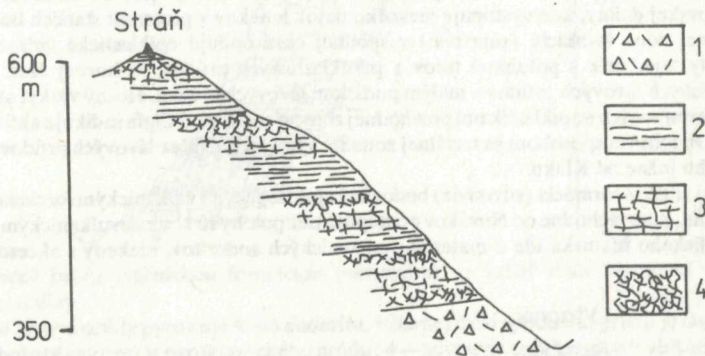
Definícia. Ako stránsky efuzívny komplex označujeme komplex lávových prúdov amfibolicko-pyroxenických andezitov v tektonickom medzibloku pri okraji Žiarskej kotliny východne od Prochote. Komplex je pravdepodobne ekvivalentom formácie (súvrstvia) Kremnického štítu v Kremnických vrchoch.

Stratotyp (typové profily). Skalné bralá v sv. svahu kóty Stráň, 4 km jjv od Prochote (obr. 61).

Rozšírenie, hrúbka, hranice. Rozšírenie vyplýva z definície. Hrúbka komplexu je okolo 200—300 m. Podložie komplexu predstavujú pravdepodobne horniny formácie (súvrstvia) Kľakovskej doliny, na povrch však vychádzajú iba v Prochotskej doline 2 km sv. od Hornej Ždane. V nadloží komplexu ležia len lávové prúdy a tenké polohy epiklastík vtáčnickej formácie (súvrstvia), pričom nie vždy sa podarilo hranicu presne stanoviť.

Litologicko-petrografická charakteristika. Komplex je tvorený hrubými lávovými prúdmi andezitov, vo vrchnej časti so svetlými pórovitými lávovými brekciami. V spodnej časti komplexu sú prúdy tvorené porfyrickými pyroxenickými andezitmi s akcesorickým amfibolom, vyššie potom amfibolicko-pyroxenickým andezitom a amfibolicko-pyroxenickým andezitom s bitotom.

Chronostratigrafické údaje. Na základe pozície a korelácie s formáciou (súvrstvím) Kremnického štítu priradujeme efuzívny stránsky komplex do spodného sarmatu. V súlade s tým je aj pozícia pod sedimentmi hrabičovskej panvičky, ktoré E. Planderová kladie do vrchnej časti spodného sarmatu (pozri str. 19).



Obr. 61 Typový profil stránskym efuzívnym komplexom v severnom svahu kóty Stráň
1 — redeponované pyroklastiká a epiklastiká formácie Kľakovskej doliny; 2 — amfibolicko-pyroxenické andezity s doskovitou odlučnosťou; 3 — amfibolicko-pyroxenické andezity s blokovou odlučnosťou; 4 — pórovité lávové brekcie.

Fig. 61 Type section of the Stráň effusive complex in the northern slope of Stráň. 1 — reworked pyroclastic and epiclastic rocks of the Kľakovská dolina formation, 2 — hornblende-pyroxene andesites with platy jointing, 3 — hornblende-pyroxene andesites with blocky jointing, 4 — porous lava flow breccias.

Vtáčnická formácia (súvrstvie)

Pomenovanie podľa pohoria a jeho najvyššieho vrcholu Vtáčnika. Formácia (súvrstvie) buduje ústredný hrebeň a západné svahy pohoria.

Definícia. Ako vtáčnickú formáciu (súvrstvie) označujeme relikty stratovulkánu pyroxenických andezitov, s centrom v oblasti Kľakovskej doliny a s malými parazitickými kužeľmi v južnej a severnej časti pohoria, ležiace v nadloží vyššie opísaných súvrství a formácií.

Stratotyp (typové profily). Variabilita v litologickej skladbe formácie (súvrstvia) si vyžaduje definovať viacero typových profilov. Pre centrálnu zónu vulkánu je typický profil v skalných bralách na malom hrebenei vo východnom svahu kóty Vtáčnik, v závere doliny Pokútskeho potoka (obr. 62). Pre oblasť vulkanického plášťa je typický profil v južnom svahu Jasenovskej skaly v závere Bystričianskej doliny (obr. 63). Pre oblasť prolúviálnej roviny je typický profil v skalných bralách — hrebeň Prieloh, 1—2 km východne od obce Cígeľ (obr. 64).

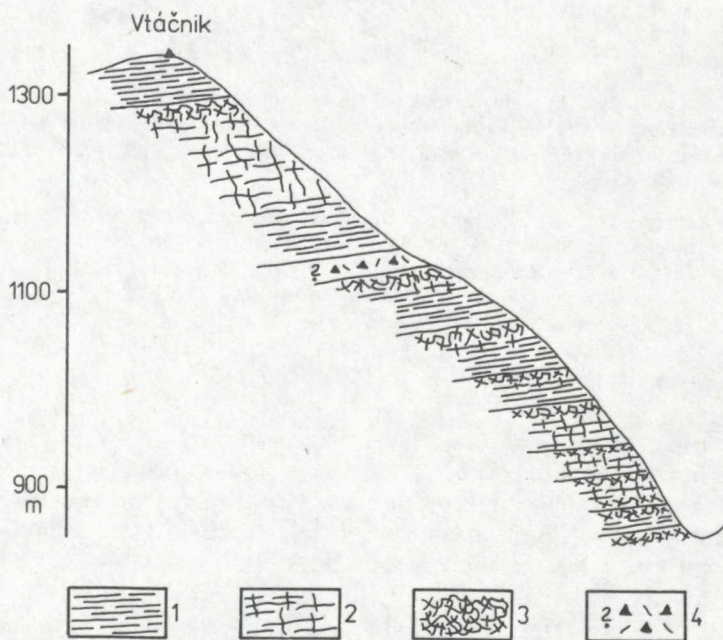
Rozšírenie, hrúbka, hranice. Formácia (súvrstvie) v hrúbke 100—500 m buduje celý ústredný hrebeň Vtáčnika, západné svahy pohoria, izolované kopce pri Novákoch a na severe zasahuje až po obec Brezany. Spodná hranica je prevažne dobre definovaná na základe litologických a petrografických rozdielov. Isté problémy sú v okolí Prochote a v Kľakovskej doline, kde lávové prúdy vtáčnickej formácie (súvrstvia) ležia na petrograficky podobných horninách formácií (súvrství) starších.

Litologicko-petrografická charakteristika. V centrálnej vulkanickej zóne je formácia (súvrstvie) budovaná reliktnými vulkanického kužeľa tvoreného tenkými zbrekčovatenými lávovými prúdmi a ojedinelými polohami tufov a aglomerátov s prvkami periklinálneho uloženia okolo centra v závere Kľakovskej doliny, kde vystupuje niekoľko dajok a nekov v prostredí starších hornín.

V prechodnej zóne formáciu (súvrstvie) v spodnej časti budujú epiklastické vulkanické brekcie a konglomeráty, ojedinele s polohami tufov a pyroklastických prúdov. V hornej časti je budovaná komplexom hrubých lávových prúdov s malým podielom lávových brekcií. Hojný výskyt autochtónnych pyroklastík prevrstvených s epiklastikami prechodnej zóny východne od Cigľa indikuje aktivitu parazitického kužeľa. Obdobným spôsobom sa faciálnej zonalite vymyká komplex lávových prúdov a pyroklastík Markovho vrchu južne od Kľaku.

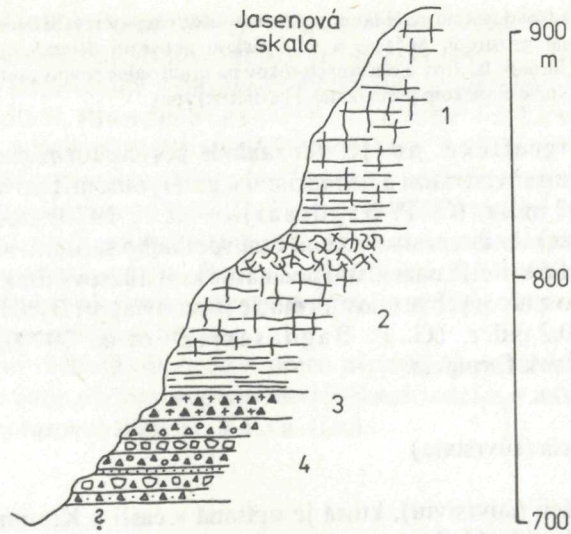
V periférnej zóne je formácia (súvrstvie) budovaná epiklastickými vulkanickými brekciami, zlepencami a pieskovecami, juhovýchodne od Novákov pristupujú tiež polohy štrkov s nevulkanickým materiálom.

Z petrografického hľadiska ide o materiál pyroxenických andezitov, niekedy s akcesorickým amfibolom.



Obr. 62 Typový profil vtáčnickej formácie (súvrstvia) vo východnom svahu kóty Vtáčnik
 1 — pyroxenické andezity s doskovitou odlučnosťou; 2 — pyroxenické andezity s blokovou odlučnosťou;
 3 — pórovité lávové brekcie; 4 — pravdepodobná poloha pyroklastík.

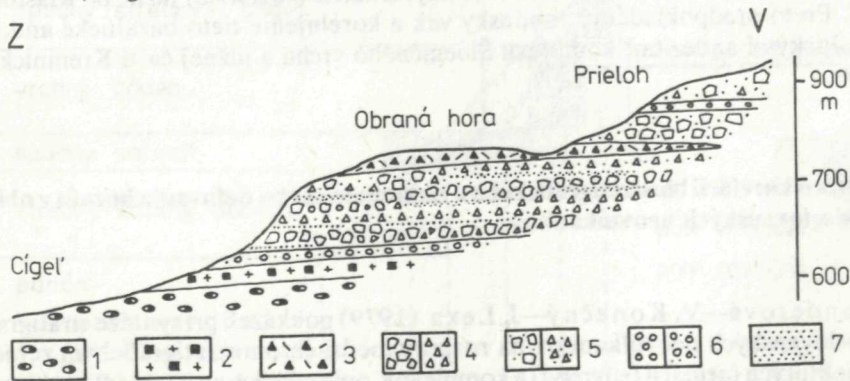
Fig. 62 Type section of the Vtáčnik formation in the eastern slope of the mountain Vtáčnik. 1 — platty pyroxene andesite, 2 — pyroxene andesites with blocky jointing, 3 — porous lava flow breccias, 4 — probable horizon of pyroclastic rocks.



Obr. 63 Typický profil vtáčnicou formáciou (súvrstvím) — južný svah Jaseňovej skaly v záreze Bystričianskej doliny

1 a 2 — hrubé lávové prúdy pyroxenického andezitu, v hornej časti spodného prúdu je lávová breccia ; 3 — na pemzu bohatý aglomerát pyroklastického prúdu ; 4 — súvrstvie epiklastických vulkanických brekcií, konglomerátov a pieskocvov premenlivej zrnitosti.

Fig. 63 Type section of the Vtáčnik formation in the southern slope of the hill Jaseňová skala. 1 and 2 — thick lava flows of pyroxene andesite, 3 — pyroclastic flow breccia rich in pumice, 4 — interbedded epicl. volc. breccias, conglomerates and coarse sandstones.



Obr. 64 Typický profil vtáčnickej formácie (súvrstvia) východne od Cígľa

1 — podložné lehotské súvrstvie ; 2 — chaotická breccia pyroklastického prúdu ; 3 — redeponované aglomeráty a tufy ; 4 — hrubé a drobné epiklastické vulkanické breccie ; 5 — hrubé a drobné epiklastické vulkanické breccie s pieskocvami ; 6 — epiklastické vulkanické zlepence bez pieskocvov a s pieskocvami ; 7 — epiklastické vulkanické pieskocve.

Fig. 64 Type section of the Vtáčnik formation east of the town Cígľa. 1 — underlying Lehota formation, 2 — pyroclastic flow breccia, 3 — reworked agglomerates and tufts, 4 — fine to coarse epicl. volc. breccias, 5 — fine to coarse epicl. volc. breccias interbedded with coarse sandstones, 6 — epicl. volc. conglomerates without and with interbedded sandstones, 7 — epicl. volc. sandstones.

Vtáčnická formácia (súvrstvie) je výsledkom explozívno-efuzívnej a v závere len efuzívnej vulkanickej aktivity v terestrickom prostredí. Súčasne s vulkanickou aktivitou deštrukcia vulkanickej stavby a transport materiálu formou lahárov a občasných tokov na prolúviálne roviny pod úpäťm vulkánu dali vznik vulkanoklastickým komplexom prechodnej a periférnej zóny.

Chronostratigrafické údaje. Na základe pozície formácie (súvrstvia) nad spodnosarmatskými súvrstviami a formáciami a pod ryolitom Tisovho brala datovaneho na $11,0 \pm 0,2$ mil. r. (G. P. Bagdasarjan et al. 1970) kladieme vtáčnickú formáciu (súvrstvie) do intervalu: vrchná časť spodného sarmatu až vrchný sarmat, hoci vulkanologické kritériá naznačujú podstatne kratší časový úsek. Rádiometrické datovanie jedného z lávových prúdov formácie (súvrstvia) pri Bystričanoch poskytlo výsledok $13,8 \pm 0,2$ mil. r. (G. P. Bagdasarjan et al. 1970), indikujúc ešte spodnosarmatský vek formácie.

Jastrabská formácia (súvrstvie)

Jastrabskej formácii (súvrstviu), ktorá je opísaná v časti o Kremnických vrchoch, priraďujeme v oblasti Vtáčnika extruzívne teleso Tisovho brala a niekoľko drobných dajok v jv. časti pohoria.

Prieniky bazaltických andezitov pri Klaku

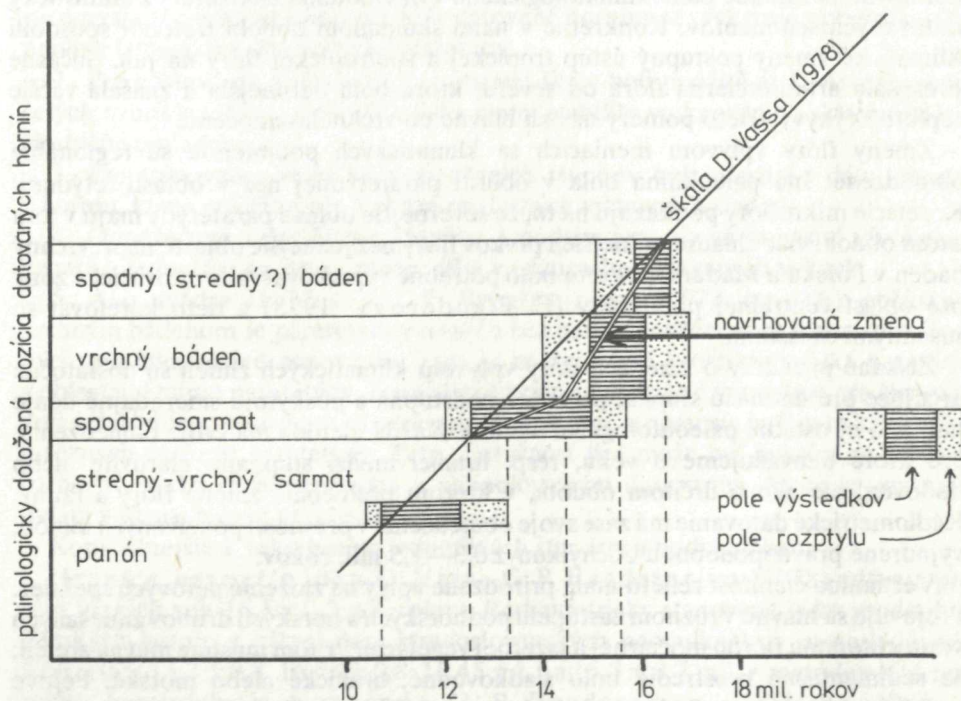
Západne od Klaku vystupuje valcovitý nek Ostrovica a malá dajka bazaltického andezitu, ktorá preráža zlepenec vtáčnickej formácie (súvrstvia) južne od Kláštornej skaly. Preto predpokladáme panónsky vek a korelujeme tieto bazaltické andezity s bazaltickými andezitmi komplexu Šibeničného vrchu a južnej časti Kremnických vrchov.

Diskusia o korelácii biostratigrafického a rádiometrického datovania hornín v oblasti stredoslovenských neovulkanitov

E. Planderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) poukázali pri syntéze stratigrafie stredoslovenských neovulkanitov na rozpory medzi chronostratigrafickým zaradením niektorých formácií (súvrství) a komplexov, opierajúcich sa o výsledky palinológie a chronostratigrafickým zaradením tých istých formácií (súvrství) a komplexov, opierajúcich sa o výsledky rádiometrického datovania pri použití rádiometrickej časovej škály pre neogén paratetydy podľa D. Vassa (1978). Rozpory majú charakter systematického posunu. Formácie (súvrstvia) a komplexy zaradené na základe palinologických dát do obdobia vrchného bádenu až spodného sarmatu sú na základe rádiometrických dát pri použití uvedenej časovej škály zaradené do spodného až vrchného bádenu. Presnejšie sú tieto rozpory znázornené na diagrame na obrázku 65.

I. Repčok (1981) zhrnul všetky výsledky rádiometrického datovania hornín stredoslovenských neovulkanitov, zahrnujúc i nové datovania z roku 1980. Výsledky systematicky konfrontuje s chronostratigrafickým zariadením formácií (súvrství) a komplexov podľa E. Planderovej—V. Konečného—J. Lexu (l.c.), ktoré sa opierajú najmä o palinologické údaje. V tabuľkách 2 a 3 na str. 75—76 názorne dokumentuje vyššie spomenuté rozpory. V diskusii k týmto rozporom akceptuje bez výhrad rádiometrickú časovú škálu D. Vassa (1978) a zistené rozpory vysvetľuje metodickými nedostatkami určovania veku na základe palinologických dát, opierajúcich sa o klimatické zmeny. Podľa I. Repčoka (l.c.) môžu byť ovplyvnené nadmorskou výškou založenia sedimentárnych panvičiek, resp. blízkym horským reliéfom s chladnomilnejšou flórou.

V nasledujúcej diskusii objasníme, prečo nepovažujeme uvedené stanovisko I. Repčoka za správne a že pravdepodobnou príčinou rozporov môžu byť nepresnosti v rádiometrickej časovej škále D. Vassa (l.c.).



Obr. 65 Korelácia rádiometrických datovaní s palinologicky doloženou pozíciou datovaných hornín. Systematické rozpory pre obdobie báden—sarmat pri použití škály D. Vassa (1978) navrhujeme riešiť zmenou tejto škály.

Fig. 65 Correlation of radiometric dating and position of dated rocks based on results of palynology. Systematic differences in the Badenian to Sarmatian period if the time-scale of D. Vass (1978) is used (the straight line) may be solved by changes of the time-scale (the double line). Radiometric dating is represented by fields of results and possible errors.

Vychádzame z toho, že chronostratigrafická škála bola zostavená podľa paleontologických údajov, predovšetkým podľa zmien vo faunistických asociáciách. Mikrofloristický výskum, ktorý sa začal robiť oveľa neskôr, musel nadviazať na už existujúce členenie treťohôr. Definovali sme mikrofloristické zóny (E. Planderová 1978) palinologickým spracovaním tých istých sedimentov, z ktorých bola robená stratigrafia na základe fauny. Takýmto postupom sme získali údaje rovnocenné údajom faunistickým, pričom treba zdôrazniť, že pri vyhodnocovaní mikroflóry fácies nemá taký veľký vplyv ako u fauny, lebo vyhodnocujeme vždy len produkty suchozemských rastlín (spóry a peľové zrná). Nevýhodou metódy je, že nepracuje s jednotlivými vedúcimi skamenelinami, ale že treba zhodnotiť celé mikrofloristické spoločenstvo. Zmeny paleoflóry prebiehali pomalšie a nezávisle od zmien fauny, takže mikrofloristické zóny sú všeobecne širšie a ich hranice nesúhlasia vždy s hranicami stupňov alebo podstupňov definovaných podľa fauny. Dôležité je uvedomiť si, že fylogenetický vývoj flóry bol ukončený vo vrchnej kriede, a teda zmeny zloženia rastlinstva v priebehu treťohôr sú odrazom klimatických zmien, ktoré možno definovať na základe paleoklimatologického vyhodnotenia mikroflóry z faunisticky datovaných sedimentov. Konkrétne v nami skúmanom období treťohôr spôsobili klimatické zmeny postupný ústup tropickej a subtropickej flóry na juh. Súčasne prenikala arktoterciérna flóra od severu, ktorá bola odolnejšia a znášala väčšie teplotné výkyvy. Tieto pomery nastali hlavne od vrchného miocénu.

Zmeny flóry vplyvom meniacich sa klimatických podmienok sú regionálne obmedzené. Iná paleoklíma bola v oblasti paratetýdnej než v oblasti tetýdnej. Korelácie mikroflóry poukazujú na to, že severnejšie oblasti paratetýdy majú v tom istom období viac chladnomilnejších prvkov flóry než južnejšie oblasti, napr. vrchný bádén v Poľsku a Maďarsku. Preto bolo potrebné vypracovať mikrofloristické zóny pre oblasť centrálnej paratetýdy (E. Planderová 1978) a tieto korelovať so susednými oblasťami.

Získané poznatky o zmenách flóry vplyvom klimatických zmien sú dostatočne určujúce pre definíciu stupňa, prípadne podstupňa a poskytujú smerodajné údaje tak, ako aj ostatné paleontologické metódy. Každá metóda má svoje obmedzenia, pre ktoré neuvažujeme o veku, resp. hranici medzi stupňami čiarovite alebo bodovite, ale ako o určitom období, v ktorom prebiehala zmena flóry a fauny. Rádiometrické datovanie má zase svoje obmedzenia v presnosti používaných metód, vyjadrené pravdepodobnou odchýlkou $\pm 0,3$ — $1,5$ mil. rokov.

Vertikálna členitosť reliéfu mala prirodzene vplyv na zloženie peľových spektier. Prejavuje sa hlavne v rôznom zastúpení podhorských a horských druhov zmiešaných s autochtónnou flórou močiarnej a jazernej vegetácie. Pritom musíme mať na zreteli, že sedimentačné prostredie bolo sladkovodné, brakické alebo morské. Peľové spektrá odrážajú autochtónnu aj alochtónnu zložku vegetácie. Porovnaním ekologických nárokov flóry si môžeme urobiť predstavu o reliéfe a paleoekológii prostredia bez skreslenia biostratigrafických údajov.

Spóromorfy získané z morských a brakických sedimentov, na základe ktorých sú definované mikrofloristické zóny, pochádzajú zo suchozemskej (kontinentálnej alebo príbrežnej) oblasti a sú korelovateľné s flórou recentných, prímorských alebo močiarnych oblastí v tropicko-subtropickej oblasti.

Preto niet dôvodu pripustiť podstatné rozdiely v zložení peľových spektier v dôsledku väčšej nadmorskej výšky (I. Repčok 1981).

Dokladom toho, že palinologicky stanovené veky nie sú závislé na lokálnych faktoroch reliéfu a nadmorskej výšky, je aj skutočnosť, že regionálne korelácie získané z celej oblasti stredoslovenských neovulkanitov na základe palinologických údajov súhlasia s koreláciami urobenými nezávisle na základe dát rádiometrických.

Vzhľadom na uvedené skutočnosti nevysvetľujeme si rozpory medzi palinologickým a rádiometrickým datovaním niektorých formácií a súvrství nedostatkami palinologickej metódy, ako to urobil I. Repčok (1981).

Predpokladáme, že rozpory môžu byť dôsledkom nepresností používanej rádiometrickej časovej škály neogénu paratetydy D. Vassa (1978), predovšetkým pokiaľ ide o hranicu bádenu a sarmatu a tiež dôsledkom nedoriešenej korelácie vrchného bádenu podľa nanofloristických zón v oblasti centrálnej paratetydy.

K problematike rádiometrických datovaní vyslovujeme nasledujúce pripomienky:

1. Zostavenie rádiometrickej časovej škály zahrnuje v sebe nepresnosť vyplývajúcu zo skutočnosti, že rádiometricky datované horniny sa vyskytujú v podloží alebo nadloží faunisticky doložených horizontov.

2. Pre zostavenie rádiometrickej časovej škály boli použité aj K/Ar-datovania celých vzoriek tufov, ktoré z hľadiska malej stability vulkanického skla môžu byť čiastočne omladené.

3. Pre stanovenie veku bázy niektorých stupňov boli použité i dáta získané z hornín, ktoré neležia vždy na báze príslušných vrstevných sledov.

4. Odporúčané veky hraníc stupňov a podstupňov nie sú doposiaľ všeobecne prijaté a jednotliví autori sa značne líšia v názoroch o udávaných vekoch.

5. Ako uvádza D. Vass—G. P. Bagdasarjan (1978, str. 186), počínajúc vrchným bádénom je paratetydný neogén bez nanoplanktónových foriem používaných pre štandardné zónovanie. Tým je znemožnená biostratigrafická korelácia s oblasťami mimo paratetydy. Faunistické zmeny a asociácie využívané pre členenie vrchného bádenu a sarmatu sú ovplyvnené faciesom, a nemusia byť rovnakého veku v rôznych častiach paratetydy. Táto skutočnosť tiež môže byť jedným zo zdrojov rozporov medzi rádiometrickým a palinologickým datovaním, ktoré sa opierajú o dáta z rôznych častí paratetydy.

Konkrétnejšie k veku hraníc jednotlivých stupňov a podstupňov:

Hranica karpát/báden. D. Vass—G. P. Bagdasarjan (1978) udávajú pre túto hranicu vek $16,5 \pm 0,5$ mil. rokov. Rádiometricky stanovené veky spodnobádenských hornín z južnej časti stredoslovenských neovulkanitov sú nasledovné: $17,5 \pm 0,5$, $13,3 \pm 0,8$, $16,45 \pm 0,8$, $16,45 \pm 1,5$ a $15,3 \pm 0,7$ mil. r. metódou K/Ar na celých horninách (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969 — opravené prepočtom na konštantu rozpadu používanú v západnej Európe, D. Vass—G. P. Bagdasarjan 1978, prvé tri údaje sa týkajú hornín, ktoré V. Konečný 1969 priraďuje už strednému bádenu) a $16,6 \pm 0,3$, $16,4 \pm 0,4$, $16,3 \pm 0,5$, $16,3 \pm 0,2$ mil. r. metódou stôp po delení uránu (fission track, I. Repčok 1981). G. Hámor et al. (1979) udávajú vek $16,4 \pm 0,8$ mil. r. (priemer 20 datovaní plagioklasov a biotitov) pre stredný ryolitový tuf v severnom Maďarsku,

ktorý maďarskí geológovia kladú do najvrchnejšieho karpátu, ale jeho predpokladaná pozícia v zóne NN5 ho zaraďuje už na bázu bádenu. D. Vassom—G. P. Bagdasarjanom (l.c.) navrhovaný vek hranice karpát/báden zhruba súhlasí s uvedenými dátami a nevyžaduje z ich hľadiska zásadnú zmenu. Báza bádenu je biostratigraficky korelovateľná s bázou langu mediteránnej oblasti, pre ktorú W. B. F. Ryan et al. (1974) udávajú vek 16,4 mil. r.

Hranica spodný/stredný bádén. D. Vass—G. P. Bagdasarjan (l.c.) neudávajú vek tejto hranice. Na horninách sebechebskej formácie (súvrstvia), ktorej pozícia zodpovedá najvrchnejšiemu spodnému až strednému bádenu, boli metódou stôp po delení uránu (fission track) získané dáta $16,1 \pm 0,5$, $16,0 \pm 0,3$ a $15,9 \pm 0,8$ mil. r. (I. Repčok 1981), indikujúce vek hranice spodný/stredný bádén okolo 16 mil. r. Stratigrafickú pozíciu sebechebskej formácie (súvrstvia) môžeme doložiť superpozíciou nad vrchnou časťou vrhu GK-3 Rykyně, o ktorej R. Lehotayová (1966) predpokladá, že patrí koncu spodného bádenu a A. Ondrejčková (1966) dokonca pripúšťa až vrchnobádenský vek (pri členení bádenu len na spodný a vrchný). V južnom pokračovaní sebechebskej formácie — v plášťovských vrstvách R. Lehotayová (in D. Vass 1971) uvádza aj druh *Spiroplectamina carinata*, charakteristický pre stredný bádén diskutovanej oblasti.

Hranica stredný/vrchný bádén. D. Vass—G. P. Bagdasarjan (1978) uvádzajú pre túto hranicu vek $15,0 \pm 0,5$ mil. r. Opierajú sa o dáta $15,0 \pm 2,0$, $15,3 \pm 2,0$, $15,0 \pm 0,8$, $14,4 \pm 2,0$ a $13,9 \pm 0,3$ mil. r. pre horniny vrchného bádenu, pričom posledné dve sú datované ryolitové tufy (vzorky celých hornín), a nemožno u nich vylúčiť isté omladenie. V oblasti stredoslovenských neovulkanitov niet datovaných hornín z tohto obdobia s faunisticky overeným vekom.

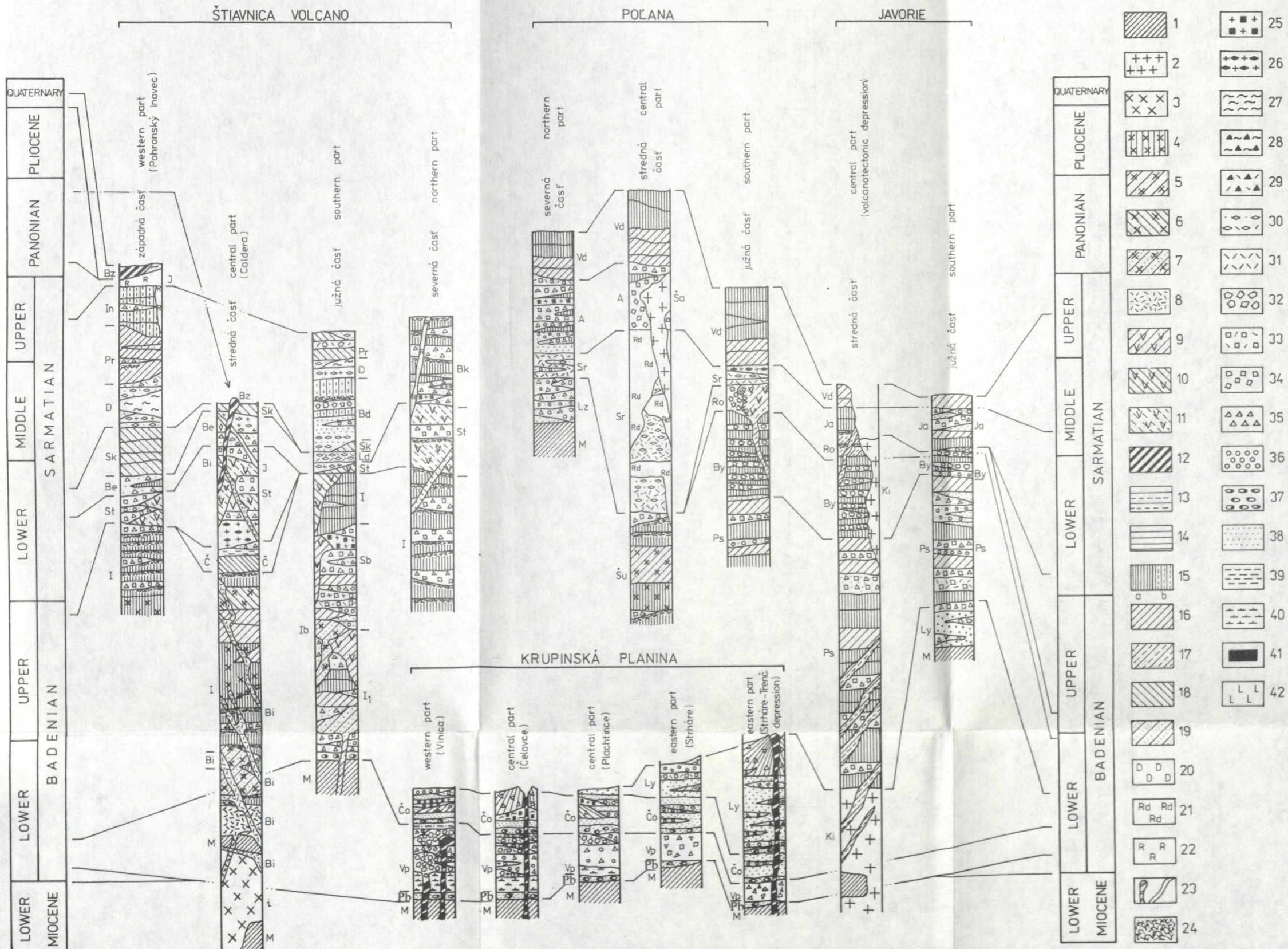
Medzi rádiometrickými a palinologickými údajmi je pozorovaná určitá rozpornosť, čo je zrejme najmä v centrálnej časti štiavnického stratovulkánu. Na červeno-studnianskom súvrství s palinologicky doloženým vekom vrchný bádén sú uložené produkty vulkanizmu amfibolicko-biotitických andezitov studenskej formácie datované K/Ar metódou na $15,2 \pm 0,1$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969) a metódou „fission track“ s prevahou údajov v rozmedzí 15—16 mil. r. (I. Repčok 1981). Domnievame sa, že hranica stredný/vrchný bádén by mala byť o niečo staršia, pravdepodobne okolo 15,5 mil. r.

Hranica bádén/sarmat. D. Vass—G. P. Bagdasarjan (1978) uvádzajú pre túto hranicu vek $13,3 \pm 0,3$ mil. r.. Opierajú sa o málo spoľahlivé najmladšie dáta pre vrchný bádén (pozri vyššie) a dáta pre spodný sarmat $13,6 \pm 1,0$, $13,1 \pm 2,1$ a $13,0 \pm 0,3$ mil. r. Tu treba zdôrazniť, že nejde o vzorky z bázy sarmatu a že s výnimkou datovania $13,6 \pm 1,0$ mil. r. sú získané K/Ar-datovaním celých vzoriek tufov, takže je tu istá možnosť omladenia. V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass (1969) uvádzajú ešte dve datovania na andezitoch východne od Levíc, ktoré po prepočte na západnú konštantu rozpadu sú obe $12,9 \pm 0,5$ mil. r.; uvedené prúdy však opäť nepredstavujú bázu sarmatu.

Ani novšie údaje neumožňujú spresnenie hranice bádén/sarmat, poukazujú skôr na rozpornosť medzi výsledkami rádiometrických a biostratigrafických datovaní. Na niektoré rozpory poukážeme v štiavnickej oblasti.

Obr. 66 Korelačná schéma stredoslovenských neovulkanitov — oblasť Vtáčnik a Kremnických vrchov. Vysvetlivky indexov sú v tab. 4, (pozri str. 50)

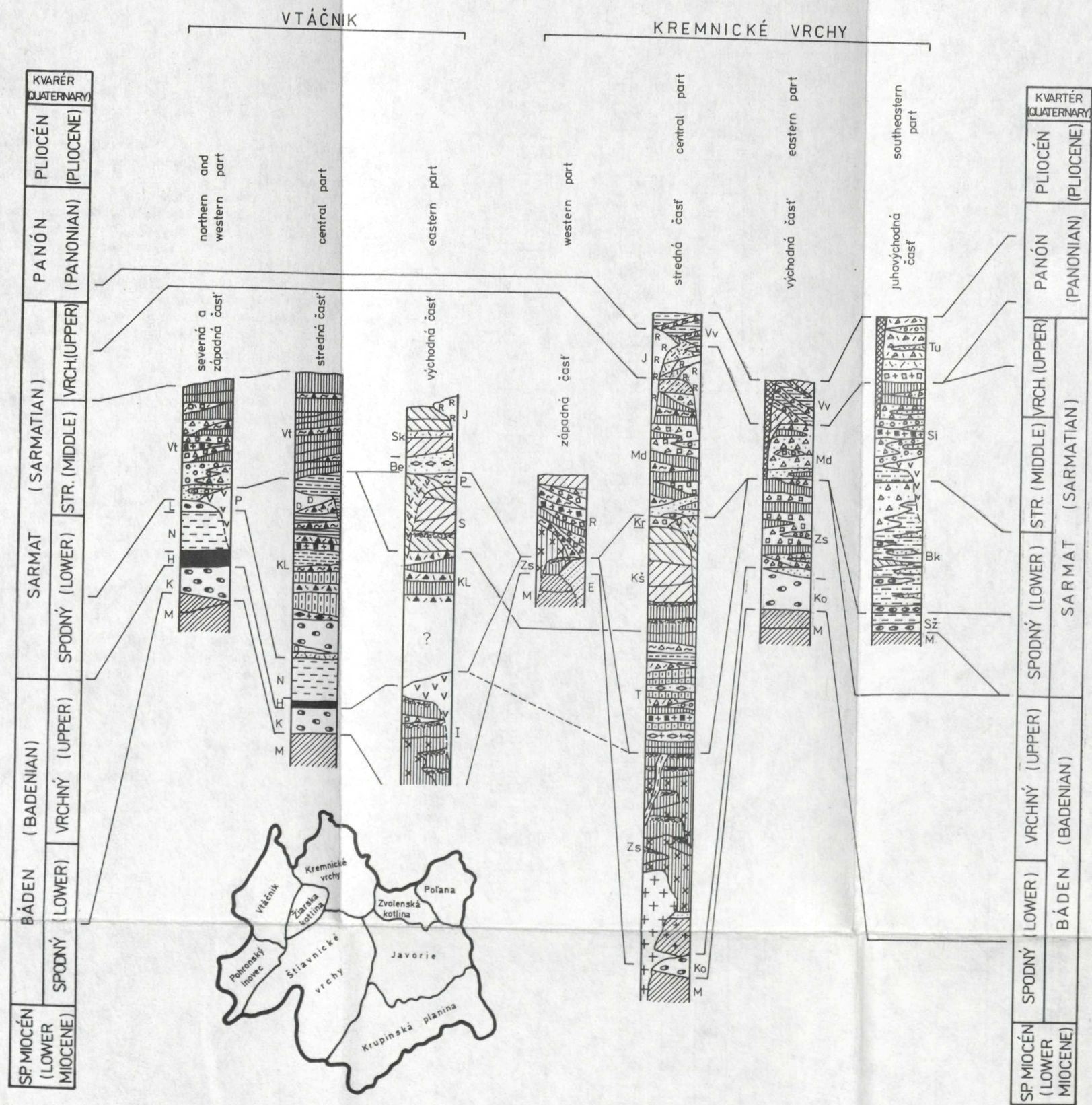
Fig. 66 Stratigraphic correlation of the central Slovakia volcanic field — the area of Vtáčnik and Kremnické vrchy mountain ranges. Legend to lithology is at the fig. 66, explanation of indexes is in the table 4, p. 182



Legenda ku korelačným schémam stredoslovenských neovulkanitov na obr. 66 a 67.

Legend to stratigraphic correlation of the central Slovakia volcanic field at the fig. 66 and 67.

- 1 — nerozčlenené horniny podložia vulkanitov; 2 — diority; 3 — granodiority; 4 — pyroxenické andezitové porfýry; 5 — amfibolicko-pyroxenické andezitové porfýry s biotitom; 6 — amfibolicko-pyroxenické andezitové porfýry s granátom; 7 — hyperstenicko-amfibolické andezitové porfýry; 8 — kremidioritové porfýry; 9 — extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov; 10 — extrúzie amfibolicko-pyroxenických andezitov s biotitom; 11 — extrúzie amfibolicko-biotitických andezitov; 12 — alkalické bazalty; 13 — bazaltické andezity; 14 — nešpecifikované andezity; 15 — a) pyroxenické andezity sklovité a leukokrátne; 16 — amfibolicko-pyroxenické andezity; 17 — pyroxenicko-amfibolické andezity; 18 — amfibolicko-pyroxenické andezity s biotitom; 19 — hyperstenicko-amfibolické andezity s granátom; 20 — dacity; 21 — rhyodacity; 22 — ryolity; 23 — necky, dajky; 24 — extruzívne a lávové brekcie; 25 — pyroklastické prúdy; 26 — pemzové prúdy; 27 — ignimbrity; 28 — autochtónne aglomeráty a tufy; 29 — redeponované aglomeráty a tufy; 30 — redeponované pemzové tufy; 31 — redeponované tufy; 32 — hyaloklastitové brekcie; 33 — chaotické brekcie lahárov; 34 — hrubé epiklastické vulkanické brekcie; 35 — drobné epiklastické vulkanické brekcie; 36 — epiklastické vulkanické zlepenky; 37 — epiklastické vulkanické zlepenky s nevolkanickým materiálom; 38 — epiklastické vulkanické pieskovce; 39 — siltovce; 40 — ílovce; 41 — uhoľné sloje; 42 — limnokvarcity.
- 1 — basement, 2 — diorites, 3 — granodiorites, 4 — pyroxene andesite porphyry, 5 — hornblende-pyroxene andesite porphyry, 6 — biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite porphyry, 7 — garnet-bearing hypersthene-hornblende andesite porphyry, 8 — quartz-diorite porphyry, 9 — hornblende-pyroxene andesite extrusive domes, 10 — the same as 9 with accessory biotite; 11 — biotite-hornblende andesite extrusive domes, 12 — alkali basalts and basanites, 13 — basaltic andesite, 14 — unspecified andesites, 15 — a) pyroxene andesites, b) pyroxene andesites, 16 — hornblende-pyroxene andesites, 17 — pyroxene-hornblende andesites, 18 — biotite-bearing hornblende-pyroxene andesites, 19 — garnet-bearing hypersthene-hornblende-pyroxene andesites, 20 — dacites, 21 — rhyodacites, 22 — rhyolites, 23 — necks, dykes, 24 — extrusive and lava flow breccias, 25 — pyroclastic flow deposits, 26 — pumice flow deposits, 27 — ignimbrites, 28 — autochthonous agglomerates and tuffs, 29 — reworked agglomerates and tuffs, 30 — reworked pumice tuffs, 31 — reworked tuffs, 32 — hyaloclastite breccias, 33 — chaotic breccias of lahars, 34 — coarse epicl. volc. breccias, 35 — fine epicl. volc. breccias, 36 — epicl. volc. conglomerates with pebbles of nonvolcanic rocks, 37 — epicl. volc. conglomerates, 38 — epicl. volc. sandstones, 39 — siltstones, 40 — claystones, 41 — coal seams, 42 — limnic cherts.



Obr. 67 Korelačná schéma stredoslovenských neovulkanitov — oblasť Krupinskej planiny, Javorie, Poľany i Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca. Legenda k litológii je na obr. 66, vysvetlivky indexov na tab. 4 (pozri str. 50).

Fig. 67 Stratigraphic correlation of the central Slovakia volcanic field — the area of Štiavnické vrchy, Javorie, Poľana, and Krupinská planina mountain ranges. Legend to lithology is at the fig. 66, explanation of indexes is in the table 4, p. 182.

Pemzové tufy bielokamenského súvrstvia (uložené na produktoch studenskej formácie) boli datované K/Ar metódou na $15,0 \pm 0,5$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969) a metódou „fission track“ (I. Repčok 1981) na $15,0 \pm 0,7$ mil. r. Vyššie v ich bezprostrednom nadloží nasleduje sitniansky efuzívny komplex, ktorý bol datovaný metódou „fission track“ na $14,5 \pm 0,3$ a $14,4 \pm 0,3$ mil. r. (I. Repčok 1981). Uvedené údaje v zmysle rádiometrickej časovej škály D. Vassa (1978) zodpovedajú vrchnému bádenu.

S pemzovými tufmi bielokamenského súvrstvia sú na základe geologickej pozície a litológie korelované pemzové tufy ladzianskeho súvrstvia, uložené na južných svahoch stratovulkánu, ktoré boli na základe fauny (A. Ondrejčková in E. Brestenská et al. 1980) zaradené do spodného sarmatu.

Jednou z možností riešenia tohto rozporu medzi biostratigrafickými a rádiometrickými údajmi by mohlo byť posunutie veku hranice bádenu/sarmatu na 14,0 prípadne na 14,5 mil. r., čím by sa odstránila väčšina nezrovnalostí medzi palinologickým a rádiometrickým datovaním v oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Zdôrazňujeme, že uvedený vek hranice bádenu/sarmatu sa vzťahuje na bádenu a sarmatu tak, ako sú bežne vyčleňované v našej časti paratetýdy a že v dôsledku možného ovplyvnenia typom faciesu nemusí byť vhodné pre iné časti paratetýdy.

Pre doriešenie stratigrafickej pozície vulkanických komplexov a súvrstvia v období blízkom k rozhraniu bádenu/sarmatu považujeme za nevyhnutné vykonať ďalšie rádiometrické a biostratigrafické datovanie.

Hranica spodný/stredný sarmatu. D. Vass—G. P. Bagdasarjan (1978) uvádzajú pre túto hranicu vek 12,5 mil. r. Opierajú sa o veľký počet datovaní. V oblasti stredoslovenských neovulkanitov niet takých dát, čo by boli v rozpore s taktom stanovenou hranicou. Najnovšie získané výsledky na pemzových tufoch pri Hronskom Beňadiku $13,5 \pm 0,3$ a $13,4 \pm 0,3$ mil. r. (I. Repčok 1981), ležiacich pod faunisticky doloženým horizontom sedimentov vrchnej časti spodného sarmatu (E. Brestenská 1970), ako aj vek 12,8—13,2 mil. r. pre palinologicky doloženú spodnosarmatskú strelnícku formáciu (súvrstvie) Pofany (I. Repčok, l.c.) podporujú uvedený vek hranice spodný/stredný sarmatu.

Hranica sarmatu/panón. D. Vass—G. P. Bagdasarjan (1978) uvádzajú pre túto hranicu vek $10,5—11,0 \pm 0,5$ mil. r. Datovanie ryolitu jastrabskej formácie (súvrstvia) metódou K/Ar na $10,7 \pm 0,3$ mil. r. (V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass 1969 s prepočtom na konštantu rozpadu používanú v z. Európe) je v súlade so stanoveným vekom hranice sarmatu/panón. Palinologické stanovenie veku formácie (súvrstvia) je vrchný sarmatu—spodný panón (pozri nižšie).

Jednotlivé uvedené rádiometrické datovania boli publikované so všetkými náležitosťami v prácach V. Konečný—G. P. Bagdasarjan—D. Vass (1969), D. Vass—G. P. Bagdasarjan (1978), G. P. Bagdasarjan et al. (1979) a I. Repčok (1981).

Regionálne korelácie litostratigrafických jednotiek

Staršia syntéza geologickej stavby v podobe generálnej geologickej mapy v mierke 1:200 000 (M. Kuthan a kol. 1963) sa opierala o vulkanické fázy, do ktorých boli

zahrnuté erupzívne produkty podobného petrografického zloženia a predpokladaného rovnakého veku.

Uvedený postup síce zjednotil a preklenul nejednotnosti petrografickej nomenklatúry, ale na druhej strane zavedenie vulkanických fáz viedlo k vzájomnému priradeniu vulkanických produktov, ktoré k sebe časovo neprislúchajú — ako to ďalšie skúmanie aj plne potvrdilo. Tieto disproporcie boli riešené čiastočnými korektúrami, ako pripojovanie ďalších fáz (J. Forgáč et al. 1968) alebo zmeny sukcesie, to však narastajúce rozpory nemohlo odstrániť.

Určitou snahou nájsť východisko z tejto situácie bolo zavedenie etáp v oblasti Štiavnického pohoria (V. Konečný 1968), predstavujúcich časové intervaly vo vývoji vulkanickej stavby, ktorým sú priradené určité litologické úseky sukcesnej škály pohoria. Pre časové zaradenie týchto úsekov boli použité údaje rádiometrického datovania.

Riešenie problému znamenalo aplikovať litofaciálnu analýzu skúmania vulkanických komplexov (V. Konečný 1965—1969, J. Lexa 1970—1975). To umožnilo pri geologickom mapovaní vyčleniť litostratigrafické jednotky rôznej hierarchickej úrovne — vulkanické aparáty, formácie (súvrstvia), súvrstvia, komplexy a litofácie — ako najnižšiu mapovateľnú jednotku na úrovni člena formálnej litostratigrafickej klasifikácie.

Systematické použitie uvedeného litostratigrafického členenia pre celú oblasť stredoslovenských neovulkanitov bolo urobené až pri zostavení geologickej mapy v mierke 1 : 100 000 (V. Konečný—J. Lexa 1979).

V súvislosti so zostavením geologickej mapy uvedenej mierky bola urobená nová syntéza stratigrafických dát, najmä na základe palinologických údajov a výsledkov rádiometrického datovania.

Táto syntéza je reprezentovaná sériou vzájomne korelovaných litostratigrafických kolóniek jednotlivých pohorí (obr. 66, 67).

Zostavenie litostratigrafických kolóniek zahŕňa nasledujúci postup :

a) Vyčlenenie základných litostratigrafických jednotiek — formácií (súvrství) na základe geologického mapovania s použitím litofaciálnej analýzy a petrografického štúdia hornín.

b) Stanovenie sukcesie vyčlenených litostratigrafických jednotiek v rámci jednotlivých vulkanických aparátov a oblastí na základe superpozície a iných geologických kritérií.

c) Vzájomné korelácie sukcesných schém jednotlivých pohorí a oblastí s využitím vzájomných superpozičných vzťahov, relácií k stratigraficky doloženým medzivulkanickým sedimentom a sedimentom intravulkanických kotlín, a s využitím rádiometrického datovania.

d) Priradenie litostratigrafických jednotiek k stratigrafickým stupňom a podstupňom na základe vzťahov k biostratigraficky doloženým horizontom sedimentov.

Ako základ stratigrafickej korelácie sú použité palinologické údaje, ktoré poskytujú možnosť regionálne korelovať biostratigraficky datované medzivulkanické sedimenty. Naproti tomu výsledky doterajších rádiometrických datovaní poskytujú údaje veľmi rozdielne.

Zásadné rozdiely medzi údajmi palinologického výskumu a rádiometrickým

datovaním spočívajú v tom, že palinologické skúmanie poskytuje údaje o veku sedimentov, ktoré sa vyvíjali v obdobiach medzi vulkanickou aktivitou (obdobie medzivulkanického pokoja), teda údaje širšieho časového intervalu, kým údaje rádiometrického datovania predstavujú bodové údaje z intervalu vulkanickej aktivity, pričom nepostihujú celý jej časový rozsah.

Je zrejmé, že bezprostredná korelácia medzi palinologickými a rádiometrickými údajmi nie je možná. K poznatkom o rozsahu obdobia tej-ktorej aktivity dochádzame na základe interpretácie obidvoch výsledkov so zreteľom na vývoj celého litologického úseku (litostratigrafickej jednotky), ktorý ju reprezentuje.

Palinologické údaje nás ďalej informujú o rozsahu období vulkanického pokoja, v ktorých prebiehala deštrukcia vulkanickej stavby a ktoré spravidla mnohonásobne presahujú obdobia vulkanickej aktivity.

Ďalší pokrok predpokladáme v oblasti spresňovania litostratigrafického členenia a sukcesie, v zužovaní časových úsekov vymedzených biostratigrafickým datovaním rozsiahlejším využitím rádiometrického datovania a aplikácie paleomagnetických výskumov v nadväznosti na litostratigrafické členenie.

Paleogeografický a vulkanicko-tektonický vývoj oblasti

V období bádenu až sarmatu vyvrcholil proces rozpadu oblasti na vnútornej strane karpatského oblúka na čiastkové bloky s rôznou mobilitou, čo sa odrazilo v rôznom stupni ich subsidencie alebo výzdvihu. Uvedený proces bol sprevádzaný intenzívnym, prevažne andezitovým, menej ryolitovým vulkanizmom.

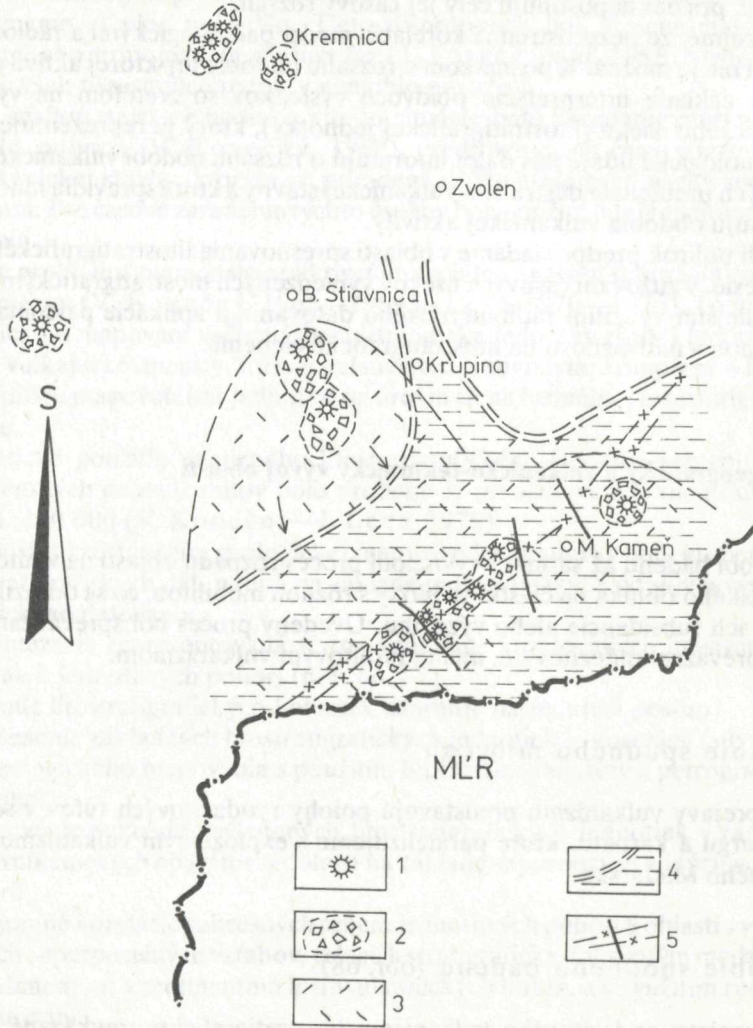
Obdobie spodného miocénu

Prvé prejavy vulkanizmu predstavujú polohy ryodacitových tufov v sedimentoch egenburgu a karpátu, ktoré paralelizujeme s explozívnym vulkanizmom v oblasti severného Maďarska.

Obdobie spodného bádenu (obr. 68).

Prvé prejavy andezitového vulkanizmu biostratigraficky preukázané v spodnom bádene poznáme z južných okrajov Krupinskej planiny. Počiatok vulkanickej aktivity bol v tejto oblasti späť s výrazným tektogenetickým zvratom vo vývoji územia. Oblasť Ipeľskej kotliny, ktorá bola v období spodného miocénu subsidujúcim priestorom prevažne s morskou sedimentáciou, sa začína v období spodného bádenu stabilizovať a mierne vykleňovať. Naproti tomu, oblasť Krupinskej planiny, ktorá predtým predstavovala oblasť vynorenia a denudácie, v tomto období začína intenzívnejšie subsidovať; šahanská elevácia (D. Vass 1964), ktorá v spodnom

miocéne predstavovala bariéru pre rozširovanie morských transgresií k severu, sa v tomto období rozpadla a morská transgresia sa rozšírila smerom do vnútornejších častí Krupinskej planiny. Rozsah morského prostredia na sever bol ohraničený priebehom elevačnej štruktúry ladziansko-pliešovskej. V strednej časti bola táto



Obr. 68 Paleogeografická schéma pre obdobie spodného bádenu

1 — identifikované vulkanické centrá (extrúzie); 2 — akumulácie vulkanoklastického materiálu v okolí centier; 3 — oblasť rozplavenia jemnejšieho vulkanoklastického materiálu; 4 — rozsah morského prostredia; 5 — šahansko-lysecká vulkanicko-tektonická zóna a synvulkanické priečne zlomy

Fig. 68 Paleogeographic scheme for the Lower Badenian period. 1 — identified volcanic centers (extrusive domes), 2 — accumulations of coarse volcanoclastic rocks around volcanic centres, 3 — area of generally finer reworked volcanoclastic rocks, 4 — extent of the marine environment, 5 — Šahy—Lysec volcanotectonic zone and synvolcanic transversal faults.

elevácia pravdepodobne prerušená, takže morský záliv prenikol týmto kanálom až do oblasti Bacúrovskej kotliny. Na túto skutočnosť poukazujú lagunárno-lakustrin-
né sedimenty na báze vulkanického komplexu vo vrte GK-8 pri Ostrej lúke (K.
Karolus 1974).

Andezitový vulkanizmus aktivovaný najprv v jz. časti šahanskej elevácie pozdĺž
zlomového systému smeru sv.—jz. (šahansko-lysecká vulkanicko-tektonická zóna)
sa vyznačoval intruzívno-extruzívnou aktivitou v submarinnom prostredí. Andezito-
vé telesá v záverečnom období výstupu podľahli dezintegrácii a zbrekciovatený
materiál sa hromadil v bezprostrednom okolí erupčných centier. Na periférii
primárnych uloženín boli akumulované produkty redeponovaného vulkanického
materiálu prevažne vo forme epiklastík. Produkty uvedenej vulkanickej aktivity
tvoria vinickú formáciu (súvrstvie).

Severne od ladziansko-pliešovskej elevácie prebiehala v období spodného bádenu
prevažne extruzívna aktivita hyperstenicko-amfibolických andezitov s akcesorickým
biotitom a granátom v prostredí kontinentálneho charakteru. Časť týchto extrúzií
podľahla rýchlo denudácii, o čom svedčia masy epiklastického materiálu uložené
v morskom prostredí južne od ladziansko pliešovskej elevácie na báze vulkanických
komplexov štiavnických vrchov (vrty GK-3 a GK-1). V Kremnických vrchoch
a v oblasti Zvolenskej kotliny bol epiklastický materiál uložený vo fluvialno-limnic-
kom prostredí. Za pravdepodobné reliktý tohto vulkanizmu, ktorý mal zrejme
rozptýlený charakter, považujeme aj teleso overené vrtom PK-5 pri Prenčove (M.
Kuthan—M. Mihaliková 1962), teleso overené vrtom GK-5 pri Veľkej Lehote
(K. Karolus et al. 1968) a telesá pri západnom okraji Kremnických vrchov.

Obdobie spodného až stredného bádenu (obr. 69)

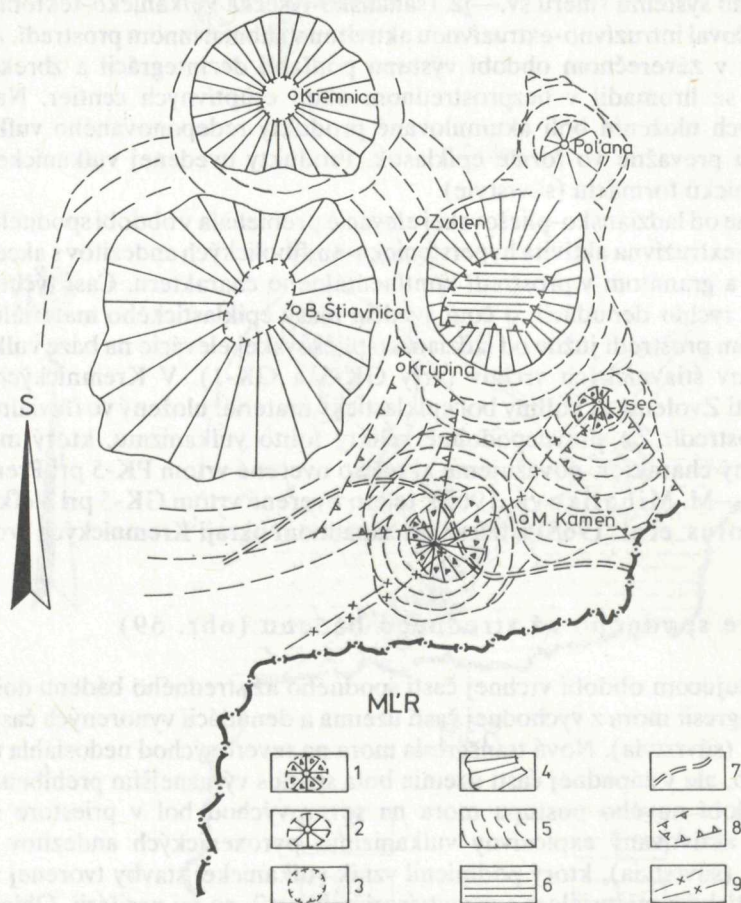
V nasledujúcom období vrchnej časti spodného až stredného bádenu došlo k čiastočnej regresii mora z východnej časti územia a denudácii vynorených častí vinickej
formácie (súvrstvia). Nová transgresia mora na severovýchod nedosiahla už pôvod-
ný rozsah, ale v západnej časti územia bola späť s výraznejším prehlbením mora.

V období nového postupu mora na severovýchod bol v priestore šahanskej
elevácie aktivovaný explozívny vulkanizmus pyroxenických andezitov čelovskej
formácie (súvrstvia), ktorý podmienil vznik vulkanickej stavby tvorenej v prevažne
pyroklastickým materiálom a súvrstviami epiklastík na jej periférii. Oblasť krupin-
skej depresie súčasne intenzívne substidovala, pričom bola subsidencia kompenzo-
vaná ukladaním vulkanoklastického materiálu v hrúbke až 350 m.

S miernym oneskorením bol aktivovaný explozívny vulkanizmus tiež v sv. časti
vulkanicko-tektonickej zóny v oblasti Lysca, ktorého výsledkom bol kužeľ budova-
ný pyroklastickým materiálom. Syngeneticky formovaná hornosthrásko-trenčská
depresia pri južnom okraji vulkanicko-tektonickej zóny bola v priebehu vulkanickej
aktivity taktiež zaplňovaná vulkanoklastickým materiálom v značných hrúbkach.
Vulkanizmus prebiehal v suchozemskom a fluvialno-limnickom prostredí.

Do obdobia vyššej časti spodného bádenu spadá tiež formovanie spodnej
stratovulkanickej stavby pohoria Javorie v priebehu explozívno-efuzívnej aktivity

pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov. V pokročilejšom štádiu vývoja vulkánu došlo ku vzniku vulkanicko-tektonickej depresie (javorská depresia) v strednej a severnej časti vulkánu, ktorá bola zaplnená efúziami láv pyroxenických a bazaltických andezitov, ktoré pri styku s vodným prostredím dezintegrovali za vzniku hyaloklastitových brekcií. V nasledujúcom období (v závere spodného



Obr. 69 Paleogeografická schéma pre obdobie spodného až stredného bádenu

1 — pyroklastické vulkanické kužele; 2 — stratovulkanické kužele; 3 — oblasť centrálnych vulkanických zón; 4 — oblasť stratovulkanického pláštia vulkánu (prechodná vulkanická zóna); 5 — oblasti akumulácie redeponovaných vulkanoklastík (periférna vulkanická zóna); 6 — hyaloklastity blyskavickej formácie vo výplni depresie Javoria; 7 — dosah morského prostredia k severu; 8 — synvulkanické depresie a priekopové prepadliny; 9 — šahansko-lysecká vulkanicko-tektonická zóna.

Fig. 69 Paleogeographic scheme for the Lower to Middle Badenian period. 1 — pyroclastic volcanic cones, 2 — stratovolcanoes, 3 — central volcanic zone, 4 — stratovolcanic complexes of the proximal zone, 5 — areas of accumulation of reworked volcanoclastic rocks (distal zone), 6 — hyaloclastites of the Blyskavica formation in the Javorie depression, 7 — extent of the marine environment towards the North, 8 — synvolcanic depressions and grabens, 9 — Šahy—Lysec volcanotectonic zone.

bádenu až v strednom bádene) sa vyvíja ďalší gráben s orientáciou SV—JZ v priestore Vigľaš—Klokoč (vigľašská depresia) v rámci ktorého došlo k intrúziám diferencovaných pyroxenicko-amfibolických andezitov až dacitov rohovskej formácie a k intrúziám dioritov až monzodioritov intruzívneho komplexu Kalinka v priestore Kalinka—Klokoč. Intruzívna aktivita presiahla pravdepodobne až do vrchného bádenu.

Severnejšie v priestore Pofany sa v období stredného až vrchného bádenu vyvíjal andezitový stratovulkán menších rozmerov s intruzívnou aktivitou v centrálnej zóne (šútovska formácia).

Severozápadne od ladziansko-pliešovskej elevácie bola v tomto období sformovaná spodná stratovulkanická stavba štiavnického vulkanického aparátu. V priebehu explozívno-efuzívnej aktivity, ktorá vytvorila stratovulkanický plášť, prebiehali tiež početné intrúzie a extrúzie, tak v oblasti plášťa ako aj v centrálnej zóne. Vulkanoklastický materiál transportovaný na juh bol južne od ladziansko-pliešovskej elevácie ukladaný v litorálnej až sublitorálnej zóne bádenského mora (sebechlebska formácia — súvrstvie). V ostatných smeroch uloženie prebiehalo prevažne v terestrickom, prípadne fluvialno-limnickom prostredí. Periférna zóna stratovulkánu zasahovala až po západné okraje Štiavnických vrchov, do Pohronského Inovca, do jv. časti Vtáčnika, do oblasti Žiarskej kotliny a do západnej časti Krupinskej planiny.

Tretí veľký stratovulkán pyroxenických andezitov sa v tomto období sformoval v oblasti Kremnických vrchov, zhruba v oblasti ich dnešného rozsahu (zlatostudnianska formácia — súvrstvie). Centrálna zóna s intruzívnymi telesami je situovaná v oblasti Kremnice. Vulkán sa vyvíjal v terestrických podmienkach.

Obdobie vrchného bádenu (obr. 70)

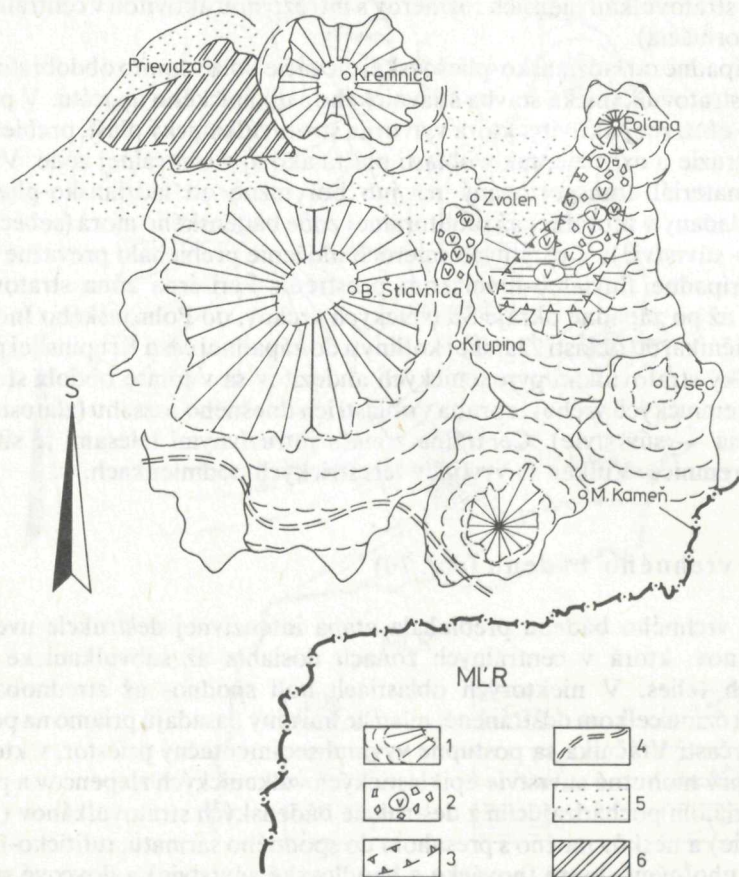
Začiatkom vrchného bádenu prebiehala etapa intenzívnej deštrukcie uvedených stratovulkánov, ktorá v centrálnych zónach dosiahla až subvulkanické úrovne intruzívnych telies. V niektorých oblastiach boli spodno- až strednobádenské vulkanity eróziou celkom odstránené, mladšie horniny nasadajú priamo na podložie. V severnej časti Vtáčnika sa postupne vyvinul sedimentačný priestor, v ktorom sa uložilo najprv mohutné súvrstvie epiklastických vulkanických zlepcov a pieskovcov s materiálom pochádzajúcim z deštrukcie bádenských stratovulkánov (kameniské súvrstvie) a neskôr možno s presahom do spodného sarmatu, tufiticko-ílovcové súvrstvie s uhoľnými slojmi (novácke a handlovské súvrstvie) a ílovcové súvrstvie limnického pôvodu (košianske súvrstvie).

V oblasti Javoria pokračoval vývoj vulkanicko-tektonickej depresie intrúziami dioritov až monzodioritov intruzívneho komplexu Kalinky.

Obdobie vrchného bádenu až spodného sarmatu (obr. 71)

Koncom bádenu až začiatkom sarmatu došlo v oblasti stredoslovenských neovulkanitov k drastickým zmenám, ktoré postihli existujúce stratovulkanické komplexy.

V oblasti štiavnického vulkanického aparátu do tohto obdobia spadá vznik rozsiahlej kaldery, ktorá zasiahla okrem centrálnej vulkanickej zóny aj vnútorné časti stratovulkanického plášťa. V začiatočnom období subsidencie kaldery došlo k uloženiu tufiticko-lignitických súvrství červenostudnianskej formácie (súvrstvia), vzápätí bola kaldera vyplnená masami vulkanoklastického materiálu, extrúziami a efúziami biotiticko-amfibolických andezitov studenskej formácie (súvrstvia). V miestach prerušenia okrajov kaldery boli lávové masy a vulkanoklastický materiál

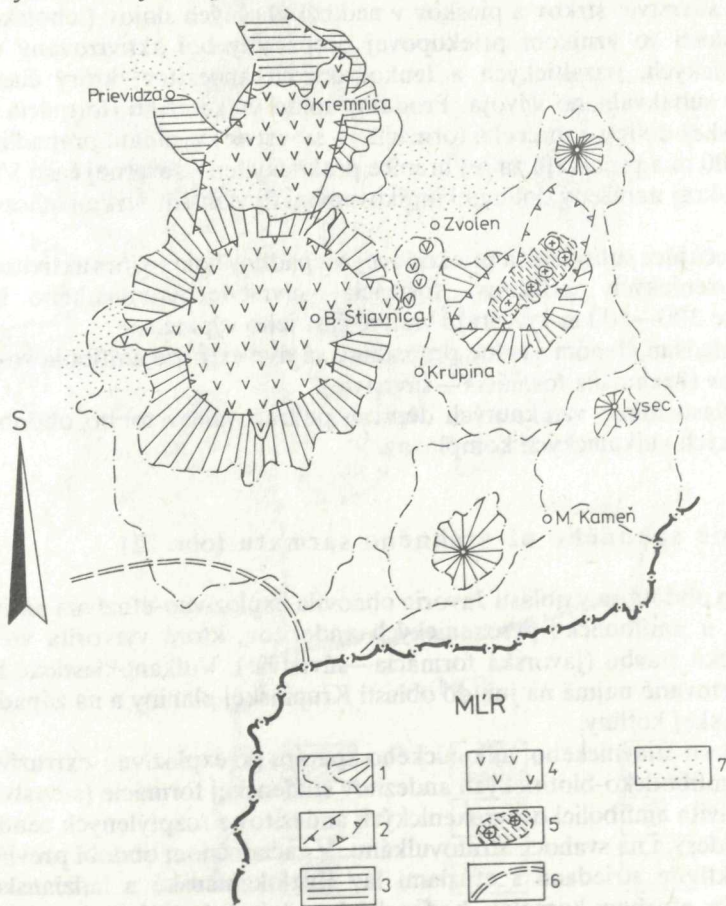


Obr. 70 Paleogeografická schéma pre obdobie vrchného badenu

1 — denudácii podliehajúce stratovulkány vybudované v predchádzajúcom období; 2 — extrúzie amfibolických andezitov a akumulácie hrubých klastík v ich okolí; 3 — vulkanicko-tektonické depresie, priekopové prepadliny; 4 — dosah morskej transgresie k severu; 5 — oblasť fluviálnej a limnickej sedimentácie; 6 — oblasť vývoja uhoľnej sedimentácie v mladšom období.

Fig. 70 Paleogeographic scheme for the Upper Badenian period. 1 — existing stratovolcanoes subject to intense denudation, 2 — hornblende andesite extrusive domes and accumulations of coarse volcanoclastic rocks in their surroundings, 3 — volcanotectonic depressions, grabens, 4 — extent of the marine environment towards the North, 5 — area of fluvial and limnic sedimentation, 6 — area of coal deposition in younger period.

transportované na stratovulkanický svah a tvorili výplň radiálne orientovaných paleoúdolí. V subvulkanických úrovniach boli umiestnené intrúzie kremito-dioritových porfýrov (intruzívny komplex Baniska), zatiaľ čo v hlbších úrovniach bol ešte pred ich vznikom sformovaný intruzívny komplex dioritov a granodioritov (hodruško-štiavnický intruzívny komplex).



Obr. 71 Paleogeografická schéma pre obdobie vrchného bádenu až spodného sarmatu
 1 — denudácii podliehajúce bádenske stratovulkány; 2 — priekopové prepadliny a kaldery; 3 — pyroxenické a bazaltické andezity späté so vznikom kremnickej priekopovej prepadliny; 4 — pyroxeniko-amfibolické a biotiticko-amfibolické andezity vo výplni kremnickej priekopovej prepadliny a štiavnickej kaldery; 5 — intrúzie dioritov a zóna hydrotermálnych premien v depresii Javoria; 6 — dosah morského prostredia k severu; 7 — oblasti fluviálnej a limnickej sedimentácie.

Fig. 71 Paleogeographic scheme for the late Badenian to Lower Sarmatian period. 1 — Badenian stratovolcanoes subject to denudation, 2 — grabens and calderas, 3 — pyroxene and basaltic andesites related to the Kremnica graben, 4 — pyroxene-hornblende and biotite-hornblende andesites filling the Kremnica graben and Štiavnica caldera, 5 — diorite intrusions and surrounding zone of alteration in the Javorie depression, 6 — extent of the marine environment towards the North, 7 — areas of fluvial and limnic sedimentation.

V severnej časti územia sa v tomto období sformovala mohutná s.—j. priekopová prepادلina, ktorá zasahovala s priestoru Turčianskej kotliny do priestoru Žiarkej kotliny. Vo východnej časti Vtáčnika okrajové zlomy tejto prepادلiny odrezávajú uhoľné sloje a nadslojové íly handlovskej uhoľnej panvy. Zmena paleogeografickej situácie sa odrazila prínosom vápencovo-dolomitového materiálu od sz., ktorý vytvára súvrstvie štrkov a pieskov v nadloží uhoľných slojov (lehotské súvrstvie). V súvislosti so vznikom priekopovej prepادلiny bol aktivizovaný vulkanizmus pyroxenických, bazaltických a leukokrátnych andezitov, ktorý čiastočne nesie známky subakválneho vývoja. Produkty tohto vulkanizmu (formácia — súvrstvie Kľakovskej doliny a turčecká formácia — súvrstvie) vyplňajú prepadelinu v hrúbke 300—500 m a prenikajú za jej hranice prakticky len v severnej časti Vtáčnika, kde bol jej okraj narušený dolinami indikovanými fluviaľnými štrkami lehotského súvrstvia.

Pokračujúca subsidenca priekopovej prepادلiny bola spätá s aktivitou amfibolicko-pyroxenických andezitov (formácia—súvrstvie Kremnického štítu), ktoré v hrúbke 300—500 m vytvárajú vrchnú časť jeho výplne.

Najmladším členom výplne prepادلiny sú dve extrúzie amfibolicko-biotitických andezitov (krahuľská formácia—súvrstvie).

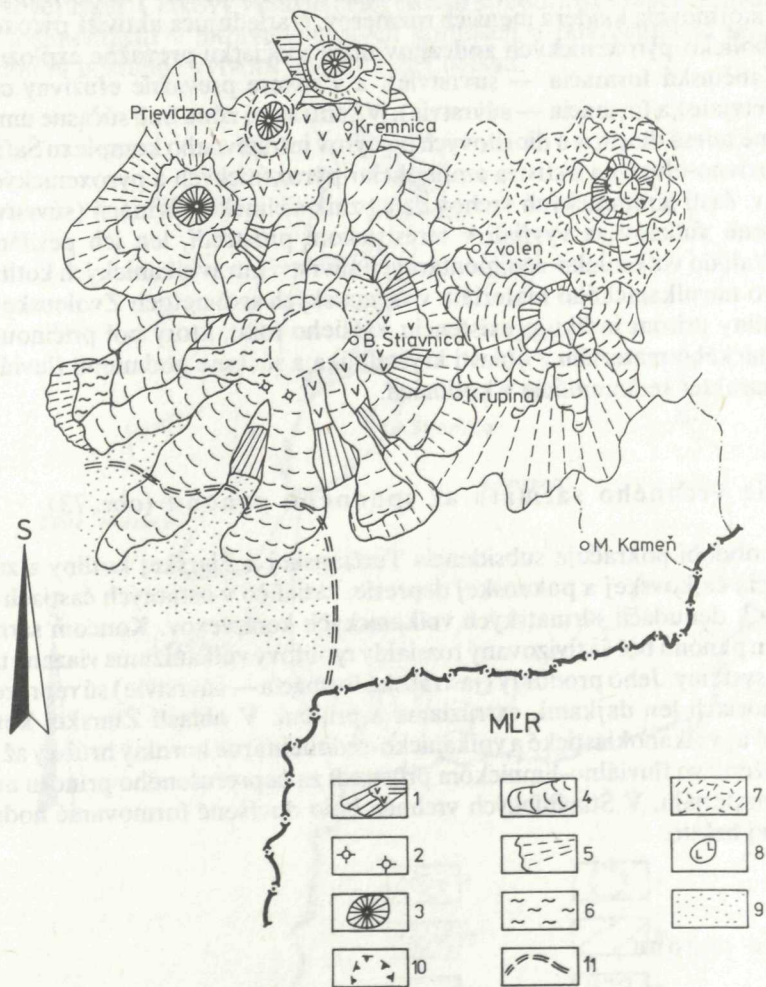
V oblasti mimo vzniknutých depresí pokračovala v tomto období denudácia bádenských vulkanických komplexov.

Obdobie spodného až vrchného sarmatu (obr. 72)

V tomto období sa v oblasti Javoria obnovila explozívno-efuzívna aktivita pyroxenických a amfibolicko-pyroxenických andezitov, ktorá vytvorila vrchnú strato-vulkanickú stavbu (javorská formácia—súvrstvie). Vulkanoklastické horniny boli transportované najmä na juh do oblasti Krupinskej planiny a na západe do oblasti Bacúrovskej kotliny.

V oblasti štiavnického vulkanického aparátu po explozívno-extruzívnom vulkanizme amfibolicko-biotitických andezitov studenskej formácie (súvrstvia) nasledovala aktivita amfibolicko-pyroxenických andezitov z rozptýlených centier pri okrajoch kaldery a na svahoch stratovulkánu. V začiatocnom období prevládala explozívna aktivita striedaná s efúziami láv (bielokamenské a ladzianske súvrstvie, sitniansky efuzívny komplex, baďanská formácia (súvrstvie), drastická formácia (súvrstvie), breznický komplex). Produkty tejto aktivity tvoria sčasti výplň štiavnickej kaldery, prevažne však boli transportované na vulkanický svah, kde tvoria výplň radiálne orientovaných paleoúdolí. Pri úpätí stratovulkánu v oblasti proluviaľných rovín nadobúdajú plošný rozsah, pričom v južnej časti územia boli uložené v morskom prostredí. Neskôr mala vulkanická aktivita prevažne efuzívny charakter (priesilská a inovecká formácia—súvrstvie, komplex Jabľonového vrchu) s nahromadením láv najmä v západnom sektore stratovulkánu. Lávové prúdy baďanskej a v menšej miere priesilskej formácie (súvrstvia) pri styku s vodným prostredím sarmatského mora v južnej časti územia podliehali dezintegrácii za vzniku hyaloklastitových brekcií.

V severnej časti stredoslovenských neovulkanitov sa koncom spodného až stredného sarmatu sformovali menšie stratovulkány centrálneho typu v oblasti Vtáčnika (vtáčnická formácia—súvrstvie), v západnej časti Kremnických vrchov



Obr. 72 Paleogeografická schéma pre obdobie spodného až vrchného sarmatu

1 — nezakryté relikty bádenských stratovulkánov; 2 — identifikované neky; 3 — vulkanické kužele; 4 — efuzívne komplexy; 5 — redeponované vulkanoklastiká — uloženie prolúviálnych rovin; 6 — pokrov ignimbritov; 7 — pyroklastiká ryodacitov; 8 — extrúzie ryodacitov; 9 — oblasti sedimentácie; 10 — kaldera Poľany; 11 — dosah morskej transgresie k severu.

Fig. 72 Paleogeographic scheme for the Lower to Upper Sarmatian period. 1 — exposed remnants of Badenian stratovolcanoes, 2 — identified necks and dykes, 3 — volcanic cones, 4 — effusive complexes, 5 — reworked volcanoclastic rocks laid down on proluvial and alluvial fans, 6 — ignimbrite sheet, 7 — rhyodacite pyroclastic rocks, 8 — rhyodacite extrusions, 9 — areas of sedimentation, 10 — Poľana caldera, 11 — extent of the marine transgression towards the North.

(rematská formácia—súvrstvie), v severnej časti Kremnických vrchov (flochovská formácia—súvrstvie).

Sarmatský vulkanizmus v oblasti Poľany začal explozívnu aktivitou ryodacitov v závere s extrúziami extruzívnych telies (strelnícka formácia — súvrstvie). Syngeneticky sa sformovala kaldera menších rozmerov. Nasledujúca aktivita pyroxenických až amfibolicko-pyroxenických andezitov mala spočiatku prevažne explozívny charakter (abčinská formácia — súvrstvie), a v závere prevažne efuzívny charakter (veľkodetvianska formácia — súvrstvie). V centrálnej zóne boli súčasne umiestnené intruzívne telesá dioritov a dioritových porfýrov intruzívneho komplexu Šafraničky.

Explozívno-efuzívna aktivita amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitov v jv. časti Kremnických vrchov dala vznik sielnickej formácii (súvrstviu).

Uvedené vulkány sa vyvíjali v terestrickom prostredí, len ich periférne zóny prechádzali do vulkanicko-sedimentárnych súvrství intravulkanických kotlín. Veľké množstvo nevulkanického materiálu v sarmatských sedimentoch Zvolenskej a Žiarskej kotliny pritom indikuje existenciu väčšieho toku, ktorý bol príčinou prínosu nevulkanického materiálu z oblasti kryštalinika a súčasne podmienil fluvialno-limnický charakter sedimentácie v kotlinách.

Obdobie vrchného sarmatu až spodného panónu (obr. 73)

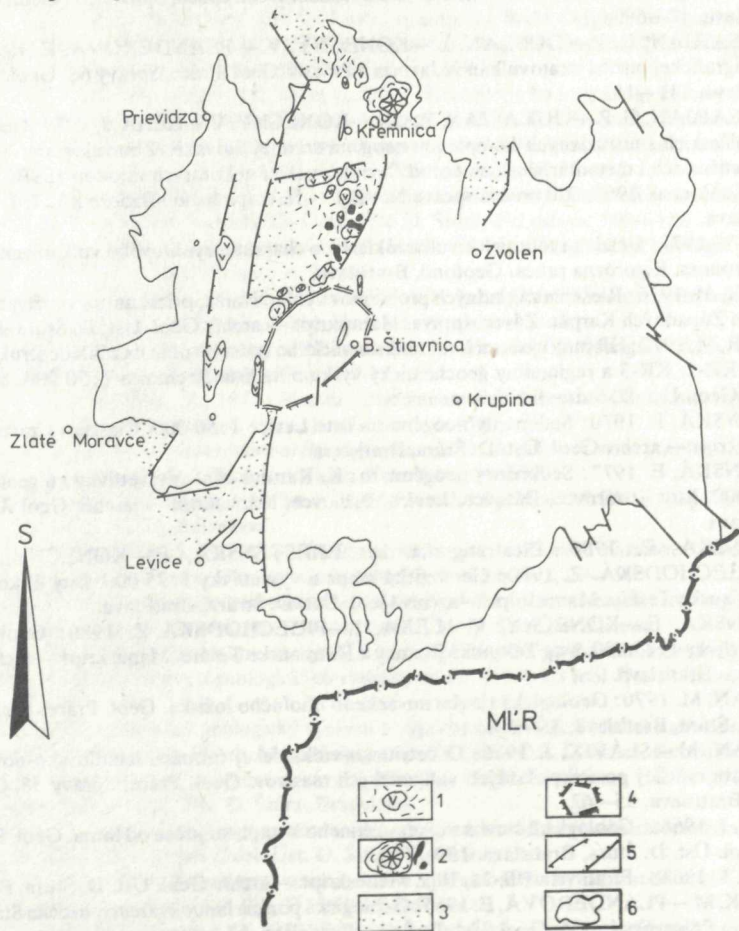
V tomto období pokračuje subsidencia Turčianskej a Žiarskej kotliny a začína sa subsidencia čajkovskej a pukanskej depresie, zatiaľ čo v ostatných častiach územia dochádza k denudácii sarmatských vulkanických komplexov. Koncom sarmatu až začiatkom panónu bol aktivizovaný rozsiahly ryolitový vulkanizmus viazaný na s.—j. zlomové systémy. Jeho produkty (jastrabská formácia — súvrstvie) sú reprezentované v pohoriach len dajkami, extrúziami a prúdmi. V oblasti Žiarskej kotliny sú zastúpené aj vulkanoklastické a vulkanicko-sedimentárne horniny hrúbky až 300 m, sčasti uložené vo fluvialno-limnickom prostredí za neprerušeného prínosu nevulkanického materiálu. V Štiavnických vrchoch bolo dovŕšené formovanie hodruško-štiavnickej hraste.

Obdobie panónu

V období panónu sedimentácia pokračovala už len v Slatinskej, Žiarskej, Bátovskej a Turčianskej kotline, za ich pokračujúcej subsidencie. V ostatných častiach regiónu prebiehal súčasne postupný výzdvih a denudácia vulkanických komplexov. V oblasti Kremnických vrchov v panóne prebiehal vulkanizmus pyroxenických a bazaltických andezitov, reprezentovaný v jv. časti pohoria pravdepodobne súborom epiklastík a pyroklastík turovskej formácie (súvrstvia), malým stratovulkánom východne od Turčeka (formácia — súvrstvie Vlčieho vrchu) a dajkami, prienkami, kopami a prúdmi komplexu Šibeničného vrchu v južnej časti pohoria. Na základe analógie sem priradujeme tiež nek Ostrovica pri Kľaku vo Vtáčniku.

Obdobie pliocénu až kvartéru

V období pliocénu až kvartéru bol aktívny len veľmi obmedzený vulkanizmus alkalických bazaltov a bazanitov, ktorého produkty sú pri Banskej Štiavnici, Ostrej Lúke a Novej Bani. Celkový výzdvih celej oblasti stredoslovenských neovulkanitov prerušil sedimentáciu v intravulkanických kotlinách a pokračujúcou selektívnou denudáciou sa postupne vytvoril dnešný reliéf oblasti.



Obr. 73 Paleogeografická schéma pre obdobie vrchný sarmat až panón

1 — extrúzie a vulkanoklastiká ryolitov (vr. sarmat— sp. panón); 2 — stratovulkán, prúdy a prieniky bazaltických andezitov (panón); 3 — oblasti sedimentácie; 4 — okrajové zlomy hodruško-štiavnickej hraste; 5 — okrajové zlomy depresii; 6 — dnešný rozsah denudácii podliehajúcich starších vulkanitov.

Fig. 73 Paleogeographic scheme for the late Sarmatian to Lower Panonian period. 1 — extrusive domes and volcanoclastic rocks of rhyolite composition (late Sarmatian to early Panonian), 2 — stratovolcano, lava flows, and protrusions of basaltic andesites (Panonian), 3 — areas of sedimentation, 4 — marginal faults of the Hodruša—Štiavnica horst, 5 — marginal faults of depressions, 6 — recent extent of denudated older volcanics.

Literatúra

- ANDRUSOV, D. 1954: O veku výplne Turčianskej kotliny a o vývine pliocénu na strednom Slovensku. Geol. Zborn., 5, Bratislava, 255—269.
- BAGDASARJAN, G. P.—KONEČNÝ, V.—VASS, D. 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47—69.
- BAGDASARJAN, G. P.—DUBLAN, L.—KONEČNÝ, V.—PLANDEROVÁ, E. 1977: Príspevok k stratigrafickej pozícii stratovulkánov Javoria a Pofany. Geol. Práce, Správy 68, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—151.
- BAGDASARJAN, G. P.—GUKASJAN, R. CH.—KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1979: Geochronologija vulkaničeských i intruzívnych komplexov neogena strednej Slovenska. Zborník statej. Opyt korelácii magmatických i metamorfičeských porod Českoslovakii i nekotorych rajonov SSSR.
- BARTEK, V. et al. 1963: Záverečná správa Nováky — II. etapa bane Mládeže k 1. 7. 1963. Geofond, Bratislava.
- BEZÁK, V. 1975: Genéza ryolitových vulkanoklastík a charakter ryolitového vulkanizmu okolia Žiaru nad Hronom. Rigorózna práca. Geofond, Bratislava.
- BÖHMER, M. 1976: Riešenie základných problémov vyhľadávania, prieskumu a využívania nerastných surovín Západných Karpát. Záver. správa. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BÖHMER, M. 1977: Hlbinný výskum štruktúr kremnického rudného poľa na základe štruktúrnych vrto v KŠ-1, KZ-1, KR-3 a regionálny geochemický výskum na liste Kremnica 1 : 50 000. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BRESTENSKÁ, E. 1970: Sedimenty neogénu na liste Levice 1 : 50 000. Čiastková záverečná správa. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BRESTENSKÁ, E. 1977: Sedimenty neogénu, in: K. Karolus et al. Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, listy Kozárovce, Bátovce, Levice, Brhlovce, Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BRESTENSKÁ, E. 1980: Biostratigrafia. In: BRESTENSKÁ, E.—KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—PRIECHODSKÁ, Z. 1980: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000, listy Tekovské Trstfany a Hontianske Tesáre. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BRESTENSKÁ, E.—KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—PRIECHODSKÁ, Z. 1980: Geologická mapa a vysvetlivky 1 : 25 000, listy Tekovské Trstfany a Hontianske Tesáre. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BRODŇAN, M. 1970: Geologická stavba nováčkeho uhoľného ložiska. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 35—58.
- BRODŇAN, M.—SLÁVIK, J. 1966: O detriticko-vulkanickej formácii handlovsko-nováčkej panvy a o stratigrafickej pozícii príľahlých vulkanických masívov. Geol. Práce, Správy 38, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 55—62.
- BURIAN, J. 1964a: Geologická stavba vulkanogénneho komplexu južne od Sitna. Geol. Práce, Správy 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 139—156.
- BURIAN, J. 1964b: Profil vrtu BB-21, Ilija. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- CIESARIK, M.—PLANDEROVÁ, E. 1965: Geologická pozícia limnokvarcov ložiska Stará Kremnička. Geol. Práce, Správy 35, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 87—98.
- ČECHOVIČ, V. 1950: Geologické pomery handlovskej a nováčkej uhoľnej panvy, Geol. Zborn., 2—4, Bratislava.
- ČECHOVIČ, V. 1959: Geológia trefohorných vrstiev severného okraja handlovskej uhoľnej panvy. Geol. Práce, Zošit 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 130—166.
- ČECHOVIČ, V.—SENEŠ, J. 1950: Tortón okolia Modrého Kameňa. Geol. Zborn., 1, 2—3, 4, Bratislava, 130—166.
- ČECHOVIČ, V.—VASS, D. 1962: K otázke stratigrafického členenia tortónskych vrstiev okolia M. Kameňa. Geol. Práce, Správy 25, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 160—182.
- DUBLAN, L. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape 1 : 25 000, list Pofana. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- DUBLAN, L. 1981: Geologická stavba a petrografia neovulkanitov Poľany. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FIALA, F. 1961: Závěrečná správa: Geologicko-petrografický výskum centrální a jižní části Kremnických hor za léta 1955—1960. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1972: Závěrečná správa z vrtu FŽB-1, Železná Breznica. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J. et al. 1974: Štruktúrne vrty HF-1 (Hliník nad Hronom) a JF-1 (Jalná). Regionálna geológia Západných Karpát 4, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—110.
- FORGÁČ, J. et al. 1968: Subsequent and final volcanism in the West Carpathians (central-slovakian region). Report of the XXIIIrd session of the International Geological Congress. Proceedings of section 2-Volcanism and Tectogenesis. Academia, Praha, 133—138.
- FRANKO, O.—GROSS, P.—SAMUEL, O. et al. 1977: Štruktúrne hydrogeologické vrty v Hornonitrianskej Kotline. Regionálna geológia Západných Karpát 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—170.
- GAŠPARIK, J. 1959: Správa o geologickom mapovaní medzi Košom, Zemianskymi Kostolanmi a Podhradím. Geol. Práce, Zošit 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 59—64.
- 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. et al. 1974: Štruktúrny vrt GHŠ-1 (Horná Štubňa). Regionálna geológia Západných Karpát 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—97.
- GAŠPARIK, J.—PULEC, M. et al. 1979: Štruktúrne vrty južnej časti Kremnických vrchov. (JP-1). Regionálna geológia ZK 12—13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 9—81.
- HÁMOR, G. et al. 1979: K/Ar dating of Miocene pyroclastic rocks in Hungary. Ann. Géol. Pays. Hellén., Tome hors série, II, Athény, 491—500.
- HAJÓS, M.—ŘEHÁKOVÁ, Z. 1974: Fossile Diatomeen des Sarmats. Chronostratigraphie und Neostratotypen, M-5, Sarmatien 4, Veda, Bratislava 546—597.
- HEDBERG, H. editor 1976: International Stratigraphic guide: A guide to stratigraphic classification, terminology, and procedure. J. Wiley and Sons, New York, 1—224.
- JAROŠ, J. et al. 1966: Vysvětlivky k listům 1:25 000 Banská Bystrica (M-34-111-C). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOR, J.—WIEGEROVÁ, V. 1981: Radiometrické veku niektorých bazaltov Slovenska podľa ⁴⁰Ar/⁴⁰K metódy. Geol. Zborn. Geologica carpath., 32, 1, Bratislava, 29—34.
- KANTOROVÁ, V. 1962: Výsledky mikrobiostratigrafického výskumu marinných terciérnych sedimentov z listu Modrý Kameň. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KANTOROVÁ, V. 1965: Mikrofauna okrajových morských facií z podložia tortónskych vulkanitov Krupinskej vrchoviny. Správy o geologických výskumoch v r. 1964, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—99.
- KAROLUS, K. 1955: Základný geologický výskum a výpočet zásob kat. C₂ ložiska andezitových tufov v katastri obcí Sv. Beňadik—Psiare. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1968: Závěrečná správa o hlbokom štruktúrnem vrte GK-5, Veľká Lehota. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1970: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie hlbokého štruktúrneho vrtu GK-10, Ladzany. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K. et al. 1974: Komplexné spracovanie a vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-8, Ostrá Lúka. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUS, K.—KAROLUSOVÁ, E. 1978: Petrologia produktov ignimbritového vulkanizmu v Štiavnickom pohorí a Pohronskom Inovci. Západné Karpaty, sér. miner., petrogr., geochemia, metalogen. 5. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—178.
- KAROLUS, K.—VAŇOVÁ, M. 1973: Beziehung der sarmatischen Sedimente zu den Neovulkaniten der Mittleren Slowakei. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 155—182.
- KAROLUSOVÁ, E. 1965: Závěrečná správa z vrtu GK-1. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KAROLUSOVÁ, E. 1966: Petrograficko-petrochemické vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-2, Antol. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1964: Geologické mapovanie v roku 1962 na listoch Horné Strháre a Modrý Kameň. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.

- KONEČNÝ, V. et al. 1966: Závěrečná správa z vrtu GK-3, Horné Rykynčice. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1968: Neovulkanity in: Burian, J. et al. 1968: Závěrečná správa, Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov, oblasť Banská Štiavnica. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1968: Závěrečná správa vrtu KU-1, Počúvadlo. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1969: Litofaciálna analýza stavby vulkanosedimentárnych formácií južnej periferie neovulkanitov. Kandidátska dizertačná práca. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. 1970: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. Geol. Práce, Správy 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—41.
- KONEČNÝ, V. 1979: Vulkanity in: Vass, D.—Konečný, V.—Šefara, J.: Geologická stavba Ipeľskej kotliny a Krupinskej planiny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—277.
- 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. et al. 1969a: Relations between tectonic mobility of sedimentary basins and subsequent volcanism. Geol. Práce, Správy 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 29—38.
- KONEČNÝ, V. et al. 1969b: Závěrečná správa vrtu CK-1 (Cerovo). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—MIHALIKOVÁ, A. 1972: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu GK-7, Stará Huta. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—DUBLAN, L. 1975: Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1 : 25 000 na listoch Zvolenská Slatina a Detva. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J.—ŠEFARA, J. 1978: Vzťah vulkanizmu k morfotektonickým štruktúram predvulkanického podložja. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1979: Štruktúrno-geologická schéma stredoslovesnkých neovulkanitov v mierke 1:100 000. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KONEČNÝ, V.—MIHALIKOVÁ, A. 1979: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu KON-1, Kalinka. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KNĚSL, J. et al. 1973: Kremnické pohorie — Hg rudy — VP: Správa o stave prieskumných prác k 31. 12. 1972. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KOVÁČIK, J. 1964: Tufity a sedimenty v okolí Šobova a Červenej studne, in: Burian, J.—Kováčik, J.—Štohl, J.: Geologicko-ložiskový výskum oblasti Banskej Štiavnice. Správy o geologických výskumoch v roku 1963, 2, Slovensko. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 186—188.
- KRUTZSCH, W. 1961: Beitrag zur Sporenpaleontologie der praeober — oligozänen kontinentalen und marinen Tertiärlagerung Brandenburgs. Ber. geol. Ges. DDR, 5, 4, Berlin, 290—343.
- KRUTZSCH, W. 1962a: Stratigraphische und botanisch wichtige neu Sporen und Pollenformen aus dem deutschen Tertiär. Geologie, 11, 1, Berlin, 73—103.
- KRUTZSCH, W. 1962b: Atlas der Mittel- und Jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropa, I, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1—108.
- KRUTZSCH, W. 1963: Die Sporen der Anthocerateceae und der Lycopodiaceae, II, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1—141.
- KRUTZSCH, W. 1967: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropas, IV und V, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1—232.
- KRUTZSCH, W. 1970: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropa, VII, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1—175.
- KRUTZSCH, W. 1971: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropa, VI, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1—214.
- KRUTZSCH, W. 1972: Atlas der mittel und jungtertiären dispersen Sporen und Pollen sowie der Mikroplanktonformen des nördlichen Mitteleuropa, IV, V, VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin, 1—195.

- KUTHAN, M.—MIHALIKOVÁ, A. 1962: Vyhodnotenie vrtu PK-5, Preňčov. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUTHAN, M. a kol. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-XXXII. Zvolen. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—132.
- KUTHAN, M. et al. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR v mierke 1 : 200 000, list Nitra M-34-XXXI. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—171.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1964: Mikrofauna miocénnych sedimentov južného okraja stredoslovenských neovulkanitov. Správy o geol. výsk. v r. 1963, 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 12—13.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1966: Mikrofaunistický výskum vrtu GK-3. In: Konečný, V. et al. 1966: Záverečná správa vrtu GK-3, Horné Rykynčice. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1969: Mikrofaunistické vyhodnotenie vrtu CK-1. In: Konečný, V. et al. 1969: Záverečná správa vrtu CK-1 (Cerovo). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEXA, J. 1969: Dva typy rhyolitov v oblasti Žiaru nad Hronom. Mineralia slov., 1, 3—4, Spišská Nová Ves, 220—226.
- LEXA, J. 1971a: Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti Kremnického pohoria. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 139—146.
- LEXA, J. 1971b: Formy rhyolitových telies v okolí Žiaru nad Hronom. Geol. Práce, Správy 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67—80.
- LEXA, J. 1975: Geologická stavba neovulkanického komplexu severnej časti Kremnického pohoria. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEXA, J. 1977: Profil vrtu BB-21 in: Konečný, V.—Lexa, J.: Základný geologický výskum a mapovanie v mierke 1 : 25 000 na liste Preňčov. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEXA, J. 1978: Geológia a petrológia mladých vulkánov severnej časti Kremnického pohoria. Kand. diz. práca. Geofond, Bratislava.
- LEXA, J. 1979a: Vyhodnotenie štruktúrneho vrtu LX-5 (Kremnica). Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEXA, J. 1979b: Vysvetlivky ku geologickej mape v mierke 1 : 25 000, list Kremnica. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEXA, J.—HOJSTRIČOVÁ, V. 1980: Litologické a petrografické štúdium turčockej formácie v Kremnických vrchoch. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MAMCZAR, J. 1960: Standard Section of the Middle Miocene for Central Poland. Z badań trzeciordu w Polsce, III, Warszawa, 193—243.
- MARKOVÁ, M. 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. Západné Karpaty 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 79—165.
- MIHALIKOVÁ, A.—KONEČNÝ, V. 1977: Petrografia a petrológia intruzívneho komplexu kremidioritových porfýrov v hodruško-štiavnickej oblasti. Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geoch., metalogen., 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 57—86.
- NAGY, E. 1969: Palynological elaborations in the Miocene layers of the Mecsek mountains. A Magyar Állami Földtani Intézet évkönyve, L, II, 2, Budapest 237—537.
- NAGY, E. 1970: Hungary's Neogene climate on the basis of palynological researches. Committees Mediterannéan Neogene Stratigraphy, Proc. IV, Bologna, 91—103.
- NĚMEJC, F. 1958: Zpráva o floristicko-stratigrafických výzkumech neogénu karpatského. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- NĚMEJC, F. 1962: Paleofloristické výzkumy v hnědouhelné oblasti modrokamenské (j. Slovensko). Geol. Práce, Správy 24, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 205—208.
- NĚMEJC, F. 1967: Paleofloristické štúdie v neogéne Slovenska. Sbor. Nár. Muzea, B, přír. Vědy, 23, Praha, 1—32.
- ONDREJČKOVÁ, A. 1966: Tortonské mäkkýše z vrtu GK-3. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- OSZAST, J. et STUCHLIK, L. 1977: Roslinnosc Podhala w neogenie. Acta paleobotanica XVIII, 1, Kraków, 45—86.
- PACLTOVÁ, B. 1966: Výsledky mikropaleontologických štúdií chatt-akvitanského souvrství na Slovensku. Rozpravy Českoslov. Akad. Věd, Řada matematických a přír. věd, 76, 13, Praha, 3—68.
- PAPP, A. 1963: Die biostratigraphische Gliederung des Neogens im Wiener Becken. Mitt. geol. Gesellsch. 56, Wien, 225—317.

- PLANDEROVÁ, E. 1964: Správa o palinologickom zhodnotení orientačných vzoriek z vrhu ŠV-8, diel. záver. správa za r. 1964. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1965: Palinologický výskum uhlia a uhoľných ílov vo vulkanitoch v oblasti Banská Štiavnica. Správy o geologických výskumoch v roku 1964, 2, Slovensko, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—92.
- PLANDEROVÁ, E. 1966a: Je handlovská uhľonosná séria tortónskeho veku? Diskusia. Geol. Práce, Správy 38, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 189—192.
- PLANDEROVÁ, E. 1966b: Mikropaleobotanické spracovanie terciérnych sedimentov z oblasti vnútrokarpatských kotlín na Slovensku. Biologické práce, XII, 3, Bratislava, 1—92.
- PLANDEROVÁ, E. 1969: Čiastková záverečná správa o palinologickom výskume spodnomiocénnych sedimentov z oblasti Západných Karpát na Slovensku. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1971: Palinologické vyhodnotenie vzoriek z vrhu JP-1. Čiastková záverečná správa za r. 1970. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PLANDEROVÁ, E. 1972: Palinologické zhodnotenie vrhu FŽB-1. Čiastková záverečná správa za r. 1972. Manuskript — archív 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, 209—283.
- PLANDEROVÁ, E. 1974: Palynologische Charakteristik der Sarmatien, In: Chronostratigraphie und Neostatotypen. Miozän M-5, Veda, Bratislava, 674—707.
- PLANDEROVÁ, E. 1978: Mikroflorizones in Neogene of Central Paratethys. Západné Karpaty, sér. geol. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 7—34.
- PLANDEROVÁ, E. et al. 1978: Palynological Characteristics of the Badenian. In: Chronostratigraphie und Neostatotypen, Bd. IV, Miozän M-4, Badenian, Veda, Bratislava, 565—576.
- PLANDEROVÁ, E.—SNOPKOVA, P. 1970: Mikropalentologický výskum terciéru bojnicko-nováckej oblasti. Geol. Práce, Správy 52, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301—343.
- PLANDEROVÁ, E.—KONEČNÝ, V.—LEXA, J. 1979: Stratigrafia stredoslovenských neovulkanitov. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- POTONIE, R. 1934: Zur Morphologie der fossilen Pollen und Sporen. Arb. Inst. für Paleobot. und Petr. der Brensteine, Berlin, 1—125.
- POTONIE, R.—VENITZ, R. 1934: Zur Mikrobotanik des Miozänen Humodls der Niederrheinischen Bucht. Arb. Inst. für Paleobotanik und Petr. der Brensteine, 5, Berlin, 1—86.
- PULEC, M. 1966: Geologický výskum terciéru vnútorných kotlín centrálnych Západných Karpát. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- REPČOK, I. 1978: Vek niektorých strednoslovenských neovulkanitov zistených metódou stôp po delení uránu. Geol. Práce, Správy 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 69—76.
- REPČOK, I. 1979: Datovanie strednoslovenských neovulkanitov metódou fission track. Geofond, Bratislava.
- REPČOK, I. 1980: Nové údaje o veku hornín štiavnických vrchov získané metódou stôp po delení uránu. Geol. Práce, Správy 74, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 185—187.
- REPČOK, I. 1981: Datovanie niektorých strednoslovenských neovulkanitov metódou stôp po delení uránu. Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geochem., metalogen. 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 59—104.
- ROZLOŽNÍK, L. et al. 1966: Výskum hornín štiavnického ostrova. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RYAN, W. B. et al. 1974: A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian Oceans. Riv. Italiana Paleontologia e Stratigrafia, 80, Roma, 631—688.
- ŘEHÁKOVÁ, Z. 1980: Süßwasserdiatomenflora des oberen Miozänes in der Tschechoslowakei. Sbor. geol. Věd, Paleontologia 23, Praha, 83—184.
- SITÁR, V. 1970: Výskum terciérnej flóry Západných Karpát: sarmatská flóra z okolia Močiara na strednom Slovensku. Manuskript — archív Katedry Paleontológie PF UK, Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1959: Geologická charakteristika prvej fázy neogénnej vulkanickej činnosti v oblasti pohoria Vtáčnik. Geol. Práce, Správy 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—158.

- SLÁVIK, J. 1960: Príspevok k riešeniu vzájomných vzťahov v geologickej stavbe hornonitrianskej a žiarskej kotliny. Geol. Zborn., XI, 1, Bratislava, 111—117.
- STUČHLÍK, L. 1964: Pollen analysis of the miocene deposits at Rypin. Acta Paleobotanica 5, 2, Kraków.
- ŠTOHL, J. 1976: Zrudnenie stredoslovenských neovulkanitov spojené s centrálnokarpatským lineamentom. Západné Karpaty, sér. mineral., petrogr., geoch., ložiská 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—40.
- ŠTOHL, J. 1979: Metalogenetická mapa stredoslovenských neovulkanitov v M 1:100 000. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- TEICHMÜLLER, M. 1958: Rekonstruktionen nerschiedener Moortypen des Hanptföres der niederrheinischen Braunkohle, Fortschz. Geol. Rheinl. n. Westf., 2, Krefeld, 599—612.
- THIELE—PFEIFFER, H. 1979: Die miozäne Microflora aus dem Braunkohlentagebau oder bei Wachensdorf (oberpfalz. Inaugural—Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fakultät, München, 1—251.
- THOMSON, P. W. et PFLUG, H. 1953: Pollen und Sporen des Mitteleuropäischen Tertiärs. Paleontographica, 94, B, New York, 1—138.
- VALACH, J. et al. 1975: Vyhľadávací prieskum na uhlie — Vtáčnik-juh. Geofond, Bratislava.
- VASS, D. 1964: Tektogenézia Ipefskej kotliny v miocéne. Kand. diz. práca. Manuskript — knižnica Geol. laboratória Slov. Akad. Vied, Bratislava.
- VASS, D. 1971: Sedimentological characterisation of the Plášťovce beds (Southern Slovakia). Geol. Zborn. Geologica carpath., 22, 1, Bratislava, 25—47.
- VASS, D. 1977: Príbelské vrstvy, ich sedimentárne textúry a genéza. Západné Karpaty, sér. geológia 2, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 145—198.
- VASS, D. 1978: World Neogene radiometric time-scale (estate to the beginning of 1976). Geol. Práce, Správy 70, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 197—236.
- VASS, D.—BAGDASARJAN, G. P. 1978: A Radiometric time-scale for the Neogene of the Paratethys region. In: Cohee, G. V.—Glaessner, M. F.—Hedberg, H. D. editors, Contributions to the Geologic time-scale. AAPG, Tulsa, 179—203.
- VASS, D.—KONEČNÝ, V.—ŠEFARA, J. 1979: Geologická stavba Ipefskej kotliny a Krupinskej planiny. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—277.

Stratigraphy of the Central Slovakia Volcanic Field

Summary

Gradual increase in knowledge about the geological structure of the central Slovakia volcanic field since the synthesis of the general geological map in the scale 1:200 000 (M. Kuthan et al. 1963) resulted finally in a new synthesis and compilation of geological map in the scale 1:100 000 (V. Konečný—J. Lexa 1979). New data on petrography, lithology, succession, and stratigraphic position of rocks allowed to abandon the division of volcanics into „volcanic phases“ used by M. Kuthan et al. (l.c.) and to introduce the division on lithostratigraphic units (formations and complexes). Their formal definition is one of the main subjects of this paper. Succession of lithostratigraphic units in individual mountain ranges is based on structural evidence. Their regional correlation is based on structural evidence from areas of contiguity, radiometric dating by K/Ar and fission track methods, and biostratigraphic dating. Chronostratigraphic assignments of lithostratigraphic units follow mainly from biostratigraphic dating of contemporaneous and interbedded sedimentary rocks, in a lesser degree from radiometric dating, owing to some disproportions between these two methods, that are discussed in a special section of the paper.

Available biostratigraphic data are of two kinds: In the southern part of the central Slovakia volcanic field marine sedimentary and volcanosedimentary rocks containing fauna and microfauna are present. In the rest of the region only fresh-water sedimentary and volcanosedimentary rocks occur, so the palynology has been applied extensively. An overall synthesis of palynological data from intravolcanic basins and horizons is carried out to improve stratigraphic correlations. Volcanic formations and complexes are correlated with dated sedimentary and volcanosedimentary rocks on the basis of their superposition and/or lithological and petrographic comparison.

Biostratigraphic evaluation of sedimentary rocks in intravolcanic and marginal basins of the central Slovakia volcanic field

A long-lasting microfloristic research of sedimentary rocks interbedded with volcanic and volcanosedimentary rocks of the central Slovakia volcanic field has brought very valuable results concerning their age and paleogeography. Data on individual samples or groups of samples are given in tables 1, 2, and 3, their chronostratigraphic assignments and mutual correlations are given in the figures 1 to 7.

The oldest sedimentary rocks studied in the given area are of the Lower Badenian age. They have been identified along the southern margin of the central Slovakia volcanic field and in surroundings of Zvolen and Kordíky. Their pollen spectra contain many species that extend only to the end of the Lower Badenian, especially: *Foveolatisporites pessinensis*, *Toroisporis koderstofensis*, *Toroisporis pessinensis*, *Trilites multivalatus* (high content), *Trilites paucivallatus*, *Concavisporites* sp. 5 W. Kr., *Toroisporis lusaticus*, *Lusatisporites pessinensis*, *Leiotriletes neddenoides*, *Podocarpidites nageiaformis*, *Inaperturopollenites concedipites*, *Sparganiaceapollenites magnoides*, *Sapotaceoidaepollenites sapotoides*.

The Middle to Upper Badenian sedimentary rocks have been identified along the southern margin of the region and in Žiarska kotlina and Zvolenská kotlina depressions. Their pollen spectra are poorer in species characteristic for the Lower Badenian time.

Quite widespread there are sedimentary rocks of the late Badenian to early Sarmatian age. They have been identified in the area of Handlová—Nováky coal basin, Žiarska kotlina and Zvolenská kotlina depressions, and in the volcanotectonic depressions of Kremnické vrchy and Štiavnické vrchy mountain ranges. Their pollen spectra are characterized by disappearance of tropical species, as there are *Schizaceae*, *Sapotaceae*, *Symplocaceae*, *Alnus*, *Ulmus*, *Corylus*, *Betula*, and others. So, this microfloric zone corresponds to a marked climatic change that caused a complete disappearance of tropical flora and an ultimate spreading of arctotertiary flora characteristic for the rest of the Neogene.

The typical Lower Sarmatian sedimentary rocks have been identified in the area of the Handlová coal

basin, Vtáčnik mountain range and Žiarska kotlina depression. Their pollen spectra are rich in species from the families *Polyodiaceae*, *Taxodiaceae*, *Picea*, *Pinus*, *Betulaceae*, *Quercus*, *Fagus*, *Ilex*, and herbal types of grasses and composites.

The Middle Sarmatian to Lower Panonian sedimentary rocks are known only in the Žiarska kotlina, Turčianska kotlina, and Zvolenská kotlina depressions. Their pollen spectra are characterized by the high content of pollen from the genera *Sequoia*, *Salix*, *Ilex*, Graminae, and composites and other types of herbs.

The youngest sedimentary rocks of the late Panonian to Pliocene age have been identified only in the Žiarska kotlina and Zvolenská kotlina depressions. Their pollen spectra are dominated by pollen from the genera *Picea*, *Abies*, *Pinus silvestris*, *Cedrus*, arctotertiary species of Angiospermae, and herbs.

Paleoecological evaluation of pollen spectra facilitates the following conclusions concerning changes in climate and paleogeography:

During the Lower Badenian time marine transgression has reached only into the southern part of the region. In surroundings of Kordíky and Zvolen lithology as well as absence of fauna indicate fluvio-limnic environment of deposition. Climate was warm, tropical to subtropical. Very low content of conifers indicates, that no higher mountains were present.

A gradual regression and extensive erosion of volcanic complexes took place during the Middle to Upper Badenian time. Limnic sedimentation was gradually succeeded by marshes with coal deposition. Climate was cooler — subtropical with differences of seasons that caused disappearance of tropical species.

During the late Upper Badenian to early Lower Sarmatian time climate was unusually favorable for evolution of marshes leading to deposition of coal. Pollen spectra from this interval are dominated by species characteristic of the marshy environment, as there are *Taxodiaceae*, *Nyssaceae*, and *Myricaceae*. High content of mountain pollen species indicates presence of mountain ranges during this stage.

Continuing degradation of climate during the Lower Sarmatian time lead to gradual disappearance of subtropical elements of flora and spreading of arctotertiary flora. Later drier climate caused evolution of grasslands.

During the Pliocene climate was mild with alternating seasons, favourable for evolution of deciduous and coniferous forests and herbs. High content of mountain pollen species indicates the presence of mountain relief similar to present one during this stage.

Microfloristic research allowed to distinguish six stages, to which sedimentary and quite often also volcanic and volcanosedimentary rocks have been assigned. However, some of the assignments are questionable and will require further thoroughfull studies. As very important we consider the fact, that results of microfloristic research have allowed a regional correlation of volcanic formations and complexes, and their correlation with evolution of sedimentary basins in the West Carpathians.

Lithostratigraphic units of the central Slovakia Neogene volcanic field

Krupinská planina (Krupina plateau)

Four formations are distinguished in the southern part of the Krupinská planina (fig. 8):

Príbeľce beds (formation)

The Príbeľce beds were defined formally by D. Vass (1974). They are represented by 5—30 m thick sequence of sorted tuffitic sandstones at the base of the volcanic complex in the southern part of the Krupinská planina. Some tuffitic siltstones, tuffitic algal limestones, pebbles of andesites, and tuffs are present too. Superposition indicates the Lower Badenian age.

Vinica formation

The Vinica formation represents an assemblage of pyroxene to hornblende-pyroxene andesite submarine extrusive domes, breccias, and reworked volcanoclastic rocks situated above the Príbeľce beds and underneath the Čelovce and Lysec formations in the southern part of the Krupinská planina. Thickness of

the formation varies from 30 to 350 m. Macro- and microfauna in fine-grained marine volcanoclastic rocks indicate the Lower Badenian age of the formation.

Čelovce formation

The Čelovce formation represents 100–300 m thick remnants of a pyroxene andesite stratovolcano overlying the Vinica formation in the southern part of the Krupinská planina. It is formed of necks and coarse pyroclastic breccias in the central zone, pyroclastic flow deposits and lahars in the transitional zone, and epiclastic volcanic breccias, conglomerates, and sandstones in the external zone. Microfauna and microflora indicate the Lower to Middle Badenian age of the formation.

Lysec formation

The Lysec formation represents 100–600 m thick remnants of pyroxene to hornblende-pyroxene andesite stratovolcano overlying the Vinica and Čelovce formations in the south-eastern part of the Krupinská planina. It is formed of tholoids and coarse pyroclastic breccias in the central zone, vulcanian breccias, pyroclastic flow deposits, and lahars in the transitional zone, and lahars, epiclastic volcanic breccias, conglomerates, and sandstones in the external zone. Superposition, microflora, and radiometric dating indicate the Lower to Middle Badenian age of the formation.

Javorie mountain range

Six formations and complexes are distinguished in the area of the mountain range Javorie (fig. 13):

Table 4 Indexes of formations and complexes

The southeastern part of the Krupinská planina:

- Pb — Příbeře formation
- Vp — Vinica formation
- Čo — Čelovce formation
- Ly — Lysec formation

Javorie mountain range:

- Sh — Stará Huta complex
- By — Blýskavica formation
- Ro — Rohy formation
- Ki — Kalinka intrusive complex
- Ja — Javorie formation
- B — Neresnica formation

Pořana mountain range:

- Šu — Šúťovka formation
- Lz — Lvoze complex
- Sr — Strelníky formation
- A — Abčina formation
- Vd — Velká Detva formation
- Ša — Šafránička intrusive complex

Štiavnica stratovolcano:

- š — undivided rocks of the Štiavnica stratovolcano
 - I — undivided rocks of the first stage
 - IV — undivided rocks of the fourth stage
 - Ib — Beluj intrusive complex
 - Sb — Sebechleby formation
 - Č — Červená studňa formation
-

-
- St — Studenec formation
 - i — Hodruša—Štiavnica intrusive complex
 - Bi — Banisko intrusive complex
 - Ta — Tanád intrusive complex
 - Hr — Hliník rhyolites
 - Be — Biely Kameň formation
 - Sk — Sitno effusive complex
 - Ld — Ladzany formation
 - Bd — Baďan formation
 - D — Drastvica formation
 - Pr — Priesil effusive complex
 - Jb — Jabloňový vrch effusive complex
 - Bk — Breznica complex
 - In — Inovec formation
 - Bz — alkali basalts and basanites

Kremnické vrchy mountain range:

- k — undivided rocks of the Kremnické vrchy
- E — complex of garnet-bearing hornblende-hypersthene andesites
- Ko — Kordíky formation
- Zs — Zlatá Studňa formation
- T — Turček formation
- Kš — Kremnický štít formation
- Kr — Krahule formation
- R — Remata formation
- Md — Flochová formation
- Si — Sielnica formation
- J — Jastrabá formation
- Šv — Šibeničný vrch complex
- Vv — Vlčí vrch formation
- Tu — Turová formation

Vtáčnik mountain range:

- v — undivided rocks of the Vtáčnik
- K — Kamenec formation
- H — Handlová formation
- N — Nováky formation
- Kk — Koš formation
- L — Lehota formation
- P — Plešina formation
- Kl — Klakovská dolina formation
- S — Stráň effusive complex
- Vt — Vtáčnik formation

Whole area of the central Slovakia volcanic field:

- M — basement
- p — postvolcanic sedimentary rocks

Some of the sedimentary basins:

- Ko' — equivalents of the Kordíky formation in the Zvolenská kotlina basin
 - Sž — sedimentary rocks of the Žiarska kotlina intravolcanic basin
(including extension eastward underneath volcanics)
 - Hp — Hradičov basin (belongs to the Biely Kameň formation)
 - Mp — Močiar basin (belongs to the Biely Kameň formation)
-

Stará Huta complex

The Stará Huta complex is a buried stratovolcanic complex of alternating pyroxene and hornblende-pyroxene andesite lava flows and subordinate epiclastic volcanic rocks in the lower part of volcanics in the area of the Javorie volcanotectonic depression. Thickness of the complex in the bore hole GK-7 is 770 m. Structural position as well as dating of intruding dyke indicate the Lower Badenian age of the complex.

Blýskavica formation

The Blýskavica formation is 200—400 m thick sequence of pyroxene andesite and basaltic andesite lava flows and hyaloclastite breccias overlying the Stará Huta complex in the central part of Javorie. Radiometric dating indicates the Lower Badenian age of the formation.

Rohy formation

The Rohy formation is an assemblage of extrusive domes, including extrusive breccias and subordinate dykes, pyroclastic rocks, and epiclastic volcanic rocks overlying the Blýskavica formation in the area of Javorie and Viglaš volcanotectonic depressions. Petrographic composition of rocks varies from hornblende-pyroxene andesites to hypersthene — hornblende andesites with accessory biotite, rarely to dacite or even rhyodacite. Structural position and radiometric dating indicate the Lower to Upper Badenian age of the formation.

Neresnica formation

The Neresnica formation is an assemblage of garnet-bearing hypersthene-hornblende andesite extrusive domes and coarse epiclastic volcanic rocks cropping out underneath the Javorie formation in the western part of the Javorie mountain range. Structural position and radiometric dating indicate the Lower to Upper Badenian age of the formation.

Kalinka intrusive complex

The Kalinka intrusive complex is a group of diorite porphyry and diorite to monzodiorite intrusions in the central zone of the Javorie volcano, emplaced in hydrothermally altered rocks of the Blýskavica formation and Stará Huta complex. Radiometric dating indicates the probable Upper Badenian age.

Javorie formation

The Javorie formation is a 150—300 m thick sequence of pyroxene to hornblende-pyroxene andesite lava flows, pyroclastic breccias, pyroclastic flow deposits, and epiclastic volcanic breccias, conglomerates and sandstones (in the external volc. zone) building the upper part of the Javorie volcano. Radiometric dating and position above the Lower Sarmatian sedimentary rocks near Detva indicate the Lower to Upper Sarmatian age of the formation.

Pořana mountain range (according to L. Dublan 1981)

Five formations are distinguished in the mountain range Pořana, some of them subdivided into complexes (fig. 13):

Rohy formation

The Rohy formation extends into the area of Pořana from Javorie and is described elsewhere.

Šutovka formation

The Šutovka formation has been defined by L. Dublan (1981) as products of effusive and explosive volcanic activity of pyroxene to hornblende-pyroxene andesites, buried underneath younger formations of Pořana. At the northern slopes of Pořana the formation is represented by a complex of epiclastic volcanic breccias, conglomerates, and sandstones (Lvoze complex). In the erosion caldera in the central

part of Pořana the formation is represented by stratovolcanic complex of alternating lava flows and subordinate pyroclastic rocks (Kurienec complex) and by sills and lacoliths (Dudáš complex). L. Dublan (l.c.) assumed the late Badenian to early Sarmatian age of the formation on the basis of correlation with dated rocks in the borehole D-1 nearby Detva. V. Konečný—J. Lexa (1979 and in this paper) correlate the dated rocks from the bore-hole D-1 with the Javorie formation and assume, that the Štiovka formation is of the Lower to Upper Badenian age in analogy with older formations of Javorie.

Strelníky formation

The Strelníky formation has been defined by L. Dublan (1981) as products of extrusive and explosive volcanic activity of rhyodacite magma, overlying the Štiovka formation and buried by younger formations of Pořana. In the central volcanic zone the formation is represented by dykes, extrusive domes, extrusive breccias, and epiclastic volc. breccias and sandstones filling a syngenetic caldera in the thickness of 700—800 m (Bobrovo complex). At the outskirts of the Pořana stratovolcano the Strelníky formation is represented by pumice flow deposits, reworked pumice tuffs and tuffs, and tuffitic sandstones and siltstones (Bečov complex). Microflora from syngenetic volcanosedimentary rocks in the bore-hole D-1 as well as radiometric dating indicate the Lower Sarmatian age of the formation.

Abčina formation

The Abčina formation has been defined by L. Dublan (1981) as an assemblage of hornblende-pyroxene andesite pyroclastic flow deposits, epiclastic volc. breccias, and subordinate lava flows overlying the Strelníky formation in the thickness 100—400 m. At the outskirts of Pořana volcano only epiclastic volc. breccias and sandstones are present and the thickness in the formation decreases to 50—100 m. On the basis of superposition L. Dublan (l.c.) assumes the Lower Sarmatian age of the formation.

Velká Detva formation

The Velká Detva formation has been defined by L. Dublan (1981) as an assemblage of pyroxene andesite lava flows building the upper part of the Pořana volcano (Kopa complex) and comagmatic intrusions of diorite and diorite porphyry in the central zone of the volcano (Šafranička complex). Structural relationships and radiometric dating indicate the Lower to Middle Sarmatian age of the formation.

Štiavnica stratovolcano

The Štiavnica stratovolcano is the most extensive volcano in the central Slovakia volcanic field. Besides the Štiavnické vrchy mountain range it extends into the western part of Krupinská planina, northern part of Pohronská pahorkatina, Kozmálovské kopce, Pohronský Inovec, southern part of Vtáčnik, and southern part of Kremnické vrchy mountain ranges and hills (fig. 18). Evolution of the volcano proceeded in several stages during the Badenian to Panonian time. As the studies of the stratovolcano are not finished yet, some of the distinguished units are not defined as formal lithostratigraphic units.

Lower structural level of the Štiavnica stratovolcano

The lower structural level represents remnants of an extensive badenian stratovolcano (products of the first stage in the sense of V. Konečný 1970) exposed in the Štiavnica caldera within the limits of the Hodruša—Štiavnica horst and outside the caldera in the S and SE sector of the volcano and around Pukanec, Brehy, N. Baňa, and Župkov in the SW, W, NW sectors of the volcano. Otherwise they are covered by younger rocks. Within the lower structural level in the Štiavnica caldera we distinguish the following units:

Tanáď intrusive complex

The Tanáď intrusive complex is an assemblage of propylitized andesite and andesite porphyry concordant intrusions situated among remnants of surficial volcanics and basement in the thickness up to 800 m. The

complex extends in the central zone of the volcano, within the limits of the Hodruša—Štiavnica horst. Structural position and radiometric dating indicate the Lower Badenian age of the complex.

Along the margins of the Štiavnica caldera remnants of stratovolcanic complex have been preserved, however, they are not defined as a formal lithostratigraphic unit.

Outside the Štiavnica caldera rocks of the lower structural level are not divided into lithostratigraphic units except the S and SE sector of the volcano. Here we distinguish:

Complex of extrusions and epiclastic volcanic rocks of garnet-bearing hypersthene-hornblende andesite

Extrusions are dispersed, mostly in the central and southern parts of the volcano. South of the Ladzany—Pliešovce basement elevation, volcanosedimentary rocks laid down in the marine environment, dominate. Thickness of the complex is several hundreds meters. It represents products of volcanic activity from dispersed volcanic centers, preceding the formation of the Štiavnica stratovolcano. Microfauna in marine volcanosedimentary rocks indicates the Lower Badenian age of the complex.

Effusive complex of pyroxene and hornblende-pyroxene andesites

Complex is formed of hypersthene, augite-hypersthene, and hornblende-hypersthene andesite lava flows, including up to 50 % of lava breccias. The complex exposed in surroundings of Prenčov is truncated by the Beluj intrusion and overlain by the Sebechleby formation at the South. Structural position and radiometric dating indicate the Lower Badenian age of the complex.

Complex of extrusions, pyroclastic rocks and epiclastic volcanic rocks of hypersthene-hornblende andesite

The complex extends at both sides of the valley south of the village Prenčov. It is truncated by the Beluj intrusion and overlain by the Sebechleby formation at the South. Structural position and radiometric dating indicate the Lower Badenian age of the complex.

Beluj intrusive complex

Intrusive complex is situated east of the village Beluj. It is formed of garnet-bearing hypersthene-hornblende andesite porphyry, having a stock-like form combined with concordant intrusions. Neighbourhood of intrusions is altered. Structural position indicates the Lower Badenian age of the intrusive complex.

Sebechleby formation

The Sebechleby formation represents products of explosive and effusive volcanic activity of hornblende-pyroxene and pyroxene andesites laid down in the terrestrial to marine environment at the SE and S sector of the Štiavnica stratovolcano. Thickness of the formation varies from 150 to 300 m. In the northern part the formation is composed of lava flows, pyroclastic flow deposits and coarse epiclastic volcanic rocks. In the southern part it is composed of epiclastic volc. breccias (lahars), conglomerates and sandstones. Microfauna in interbedded marine sediments and radiometric dating indicate the Lower to Middle Badenian age of the formation.

Žibritov effusive complex

The complex is formed of pyroxene andesite lava flows including their lava breccias and subordinate epiclastic volc. rocks. It is situated above the Sebechleby formation in surroundings of the village Žibritov. Structural position indicates the Middle Badenian age of the complex.

Hodruša—Štiavnica intrusive complex

The Hodruša—Štiavnica intrusive complex is formed of a larger granodiorite intrusion and several smaller diorite, diorite porphyry and granodiorite porphyry intrusions situated among the basement rocks in the

area of the Štiavnica caldera (central zone of the volcano). Structural position and radiometric dating indicate the Lower to Upper Badenian age of the complex.

In other sectors of the Štiavnica stratovolcano products of the first stage are represented by remnants of stratovolcanic complex, extrusions, and minor intrusions of a variable form. Owing to insufficient data they are not divided into units of lower rank.

Filling of the Štiavnica caldera (products of the second and third stages in the sense of V. Konečný 1970):

Červená studňa formation

The Červená studňa formation is 50 to 100 m thick sequence of epiclastic volcanic sandstones, reworked tuffs, and tuffitic siltstones and claystones including irregular thin seams of lignite in the lower part of the Štiavnica caldera filling. In the southern part of the caldera the formation includes also coarse epicl. volc. breccias and a lava flow of biotite-hornblende-pyroxene andesite. Microflora from tuffitic claystones indicates the Upper Badenian to early Sarmatian age of the formation.

Studenec formation

The Studenec formation represents products of extrusive and explosive volcanic activity of biotite-hornblende andesites accumulated dominantly within the Štiavnica caldera in the thickness up to 500 m. It is composed of large extrusive domes and subordinate pyroclastic flow deposits and epiclastic volc. rocks. Beyond the margins of the caldera the formation extends only as filling of radially oriented valleys, where it is composed of thick lava flows, abundant epiclastic volcanic breccias and sandstones, and subordinate pyroclastic rocks. Structural position, microflora from volcanosedimentary rocks and radiometric dating indicate the Upper Badenian to early Sarmatian age of the formation.

Banisko intrusive complex

The Banisko intrusive complex is a complex of quartz-diorite to granodiorite porphyry dykes, sills, and rare stocks emplaced in subvolcanic and intravolcanic levels within the Štiavnica caldera, intruding the above mentioned formations and complexes. Structural relationships indicate the late Badenian to early Sarmatian age of the Complex.

Hliník rhyolites

The Hliník rhyolites has distinguished J. Lexa (1969) on the basis of differences in composition, petrography and age if compared with rhyolites of the Jastrabá formation. Hliník rhyolites include several rhyolite extrusions south of the town Hliník nad Hronom, one of them is accompanied by perlitic hyaloclastite breccia. Radiometric dating indicates the early Sarmatian age of the Hliník rhyolites.

Upper structural level of the Štiavnica stratovolcano

The upper structural level represents products of explosive and effusive volcanic activity from dispersed volcanic centers accumulated partially in the Štiavnica caldera but mainly on slopes of the stratovolcano following the formation and filling of the caldera by rocks of the Studenec formation (the fourth and fifth stages in the sense of V. Konečný 1970).

Biely Kameň formation

The Biely Kameň formation is up to 100 m thick sequence of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite pumice flow deposits, reworked tuffs, and epiclastic. volc. breccias, sandstones and rare siltstones overlaying the Studenec formation in the area of the Štiavnica caldera. Into the Biely kameň formation there are included also thin horizons of reworked pumice tuffs and epiclastic volc. breccias and sandstones underlying lava flows of the Sitno effusive complex in radially oriented valleys on slopes of the

stratovolcano. Structural position, macroflora in sediments of the „Močiar basin‘ and radiometric dating indicate the Lower Sarmatian age of the formation.

Sitno effusive complex

The Sitno effusive complex is a group of biotite-bearing hornblende-pyroxene andesite lava flows overlying the Biely Kameň formation or older rocks. They are limited spatially to radially oriented valleys on slopes of the stratovolcano. Thickness of individual flows is 30—70 m, thickness of the complex in the western part of the volcano is up to 250 m. Structural position and radiometric dating indicate the Lower Sarmatian age of the complex.

Ladzany formation

The Ladzany formation is 30—50 m thick sequence of biotite-hornblende-pyroxene andesite pumice flow deposits, reworked pumice tuffs, reworked tuffs, and tuffaceous epiclastic volc. sandstones laid down in the fluvial and marine environment. It lays at the base of younger volcanics in the southwestern part of the volcano, overlying the Sebechleby formation and volcanoclastic rocks of garnet-bearing andesites. Biostratigraphic evidence from interbedded marine sediments indicate the Lower Sarmatian age of the formation. The Ladzany formation is equivalent to the Biely Kameň formation.

Baďan formation

The Baďan formation is 100—200 m thick sequence of glassy pyroxene or feldsparphyric andesite lava flows, hyaloclastite breccias, epiclastic volcanic conglomerates and sandstones, and subordinate reworked pumice tuffs overlying the Ladzany formation in the SW part of the Štiavnica stratovolcano. Structural position and radiometric dating indicate the Lower to Middle Sarmatian age of the formation.

Drastvica formation

The Drastvica formation represents products of explosive volcanic activity of biotite-hornblende-pyroxene andesite—ignimbrites, pumice tuffs and reworked pumice tuffs overlying in thickness 20—100 m lava flows of the Sitno effusive complex or Baďan formation in the SW and W parts of the Štiavnica stratovolcano. Structural position and radiometric dating indicate the Lower to Middle Sarmatian age of the formation.

Priesil effusive complex

The Priesil effusive complex is composed of hornblende-pyroxene andesite lava flows overlying the Drastvica formation in the SW part of Štiavnické vrchy and southern part of Pohronský Inovec. Along the southern margin of Štiavnické vrchy lava flows are accompanied by hyaloclastite breccias owing to marine environment. Superposition over the Drastvica formation indicates the Lower to Upper Sarmatian age of the complex.

Jabloňový vrch effusive complex

The complex consists of pyroxene andesite lava flows overlying the Sitno effusive complex or older rocks in the SE part of the Štiavnica stratovolcano. Radiometric dating indicates the Middle to Upper Sarmatian age of the complex.

Inovec formation

The Inovec formation is 50—200 m thick sequence of sometimes glassy pyroxene and feldsparphyric andesite lava flows overlying the Drastvica formation and Priesil effusive complex in Pohronský Inovec mountain range. North of Obyce the formation includes epiclastic volcanic breccias. Structural position indicates the Middle to Upper Sarmatian age of the formation.

Jastrabá formation

In Štiavnické vrchy and Pohronský Inovec the Jastrabá formation is represented by rhyolite dykes and extrusions along the zone Pukanec—Rudno nad Hronom and along the marginal faults of the Hodruša—Štiavnica horst. Only along the marginal faults of the Žiarska kotlina rhyolite extrusions are accompanied by volcanoclastic rocks. The formation is described elsewhere.

Alkaline basalts and basanites

Nearby the Banská Štiavnica there are two necks of nepheline basanite. Radiometric dating indicates their late Panonian to early Pliocene age. Lava flows of alkaline olivine basalt near Ostrá Lúka and a small cinder cone and basanite lava flow near Nová Baňa are of the Quaternary age.

Kremnické vrchy

The following formations and complexes are distinguished in the area of the mountain range Kremnické vrchy (fig. 29):

Extrusive complex of garnet-bearing hypersthene-hornblende andesites

The complex consists of isolated extrusive domes including extrusive breccias situated at the base of volcanics east of Handlová. Structural position indicates the Lower Badenian age of the complex.

Kordíky formation

The Kordíky formation (originally defined as the Kordíky gravel formation by D. Andrusov 1954) is a 10—200 m thick sequence of nonvolcanic and volcanic gravels, sands, siltstones and clays at the base of volcanic complex in the eastern part of Kremnické vrchy. Structural position, microflora, and radiometric dating indicate the Lower Badenian age of the formation.

Zlatá studňa formation

The Zlatá studňa formation represents remnants of an extensive pyroxene and hornblende-pyroxene andesite stratovolcano of the Badenian age. In the central part of Kremnické vrchy it is formed of propylitized intrusive and effusive rocks including a diorite stock, in the eastern part of Kremnické vrchy it is formed of alternating lava flows, rare pyroclastic flows, and epiclastic volcanic breccias that pass into conglomerates and sandstones southeastward. In other parts of Kremnické vrchy the formation is covered by younger rocks. Thickness of the formation is up to 1000 m in the central zone and about 200—400 m in the eastern part. Structural position indicates the Lower to Upper Badenian age of the formation.

Turček formation

The Turček formation is 300—500 m thick assemblage of feldsparphyric, pyroxene, and basaltic andesite lava flows alternating with autochthonous and reworked pyroclastic rocks, overlying the Zlatá Studňa formation. Rare epiclastic volcanic rocks and dacite tuffs have been observed too. The formation extends over the northern, central, and southwestern parts of Kremnické vrchy, within limits of the Kremnica graben. Equivalence with the Kľakovská dolina formation in Vtáčnik mountain range is assumed. Structural position, evaluation of microflora and radiometric dating of overlying rocks give inconsistent results indicating the Upper Badenian to Lower Sarmatian age of the formation.

Kremnický štít formation

The Kremnický štít formation is a 300—500 m thick sequence of pyroxene, hornblende-pyroxene, and biotite-hornblende-pyroxene andesite lava flows overlying the Turček formation in the central part of Kremnické vrchy, within limits of the Kremnica graben. Structural position and radiometric dating indicate the Upper Badenian to Lower Sarmatian age of the formation.

Krahule formation

The Krahule formation is a group of biotite-hornblende andesite extrusive domes and dykes overlying and cutting the rocks of the Kremnický štít formation in the central part of Kremnické vrchy. Structural position indicates the Lower Sarmatian age, while radiometric dating would prefer the Upper Badenian age of the formation.

Remata formation

The Remata formation represents remnants of a pyroxene andesite stratovolcano in the western part of Kremnické vrchy, overlying extrusive domes of garnet-bearing andesites and rocks of the Turček and Kremnický štít formations. In the central volcanic zone it is formed of thin lava flows, pyroclastic flow deposits, agglomerates, and a small diorite porphyry intrusion. The rest of the formation is represented by a statovolcanic complex of alternating lava flows and epiclastic volcanic breccias. Structural position indicates the Sarmatian age of the formation, without a more accurate specification.

Flochová formation

The Flochová formation represents remnants of a pyroxene andesite stratovolcano overlying the Turček formation in the northern part of Kremnické vrchy. Thickness of the formation is 100–400 m. In the central zone it is formed of thin lava flows, agglomerates and tuffs. The rest of the formation is formed of alternating lava flows and epiclastic volcanic breccias that are replaced by conglomerates and sandstones in the external zone near Turčianske Teplice. Structural position and radiometric dating indicate the Lower Sarmatian age of the formation.

Sielnica formation

The Sielnica formation is a 100–300 m thick sequence of pyroclastic flows and epiclastic volcanic rocks composed of hornblende-pyroxene andesite and its pumice, overlying the Zlatá studňa formation and the Lower Sarmatian formations and complexes of the Štiavnica stratovolcano in the SE part of Kremnické vrchy. At the south and east the formation includes volcanosedimentary rocks. Incorporation of pyroxene andesite lava flows overlying volcanoclastic rocks of the Sielnica formation into the formation is questionable, as they may belong to the overlying Turová formation. Structural position and microflora in volcanosedimentary rocks indicate the Middle to Upper Sarmatian age of the formation.

Jastrabá formation

The Jastrabá formation is a spatially discontinuous assemblage of rhyodacite and rhyolite dykes, extrusive domes, lava flows, and volcanoclastic rocks overlying the Sarmatian andesite formations and complexes in the area of Kremnické vrchy, Štiavnické vrchy, and Vtáčnik mountain ranges and Žiarska kotlina depression. In individual mountain ranges it is represented only by dykes and extrusive domes showing a distinct relationship to N–S trending fault-systems. Along the eastern margin of Žiarska kotlina it is represented by a 100–300 m thick complex of pyroclastic, epiclastic, and volcanosedimentary rocks besides extrusive domes and lava flows. Several extrusive domes near Hliník nad Hronom and a dyke north of Nová Baňa are not incorporated into the formation owing to their age 13.8–15.2 m.y. incompatible with the rest of the formation. Evaluation of microflora from volcanosedimentary rocks and limnic cherts of the formation indicates its late Sarmatian to early Panonian age in an agreement with results of radiometric dating (10.7–12.4 m.y.).

Šibeničný vrch complex

The Šibeničný vrch complex includes dykes, protrusions, cumulodomes, and lava flows of basaltic andesite overlying or dissecting rocks of the Jastrabá formation in the southern part of Kremnické vrchy. A pyroxene andesite lava flow and related pyroclastic rocks near the village Šášovské Podhradie are incorporated into the complex owing to their equivalent structural position. We assume the Panonian age of the complex, as it is covered by Pliocene gravel.

Vlčí vrch formation

The Vlčí vrch formation represents remnants of a small basaltic andesite stratovolcano in the NE part of Kremnické vrchy. In the central volcanic zone surrounding a neck the formation is build of tuffs, agglomerates, agglutinates, and thin brecciated lava flows. Two radial dykes are present. Lava plateau surrounding the former volcanic cone is build of lava flows with rare thin horizons of tuffs. Structural position, degree of preservation, and radiometric dating indicate the Middle Panonian age of the formation.

Turová formation

The Turová formation is 10—100 m thick sequence of pyroxene andesite autochthonous and reworked tuffs and agglomerates, epiclastic volcanic sandstones, conglomerates and breccias, and rare pyroclastic flows overlying the Sielnica formation in the SE part of Kremnické vrchy. Pyroxene andesite lava flows at the top of the Sielnica formation may belong to this formation. Age of the formation is questionable. Because of its structural position we assume the Panonian age, however, the Upper Sarmatian age can not be excluded.

Vtáčnik

The following formations and complexes are distinguished in the area of the mountain range Vtáčnik (fig. 29):

Kamenec formation

The Kamenec formation is a 3—200 m thick sequence of fluvial epiclastic volcanic conglomerates and sandstones with nonvolcanic material underlying the productive beds of the Handlová and Nováky coal basins in the northern part of Vtáčnik and Hornonitrianska kotlina depression. Tuffaceous epiclastic volcanic sandstones and siltstones dominate in the upper part of the formation. Structural position indicates the Middle to Upper Badenian age of the formation.

Handlová formation

The Handlová formation is a 20—50 m thick sequence of tuffaceous clays, siltstones and sandstones including one or two coal seams — the productive beds of the Handlová coal basin. Micro and Macroflora indicate the Lower Sarmatian age of the formation, however, structural relationships would require rather the Upper Badenian age.

Nováky formation

The Nováky formation represents productive beds of the Nováky coal basin. It is similar to Handlová formation in lithology and thickness, however, evaluation of microflora indicates the Upper Badenian age of the Nováky formation.

Koš formation

The Koš formation is a 10—300 m thick sequence of limnic clays and marly clays overlying the Handlová and Nováky formations in the northern Vtáčnik. Microflora indicates the late Badenian to Lower Sarmatian age of the formation.

Lehota formation

The Lehota formation is a spatially discontinuous, 10—50 m thick horizon of fluvial gravels, sands, sandy clays, and clays composed dominantly of nonvolcanic carbonate material, overlying the Handlová, Nováky, and Koš formations in the northern part of Vtáčnik. Structural position indicates the Lower Sarmatian age of the formation.

Plešina formation

The Plešina formation consists of extrusive domes and subordinate volcanoclastic rocks of hypersthene-hornblende andesites dispersed at the base of the Sarmatian volcanic complex over the all mountain range Vtáčnik. Structural position among the Koš and Lehota formations indicates the late Badenian to early Sarmatian age of the formation.

Kľakovská dolina formation

The Kľakovská dolina formation is a thick assemblage of feldsparphyric, pyroxene, and basaltic andesite lava flows interbedded with autochthonous and reworked pyroclastic rocks, overlying the Koš and Plešina formations in the eastern and northern Vtáčnik. The formation is up to 400 m thick along the margin of the Žiarska kotlina depression — within the limits of the Kremnica graben. Behind the limits of the graben thickness of the formation is only 50—200 m and it is discontinuous spatially. The formation includes also some hornblende-pyroxene andesites and dacites, as well as some epiclastic volcanic rocks. It is equivalent to the Turček formation in the Kremnické vrchy mountain range. Structural position indicates the Lower Sarmatian age of the formation.

Stráň effusive complex

The Stráň effusive complex is a 200—300 m thick complex of hornblende-pyroxene andesite lava flows in a fault-bounded block along the margin of the Žiarska kotlina depression. It is probably an equivalent to the Kremnický štít formation in Kremnické vrchy. Structural position indicates the Lower Sarmatian age of the complex.

Vtáčnik formation

The Vtáčnik formation represents remnants of a pyroxene andesite stratovolcano overlying the above described formations and complexes in the southern, central, western and northern parts of Vtáčnik. The 100—500 m thick formation is composed of thin lava flows and subordinate pyroclastic rocks in the central zone, thick lava flows, pyroclastic flows, and epiclastic volcanic breccias in the transitional zone and epiclastic volcanic breccias, conglomerates, and sandstones in the external zone. Structural position and radiometric dating indicate the Lower to Middle Sarmatian age of the formation.

Jastrabá formation

The Jastrabá formation is described elsewhere. In Vtáčnik it is represented by extrusive dome of Tisovo bralo and several small dykes in the SE part of the mountain range.

Basaltic andesite intrusions

West of the village Kľak there is a neck and a small dyke of basaltic andesite that are correlated with basaltic andesites of the Šibeničný vrch complex in the southern part of Kremnické vrchy and assigned to the Panonian stage.

Štiavnica stratovolcano extends into the SE part of Vtáčnik. It is represented by formations and complexes belonging to the first, third, and fourth stages of the Badenian and Sarmatian age. These are described elsewhere.

Correlation of biostratigraphic and radiometric dating of rocks in the area of the central Slovakia volcanic field

E. Pľanderová—V. Konečný—J. Lexa (1979) called attention to systematic differences between the chronostratigraphic assignment of lithostratigraphic units based on palynological and radiometric data, if the standart radiometric time-scale of D. Vass (1978) is used. Differences are shown in the fig. 65.

I. Repčok (1981) accepted without any objections the time-scale of D. Vass (1978) and explained the mentioned differences by methodical shortage of palynology, which is for rocks of the Tertiary period based upon climatic changes and may be affected by elevation of the given sedimentary basin or a high altitude of surrounding country.

There are several reasons, why we can not accept the view of I. Repčok (1981): Chronostratigraphic scale of the Paratethys Neogene is based on evaluation of macro- and microfauna. Microfloristic zones of the Paratethys Neogene used for dating by palynology are defined on the basis of evaluation of microflora in fauna containing sedimentary rocks (E. Plandrová 1978), thus, a mutual correlation of faunal and microfloristic zones is assured. As the microflora in marine sediments comes from the surrounding terrestrial environment, there is no reason to expect a different composition of contemporary microflora in the terrestrial environment itself.

Samples for studies of microflora are generally freshwater clays, tuffaceous clays and siltstones deposited in a limnic, marshy or fluvial environment. We do not expect to find such the environments high above the sea level. Altitudes of surrounding country are reflected in content of allochthonous mountain type species of microflora, however, they do not influence the composition of autochthonous limnic and marshy microflora. So, the evaluation of microflora allows for estimation of both, the age of sediments as well as paleogeography of surrounding country.

As an evidence, that ages based on evaluation of microflora are not significantly influenced by paleogeography or local climatic phenomena, may serve also the fact, that regional correlations of lithostratigraphic units based on palynology agree perfectly with correlations carried out independently on the basis of radiometric dating.

It follows from the above discussion, that the cause of differences in biostratigraphic and radiometric dating of lithostratigraphic units is rather in an inaccuracy of the used radiometric time-scale for the Paratethys Neogene (D. Vass 1978), especially of the Badenian/Sarmatian boundary. To substantiate such a view, we submit the following arguments:

1. A certain inaccuracy of the time scale results from the fact, that radiometric dating is always done on samples of rocks overlying or underlying the horizon with fauna.

2. Whole-rock K/Ar dating of tuffs has been used. Instability of fine-grained glass in tuffs may result in apparently younger ages.

3. Data on rocks not lying at the base of appropriate strata have been used to define some of the lower boundaries.

4. There are large differences in time-scales of individual authors.

5. Since the Middle Badenian time the Paratethys Neogene sediments do not contain planctonic and nanoplanktonic forms used for standard zoning and its biostratigraphic correlation with other areas is not possible. Changes in fauna and faunal associations used for the division of Badenian and Sarmatian stages are facially dependent and may not be strictly contemporary in all parts of the Paratethys. This fact may contribute to differences between radiometric and palynological dating, as correlations with fauna have been carried out often in different areas.

On the basis of critical evaluation of data used by D. Vass—G. P. Bagdasarjan (1978) and all available data from the central Slovakia volcanic field we propose the following changes in the radiometric time-scale for the Paratethys Neogene (fig. 65).

boundary	D. Vass—G. P. Bagdasarjan (1978)	our proposal
Karpatian/Badenian	16.5±0.5	16.5 m.y.
Lower/Middle Badenian	no datum	16.0 m.y.
Middle/Upper Badenian	15.0±0.5	15.5 m.y.
Badenian/Sarmatian	13.3±0.3	14.0—14.5 m.y.
Lower/Middle Sarmatian	12.5	12.5 m.y.
Sarmatian/Panonian	10.5—11.0±0.5	10.5—11 m.y.

Regional correlation of lithostratigraphic units

Regional correlation of distinguished lithostratigraphic units is carried out in the fig. 66 and 67 in a form of mutually correlated lithostratigraphic columns. It is a result of the following procedure:

1. Definition of lithostratigraphic units on the basis of mapping, lithology and petrography.
2. Resolving of succession of lithostratigraphic units in individual mountain ranges and/or areas on the bases of superposition and other geological criteria.
3. Mutual correlation of succession schemes for individual mountain ranges and/or areas using their structural relationships in areas of contiguity, relationships to biostratigraphically dated sedimentary horizons, and radiometric dating.
4. Assignment of lithostratigraphic units to stages and substages mostly on the basis of biostratigraphy (palynology), less on the basis of radiometric dating using the corrected time-scale (see the discussion above).

Paleogeographic and volcanotectonic evolution of the central Slovakia volcanic field

Desintegration of the area within the Carpathian arc on partial blocks with differential vertical movements culminated during the Badenian and Sarmatian period being accompanied by intense andesite and rhyolite volcanic activity.

Lower Badenian period (fig. 68)

An activation of the Lower Badenian volcanic activity was connected with tectonic movements along the Šahy—Lysec volcanotectonic zone in Krupinská planina. Until that time submerged area SE of the zone started a gradual uplift and consolidation, while the area NW of the zone subsided and marine transgression reached northward to the Ladzany—Pliešovce basement elevation. Submarine volcanic activity of hornblende-pyroxene andesites along the Šahy—Lysec volcanotectonic zone gave rise to the Vínica formation, while dominantly extrusive volcanic activity of garnet-bearing hypersthene-hornblende andesites from dispersed centers north of the Ladzany—Pliešovce elevation supplied epiclastic material to the thick marine volcanosedimentary complex south of the elevation.

Late Lower to Middle Badenian period (fig. 69)

During this period an extensive pyroxene to hornblende-pyroxene andesite volcanic activity took place, creating a number of volcanoes.

Explosive activity along the Šahy—Lysec volcanotectonic zone produced volcanoes of the Čelovce and Lysec formations in Krupinská planina.

In Javorie the formation of a large stratovolcano (Stará Huta complex) was followed by a development of a volcanotectonic depression filled by lava flows and hyaloclastite breccias of the Blýskavica formation.

NW of the Ladzany—Pliešovce elevation the lower structural level of the huge Štiavnica stratovolcano formed, including extrusions and subvolcanic intrusions. Reworked material was laid down on proluvial and alluvial fans and south of the Ladzany—Pliešovce elevation in coastal zone of the Badenian sea.

A third large stratovolcano formed in the area of Kremnické vrchy (Zlatá studňa formation).

Upper Badenian period (fig. 70)

This period is characterized by an extensive denudation of existing stratovolcanoes, reaching at places the subvolcanic intrusions. In Javorie further evolution of the volcanotectonic depression was accompanied by extrusions of differentiated hornblende andesites to dacites (Rohy formation). A gradual subsidence of the Hornonitrianska kotlina depression and area of northern Vtáčnik lead at first to accumulation of fluvial conglomerates and sandstones (Kamenec formation) and later to deposition of coal and limnic clays continuing to the Lower Sarmatian (?) (Handlová, Nováky, Koš formations).

Late Upper Badenian to Lower Sarmatian period (fig. 71)

A fundamental changes in volcanotectonic evolution took place during this stage.

In Javorie the final stage in evolution of the volcanotectonic depression was accompanied by emplacement of the Kalinka intrusive complex of diorites and monzodiorites.

In the area of the Štiavnica stratovolcano a large caldera formed. Its subsidence was accompanied at first by deposition of tuffaceous sediments (Červená studňa formation) and later by extrusive and explosive activity of biotite-hornblende andesites (Studenec formation). Quartz-diorite to granodiorite porphyry of the Banisko intrusive complex were emplaced in subvolcanic level following granodiorite intrusions of the Hodruša—Štiavnica intrusive complex.

In the northern part of the central Slovakia volcanic field a large graben formed, extending from the Turčianska kotlina to Žiarska kotlina depression. Its subsidence finished limnic sedimentation in northern Vtáčnik and caused a transport of nonvolcanic carbonate material from the Northwest towards the Žiarska kotlina (Lehota formation). Subsidence of the graben was accompanied at first by volcanic activity of pyroxene, basaltic, and feldsparphyric andesites (Turček and Kľakovská dolina formations) and later by effusive activity of hornblende-pyroxene andesites (Kremnický štít formation and Stráň complex) and biotite-hornblende andesites (Krahule formation).

In areas outside the evolving volcanotectonic depressions continued denudation of badenian stratovolcanoes with exception of some valleys and local basins.

Lower to Upper Sarmatian period (fig. 72)

This period was characterized by a renewed explosive and effusive activity of pyroxene and hornblende-pyroxene andesites, only in Pofana rhyodacite volcanic activity took place at the beginning of the period (Strelníky formation).

In Javorie and Štiavnica stratovolcanoes it was of the areal type — no central volcanoes were formed. Products of volcanic activity from dispersed centres and fissures were deposited on slopes of eroded Badenian stratovolcanoes in radially oriented valleys that passed downward into broad proluvial fans. In the SW part of the Štiavnica stratovolcano some lava flows and reworked epiclastic material were laid down in the coastal zone of the Sarmatian sea.

In Vtáčnik, Kremnické vrchy and Pofana several small volcanoes of the central type formed — their remnants represent the Vtáčnik, Remata, Flochová, Veľká Detva, and Abčina formations.

Large amount of nonvolcanic material in sediments of the Žiarska and Zvolenská kotlina indicate the presence of a river that brought the nonvolcanic material from areas of crystalline rock complexes (Nízke Tatry, Slovenské Rudohorie) and caused the fluvial to limnic character of sedimentation in these depressions.

Upper Sarmatian to Lower Panonian period (fig. 73)

During this period subsidence of the Turčianska and Žiarska kotlina continued joined by the subsidence of the Bátovská kotlina at the south. In other areas partial uplift and denudation of the Sarmatian volcanoes took place. Rhyolite volcanism was activated along the N—S trending fault zones, concentrated mostly around the Žiarska kotlina (Jastrabá formation). In Štiavnické vrchy formation of the Hodruša—Štiavnica horst was concluded.

Panonian period (fig. 73)

During this period sedimentation continued only in Slatinská kotlina, Žiarska kotlina, Bátovská kotlina, and Turčianska kotlina depressions, while in other areas a gradual uplift and erosion took place. In Kremnické vrchy volcanic activity of pyroxene and basaltic andesites created the Turová and Vlčí vrch formations and Šibeničný vrch complex.

Pliocene to Quaternary period

This period is marked by an overall uplift of the region. Minor volcanic activity of alkali basalts and basanites took place in the area of Štiavnické vrchy.

Translation: J. Lexa.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám I—XLIV
Explanations of plates I—XLIV

Tab. I Spodný bádén — Lower Badenian

- Obr. 1—2 *Neogenisporis troebitzensis* W. Kr.
Obr. 3—4 *Toroisporis* sp. 1
Obr. 5 *Toroisporis* sp. 2
Obr. 6 *Leiotriletes wolffi* W. Kr.
Obr. 7 *Neogenisporis* sp.
Obr. 8—9 *Neogenisporis structuris* W. Kr.

Tab. II Spodný bádén — Lower Badenian

- Obr. 1—2 *Leiotriletes wolffi wolffi* W. Kr.
Obr. 3 *Toroisporis pessinensis* W. Kr.
Obr. 4 *Leiotriletes* sp. (Cyatheaceae)
Obr. 5—6 *Phaeosporites* cf. *bononyensis* Nagy
Obr. 7 *Toroisporis* sp. 3
Obr. 8—10 *Polypodiaceosporites* sp.

Tab. III Spodný bádén — Lower Badenian

- Obr. 1—2 *Extrapunctatosporites oblongioides* W. Kr.
Obr. 3—4 *Microfoveolatisporites neogranulatus* W. Kr.
Obr. 5 *Baculatisporites* cf. *semibaculatus* Nagy
Obr. 6 *Verrucingulatisporites* sp.
Obr. 7 *Polypodiaceosporites saxonicus* W. Kr.

Tab. IV Spodný bádén — Lower Badenian

- Obr. 1—2 *Trilites multivallatus* W. Kr.
Obr. 3 *Polypodiaceosporites gracillimus* Nagy
Obr. 4 *Polypodiaceosporites gracillimus* Nagy
Obr. 5 *Verrucingulatisporites* sp.
Obr. 6—7 *Foveolatisporites* sp.

Tab. V Spodný bádén — Lower Badenian

- Obr. 1 *Zonalapollenites verruspinosus* W. Kr.
Obr. 2 *Zonalapollenites* sp.
Obr. 3—4 *Ephedripites* sp.
Obr. 5 *Inaperturapollenites hiatus* Pf. Th.
Obr. 6 *Cycadopites* sp. (prepl.)
Obr. 7 *Taeniaesporites* (prepl.) W. Kr.

Tab. VI Spodný bádén — Lower Badenian

- Obr. 1 *Pinus silvestris*
Obr. 2 *Pinus silvestris* (SEM 900×)
Obr. 3 *Pinus silvestris* (SEM det. 3000×)
Obr. 4 *Pityosporites alatus* W. Kr.
Obr. 5 *Pityosporites alatus* W. Kr.
Obr. 6 *Pityosporites labdacus* (*Pinus silvestris*)

Tab. VII Spodný bádén — Lower Badenian

- Obr. 1 *Arecipites monosulcoides* W. Kr.
 Obr. 2—3 *Arecipites butomoides butomoides* W. Kr.
 Obr. 4 *Cyperaceapollenites neogenicus* W. Kr.
 Obr. 5 *Magnolipollis* sp.
 Obr. 6 *Sabalpollenites retareolatus* (Pf.) Nagy
 Obr. 7 *Triatriopollenites bituitus* (R. Pot.) Pf. Th.
 Obr. 8—9 *Myricipites rurensis* (Pf.—Th.) Nagy
 Obr. 10 *Myricipites rurensis* (Pf.—Th.) Nagy (SEM zv. 2100×)
 Obr. 11 *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy (SEM det zv. 4500×)

Tab. VIII Spodný bádén — Lower Badenian

- Obr. 1—3 *Alnipollenites verus* R. Pot.
 Obr. 4 *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy
 Obr. 5 *Platycaryapollenites strobilacea* (Sieb. Zuce) Planderová
 Obr. 6—7 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) R. Pot.
 Obr. 8 *Porocolpopollenites vestibulum* (R. Pot.) Th.
 Obr. 9—10 *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy
 Obr. 11 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) R. Pot. (Foto SEM zv. 5000×)
 Obr. 12 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (SEM det. 9000×).

Tab. IX Spodný bádén — Lower Badenian

- Obr. 1—2 *Quercoidites* sp.
 Obr. 3 *Tricolporopollenites henrici* (R. Pot.) W. Kr.
 Obr. 4—5 *Carpinuspollenites carpinoides* (Pf.) Nagy
 Obr. 6 *Quercus petrea*—typ
 Obr. 7 *Tricolporopollenites microhenrici* (R. Pot.) W. Kr.
 Obr. 8 *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 9 *Tricolporopollenites cingulum oviformis* (R. Pot.) Pf. Th.
 Obr. 9 *Tricolporopollenites liblarensis* (Th.) Th. Pf.
 Obr. 10—11 *Sapotaceoidaepollenites sapotoides* (R. Pot. Th.) Thierg.
 Obr. 12 *Faguspollenites silvatica*—typ
 Obr. 13 *Quercoidites robur*—typ, (SEM 3000×)

Tab. X Vrchný bádén — Upper Badenian

- Obr. 1 *Verrucatosporites histiopteroides* W. Kr.
 Obr. 2 *Lygodioisporites* fsp. 1
 Obr. 3—4 *Lygodioisporites* fsp. 2
 Obr. 5 *Polypodiaceoisporites gracillimus* (Nagy) *semiverrucatus* W. Kr.
 Obr. 6 *Baculatisporites quintus* (Th. Pf.) W. Kr.
 Obr. 7 *Baculatisporites quintus* (Th. Pf.) W. Kr. (SEM zv. 2000×)
 Obr. 8 *Baculatisporites quintus* (SEM det. zv. 4000×)

Tab. XI Vrchný bádén — Upper Badenian

- Obr. 1 *Picea* sp.
 Obr. 2—3 *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 4 *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 5 *Ephedra* sp.
 Obr. 6 *Inaperturopollenites hiatus* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 7 *Glyptostrobos* sp.

Tab. XII Vrchný bádén — Upper Badenian

- Obr. 1—2 *Magnolipollis neogenicus neogenicus* W. Kr.
 Obr. 3 *Ulmipollenites undulosus* Wolff
 Obr. 4—6 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) R. Pot.

- Obr. 7 *Caryapollenites simplex* (R. Pot.) R. Pot.
- Obr. 8—11 *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy
- Obr. 12—13 *Carpinuspollenites carpinoideus* (Pf.) Nagy
- Obr. 14 *Tetracolporopollenites* sp.
- Obr. 15 *Alnipollenites verus* R. Pot.
- Obr. 16 *Platycaryapollenites* sp.
- Obr. 17—18 *Tricolpopollenites liblarensis* (Th.) Pf. Th.

Tab. XIII Hranica báden/sarmat — Badenian/Sarmatian

- Obr. 1 *Leiotriletes maxoides minor* W. Kr.
- Obr. 2 *Toroisporis* sp.
- Obr. 3—4 *Leiotriletes maxoides* aff. *minor* W. Kr.
- Obr. 5 *Leiotriletes wolffi wolffi* W. Kr.
- Obr. 7 *Selagosporis selagoides* W. Kr.
- Obr. 8—9 *Concavisporites* sp. 2 W. Kr.

Tab. XIV Hranica báden/sarmat— Badenian/Sarmatian

- Obr. 1—2 *Polypodiaceoisporites mecsekensis* Nagy
- Obr. 3—4 *Laevigatosporites haardti* (R. Pot. Ven.) Th. Pf.
- Obr. 5 *Laevigatosporites haardti* (R. Pot. Ven.) Th. Pf.
- Obr. 6 *Neogenisporis pseudoneddeni* (W. Kr.) W. Kr.
- Obr. 7 *Verrucatosporites alienus* (Pf. Th.) W. Kr.
- Obr. 8 *Baculatisporites quintus* (Th. Pf.) W. Kr.

Tab. XV Bádén (sarmat) — Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1—2 *Verrucingulatisporites triangulizonates* W. Kr.
- Obr. 3 *Baculatisporites nanus nanus* Wolff.
- Obr. 4 *Toroisporis pessinensis* W. Kr.
- Obr. 5 *Laevigatosporites* cf. *bisulcatoides* W. Kr.
- Obr. 6 *Neogenisporis sinopunctatus* W. Kr.
- Obr. 7 *Neogenisporis sinopunctatus* W. Kr. (SEM zv. 1100×)
- Obr. 8 *Neogenisporis sinopunctatus* W. Kr. (SEM det. zv. 3000×)

Tab. XVI Bádén (sarmat) — Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1—2 *Sequoiapollenites polymorphosus* Thierg.
- Obr. 3—4 *Sequoiapollenites gracilis* W. Kr.
- Obr. 5—6 *Sequoiapollenites sculpturius* W. Kr.
- Obr. 7 *Inaperturopollenites hiatus* (R. Pot.) Th. Pf.
- Obr. 8 *Zonalapollenites maximus* (Raatz) W. Kr.
- Obr. 9 *Zonalapollenites maximus* (Raatz) W. Kr. (SEM zv. 500×)
- Obr. 10—11 *Zonalapollenites maximus* (SEM det. zv. 2500×)

Tab. XVII Bádén (sarmat) — Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1—2 *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf.
- Obr. 3 *Podocarpidites libellus* (R. Pot.) W. Kr.
- Obr. 4—5 *Pityosporites labdacus* (R. Pot.) Th. Pf.
- Obr. 6 *Pityosporites* sp.

Tab. XVIII Bádén (sarmat) — Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1 *Trivestibulopollenites* sp.
- Obr. 2—5 *Betulaepollenites betuloides* (Pf.) Nagy
- Obr. 6—11 *Alnipollenites verus* R. Pot.
- Obr. 12 *Alnipollenites verus* (SEM zv. 2100×)
- Obr. 13—15 *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy

Tab. XIX Bádén (sarmat)—Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) R. Pot.
Obr. 2 *Zelkovaepollenites thiergartii* Nagy
Obr. 3—5 *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy
Obr. 6 *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy (SEM zv. 3300×)
Obr. 7 *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy (SEM zv. 2600×)
Obr. 8—9 *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy (SEM det. zv. 6200×)

Tab. XX Bádén (sarmat — Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1—7 *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy
Obr. 8 *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy (SEM zv. 3000×)
Obr. 9 *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy (SEM det. zv. 6000×)

Tab. XXI Bádén (sarmat)—Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1—2 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) R. Pot.
Obr. 3 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) R. Pot. (SEM det. zv. 6000×)
Obr. 4—5 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) R. Pot.
Obr. 6 *Ulmipollenites undulosus* Wolff. (SEM zv. 1000×)
Obr. 7 *Ulmipollenites undulosus* Wolff. (SEM det. zv. 5000×)
Obr. 8—9 *Ulmipollenites undulosus* Wolff

Tab. XXII Bádén (sarmat)—Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1—5 *Pterocarypollenites stellatus* (R. Pot. Ven.) Thierg.
Obr. 6 *Pterocarypollenites stellatus* (R. Pot. Ven.) Thierg. (SEM zv. 1500×)
Obr. 7 *Pterocarypollenites stellatus* (SEM det. zv. 4000×)
Obr. 8 *Carpinuspollenites carpinoides* (Pf.) Nagy
Obr. 9 ?Myrtaceae
Obr. 10 *Caryapollenites simplex* (R. Pot.) R. Pot.

Tab. XXIII Bádén (sarmat) — Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1—2 *Carpinuspollenites carpinoides* (Pf.) Nagy
Obr. 3—6 *Intratropocopollenites cordataeformis* (Wolff.) Mai
Obr. 7—8 *Intratropocopollenites instructus* (R. Pot. Ven) Pf. subsp. *soebyensis* Mai
Obr. 9 *Juglanspollenites verus* Raatz

Tab. XXIV Bádén (sarmat) — Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1—2 *Liquidambarpollenites styracifluaeformis* Nagy
Obr. 3—6 *Faguspollenites* sp. *silvatica* typ.

Tab. XXV

- Obr. 1—2 *Rhoipites pseudocingulum* (R. Pot.) R. Pot.
Obr. 3 *Nyssapollenites kruschi* sp. *contortus* (R. Pot.) Pf. Th.
Obr. 4 *Nyssapollenites kruschi* cf. ssp. *analepticus* (R. Pot.) Nagy
Obr. 5 *Araliaceapollenites* sp.
Obr. 6—7 *Rutacearumpollenites komloensis* Nagy
Obr. 8—9 *Tricolporopollenites microhenrici* (R. Pot.) W. Kr.
Obr. 10—11 *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) Th. Pf. ssp. *pusillus* (R. Pot.) Th. Pf.
Obr. 12—13 *Tricolporopollenites villensis* Pf. Th.
Obr. 14—15 *Tricolporopollenites microhenrici* (R. Pot.) W. Kr.

Tab. XXVI Bádén (sarmat) — Badenian (Sarmatian)

- Obr. 1—4 *Ilexpollenites iliacus* (R. Pot.) R. Pot.
Obr. 5 *Quercoidites petrea* — typ.
Obr. 6 *Quercoidites petrea* — typ. (SEM zv. 3000×)
Obr. 7—8 *Aceripollenites* sp.

- Obr. 9 *Typha* sp.
 Obr. 10 *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) Th. Pf. ssp. *pusillus* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 11 *Tricolporopollenites liblarensis* (Th.) Pf. Th.
 Obr. 12 *Tricolporopollenites* sp.
 Obr. 13 *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.) Pf.

Tab. XXVII Spodný sarmat, vrchná časť — Lower Sarmatian, the upper part

- Obr. 1—2 *Stereisporites microgranulus crassiexinus* W. Kr.
 Obr. 3 *Stereisporites microgranulus crassiexinus* W. Kr. (SEM zv. 3600×)
 Obr. 4 *Baculatisporites quintus* (Th. Pf.) W. Kr.
 Obr. 5 *Verrucatosporites favus favus* W. Kr.
 Obr. 6 *Verrucatosporites favus favus* W. Kr. (SEM zv. 1300×)
 Obr. 7 *Verrucatosporites favus favus* W. Kr. (SEM det. zv. 3500×)
 Obr. 8 *Leiotriletes neddenoides* W. Kr.

Tab. XXVIII Spodný sarmat, vrchná časť — Lower Sarmatian, the upper part

- Obr. 1 *Zonalapollenites gracilis* W. Kr.
 Obr. 2—3 *Inaperturopollenites hiatus* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 4 *Pityosporites microalatus* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 5 *Pityosporites microalatus* (R. Pot.) Th. Pf. (SEM zv. 1000×)
 Obr. 6 *Pityosporites* sp. (det. zv. 3000×)
 Obr. 7 *Pityosporites labdacus* (R. Pot.) Th. Pf. (zv. 500×)
 Obr. 8 *Pityosporites labdacus* (R. Pot.) Th. Pf. (zv. 1200×)

Tab. XXIX Spodný sarmat, vrchná časť — Lower Sarmatian, the upper part

- Obr. 1—4 *Alnipollenites verus* R. Pot.
 Obr. 5 *Alnipollenites verus* R. Pot. (SEM zv. 3500×)
 Obr. 6 *Myricipites rurensis* (Pf. Th.) Nagy
 Obr. 7 *Intratrisporopollenites cordataeformis* (Wolff.)
 Obr. 8 *Intratrisporopollenites cordataeformis* (Wolff.) Mai (SEM zv. 1300×)
 Obr. 9 *Intratrisporopollenites cordataeformis* (SEM det. zv. 3000×)
 Obr. 10 *Slowakipollis pannonicus* Planderová

Tab. XXX Spodný sarmat, vrchná časť — Lower Sarmatian, the upper part

- Obr. 1 *Pterocarypollenites stellatus* (R. Pot. Ven.) Thieryg.
 Obr. 2 *Ulmipollenites undulosus* Wolff
 Obr. 3 *Ulmipollenites undulosus* Wolff (SEM zv. 2000×)
 Obr. 4 *Ulmipollenites undulosus* Wolff (SEM det. zv. 4000×)
 Obr. 5 *Engelhardtoidites microcoryphaeus* (R. Pot.) RPot.
 Obr. 6 *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy
 Obr. 7 *Faguspollenites silvatica* typ.
 Obr. 8 *Faguspollenites silvatica* sp. (SEM zv. 1300×)
 Obr. 9 *Faguspollenites silvatica* sp. (det. zv. 3000×)

Tab. XXXI

- Obr. 1 *Nyssapollenites kruschi* (R. Pot.) Pf. Th. *pseudolaesus* (R. Pot.) Pf. Th.
 Obr. 2—3 *Quercoidites sessiliflora* typ.
 Obr. 4 *Quercoidites sessiliflora* sp. (SEM zv. 2200×)
 Obr. 5 *Quercoidites sessiliflora* sp. (det. zv. 4000×)
 Obr. 6 *Aceripollenites rotundus* Nagy
 Obr. 7 *Aceripollenites rotundus* Nagy (SEM zv. 2000×)
 Obr. 8 *Aceripollenites rotundus* (SEM det. zv. 4000×)
 Obr. 9 *Václavipollis* sp. (Amaranthaceae)
 Obr. 10 *Pistacia* sp.
 Obr. 11 *Artemisia* sp.

Tab. XXXII Vrchý sarmat—panón — Upper Sarmatian — Panonian

- Obr. 1 Spóry húb
 Obr. 2 *Phycopeltis eocaenica* Edwards
 Obr. 3 *Laevigatosporites haardti* (R. Pot. Ven.) Th. Pf.
 Obr. 4 *Laevigatosporites nutidus* (Mamczar) W. Kr.
 Obr. 5 *Verrucatosporites favus favus* W. Kr.
 Obr. 6 *Verrucatosporites favus favus* W. Kr. (SEM zv. 1200×)
 Obr. 7 *Verrucatosporites favus favus* (SEM det. zv. 3000×)
 Obr. 8 *Concavisporites* fsp. 5 W. Kr.
 Obr. 9 *Retitriletes duplus duplus* W. Kr. (SEM zv. 1000×)
 Obr. 10 *Retitriletes duplus duplus* W. Kr. (SEM zv. 1000x)

Tab. XXXIII

- Obr. 1 *Sequoiapollenites polymorphosus* Thierg.
 Obr. 2 *Inaperturopollenites hiatus* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 3 *Inaperturopollenites hiatus* (R. Pot.) Th. Pf. (SEM zv. 2800×)
 Obr. 4 *Inaperturopollenites hiatus* (SEM dat. zv. 5000×)
 Obr. 5 *Zonalapollenites gracilis* W. Kr.
 Obr. 6 *Zonalapollenites gracilis* W. Kr. (SEM zv. 1500×)
 Obr. 7 *Zonalapollenites gracilis* (SEM det. 4000×)
 Obr. 8 *Zonalapollenites veruspinus* W. Kr.

Tab. XXXIV Vrchný sarmat—panón — Upper Sarmatian — Panonian

- Obr. 1 *Ephedripites ellipticus* Nagy
 Obr. 2 *Ephedripites ellipticus* Nagy (SEM zv. 1000×)
 Obr. 3 *Ephedripites ellipticus* Nagy (Det. zb. 3000×)
 Obr. 4 *Piceapollenites tobolicus* (Panova) W. Kr.
 Obr. 5—6 *Abies* sp. (zv. 500×)

Tab. XXXV

- Obr. 1 *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 2 *Pityosporites alatus* (SEM zv. 900×)
 Obr. 3 *Pityosporites alatus* (det. zv. 2000×)
 Obr. 4 *Pinus sivestris* (zb. 500×)
 Obr. 5 *Dacrydiumites balanseiformis* Nagy
 Obr. 6—7 *Podocarpus* sp.

Tab. XXXVI Vrchný sarmat—panón — Upper Sarmatian — Panonian

- Obr. 1 *Abies* cf. *alba*
 Obr. 2 *Cedrus* sp. (SEM zv. 1000×)
 Obr. 3 *Cedrus* sp. (det. zv. 3000×)

Tab. XXXVII Vrchný sarmat—panón — Upper Sarmatian — Panonian

- Obr. 1—2 *Betulaepollenites betuloides* (Pf.) Nagy
 Obr. 3 *Betulaepollenites betuloides* (SEM zv. 1000×)
 Obr. 4 *Betulaepollenites betuloides* (det. zv. 30000×)
 Obr. 5 *Alnipollenites verus* R. Pot.
 Obr. 6 *Betulaepollenites* cf. *pubescens* L.
 Obr. 7 *Carpinuspollenites carpinoides* (Pf.) Nagy
 Obr. 8 *Caryapollenites simplex* (R. Pot.) R. Pot.
 Obr. 9 *Caryapollenites simplex* (SEM zv. 2000×)
 Obr. 10 *Caryapollenites simplex* (det. zv. 5000×)

Tab. XXXVIII Vrchný sarmat—panón — Upper Sarmatian — Panonian

- Obr. 1 *Momipites punctatus* (R. Pot.) Nagy

- Obr. 2—3 *Nyssapollenites kruschi* ssp. *pseudolaesus* (R. Pot.) Planderová
 Obr. 4 *Faguspollenites* sp. *silvatica*,
 Obr. 5 *Slowakipollis* sp. 1 Planderová
 Obr. 6 *Slowakipollis panonicus* Planderová
 Obr. 7—8 *Quercoidites* sp. (typ *sessiliflora*)
 Obr. 9 *Quercoidites* sp. (SEM zv. 2000×)
 Obr. 10 *Quercoidites* sp. (det. zv. 6000×)

Tab. XXXIX Vrchný sarmat—panón — Upper Sarmatian — Panonian

- Obr. 1—3 *Ilexpollenites iliacus* (R. Pot.) R. Pot.
 Obr. 4—5 *Ilexpollenites propinguus* (R. Pot.) R. Pot.
 Obr. 6—7 *Salixpollenites ulotrichii* Planderová
 Obr. 8—10 *Oleaceae* sp. (? *Ligustrum*)
 Obr. 11 *Oleaceae* sp. (SEM zv. 2000×)
 Obr. 12 *Oleaceae* sp. (det. zv. 6000×)
 Obr. 13 *Periporopollenites nigricans* Planderová (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 14—16 *Tricolporopollenites cingulum oviformis* (R. Pot.) Th. Pf.

Tab. XL Pliocén

- Obr. 1—2 *Laevigatospites nutidus* (Mamczar) W. Kr.
 Obr. 3 *Leiotriletes wolffi wolffi* W. Kr.
 Obr. 4 *Retitriletes annotinioides* W. Kr.
 Obr. 5 *Retitriletes annotinioides* W. Kr. (SEM zv. 13000×)
 Obr. 6 *Retitriletes annotinioides* (det. zv. 6000×)
 Obr. 7 *Verrucatosporites irregularis* W. Kr.

Tab. XLI Pliocén

- Obr. 1 *Abiespollenites* typ. *alba*
 Obr. 2 *Pinus silvestris*
 Obr. 3 *Cycadopites* sp.

Tab. XLII Pliocén

- Obr. 1—3 *Inaperturopollenites verrupapilatus* Trevisan (*Cupressaceae*)
 Obr. 4 *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 5 *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf. (SEM zv. 800×)
 Obr. 6 *Pityosporites alatus* (R. Pot.) Th. Pf. (det. zv. 2000×)
 Obr. 7 *Zonalapollenites gracilis* W. Kr.

Tab. XLIII Pliocén

- Obr. 1—3 *Magnolipollis neogenicus* W. Kr.
 Obr. 4 *Slowakipollis* sp.
 Obr. 5—7 *Alnipollenites verus* R. Pot.
 Obr. 8 *Carpinuspollenites carpinoides* (Pf.) Nagy
 Obr. 9 *Caryapollenites simplex* (R. Pot.) R. Pot.
 Obr. 10 *Betulaepollenites betuloides* (Pf.) Nagy
 Obr. 11 *Platycarypollenites strobilacea* (Sieb. Zuce) Planderová

Tab. XLIV Pliocén

- Obr. 1 *Juglanspollenites verus* Raatz
 Obr. 2 *Faguspollenites* typ. *silvatica*
 Obr. 3 *Aceripollenites rotundus* Nagy
 Obr. 4—5 *Quercoidetes sessiliflora* typ.
 Obr. 6—7 *Tricolpopollenites liblarensis* (Th) Pf. Th.
 Obr. 8 *Tricolporopollenites edmundi* (R. Pot.) Th. Pf.
 Obr. 9 *Ilexpollenites propinguus* (R. Pot.) R. Pot.

- Obr. 10—11 *Chenopodipollenites multiplex* R. Pot.
Obr. 12 *Chenopodipollenites multiplex* (SEM zv. 3000×)
Obr. 13 *Chenopodipollenites multiplex* (SEM det. zv. 10 000×)
Obr. 14 *Graminidites* sp.
Obr. 15 *Ericaceae*

FOTOGRAFICKÁ PRŮBAHA
PHOTOLITHS

I—XIV

- Obs. 11 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 12 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 13 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 14 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 15 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 16 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 17 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 18 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 19 *Chrysomelidae* (1875) (1875)

Tab. XXXIX *Chrysomelidae* (1875) (1875)

- Obs. 1-4 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 5-7 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 8-10 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 11 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 12 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 13-14 *Chrysomelidae* (1875) (1875)

Tab. XL *Chrysomelidae*

- Obs. 1-2 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 3 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 4 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 5 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 6 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 7 *Chrysomelidae* (1875) (1875)

Tab. XLI *Chrysomelidae*

- Obs. 1 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 2 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 3 *Chrysomelidae* (1875) (1875)

Tab. XLII *Chrysomelidae*

- Obs. 1-2 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 3 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 4 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 5 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 6 *Chrysomelidae* (1875) (1875)

Tab. XLIII *Chrysomelidae*

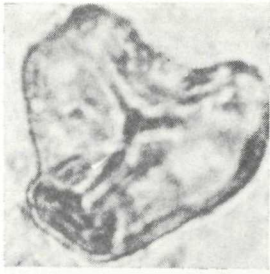
- Obs. 1-2 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 3 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 4 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 5 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 6 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 7 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 8 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 9 *Chrysomelidae* (1875) (1875)

Tab. XLIV *Chrysomelidae*

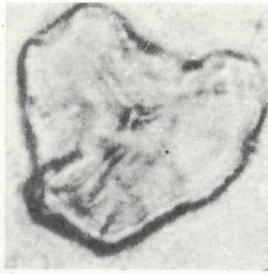
- Obs. 1 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 2 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 3 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 4 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 5 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 6 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 7 *Chrysomelidae* (1875) (1875)
- Obs. 8 *Chrysomelidae* (1875) (1875)

FOTOGRAFICKÁ PRÍLOHA
PHOTOGRAPHS

I — XLIV



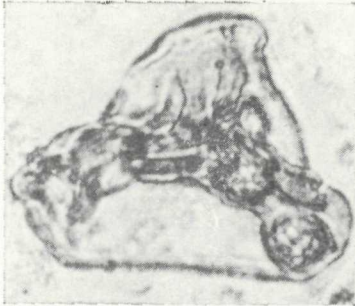
1



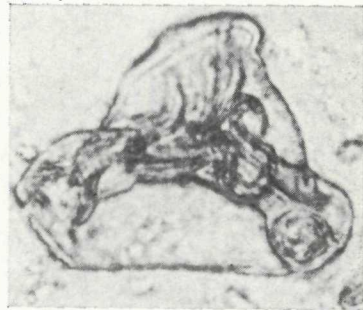
2



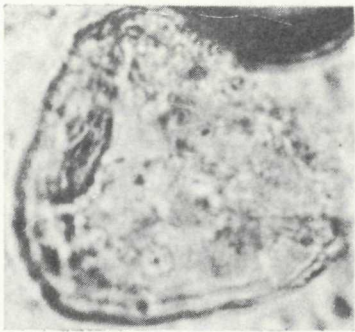
5



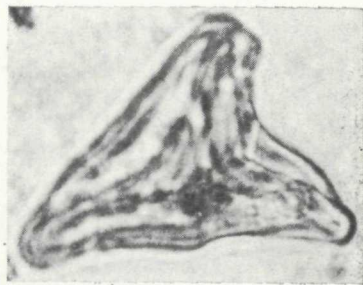
3



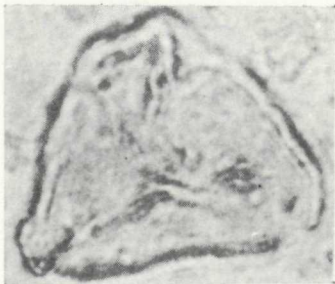
4



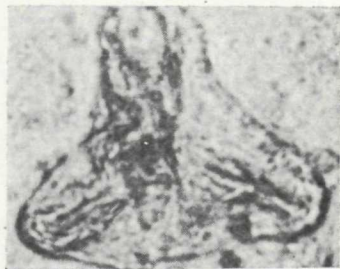
6



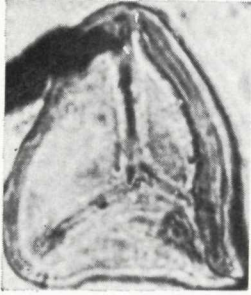
8



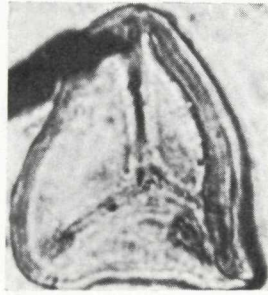
7



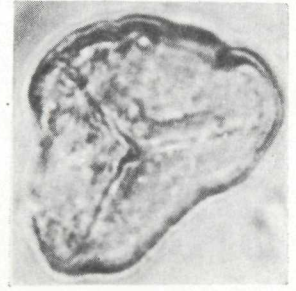
9



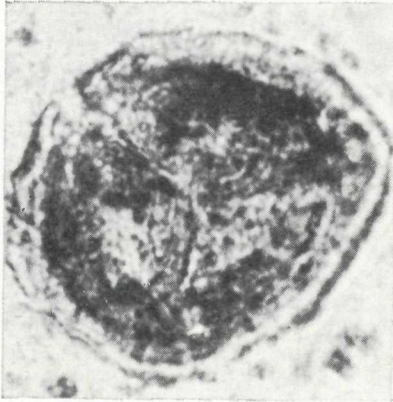
1



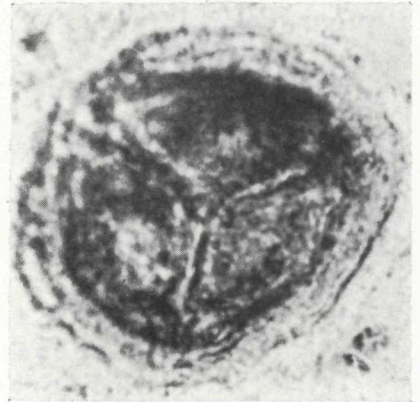
2



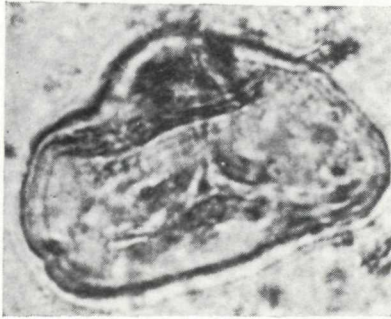
3



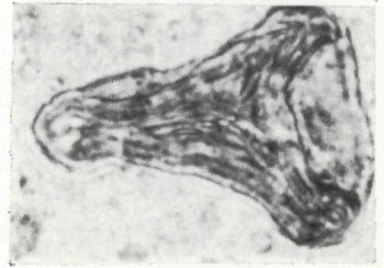
5



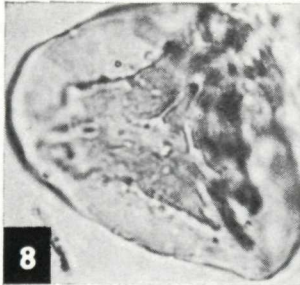
6



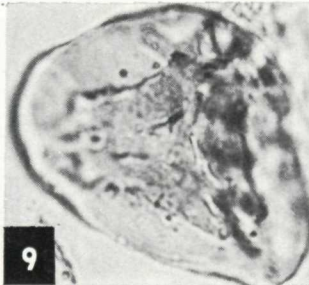
4



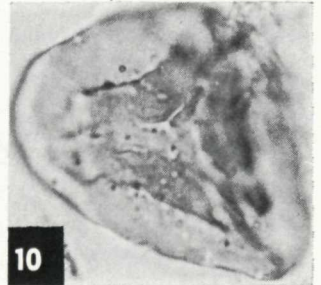
7



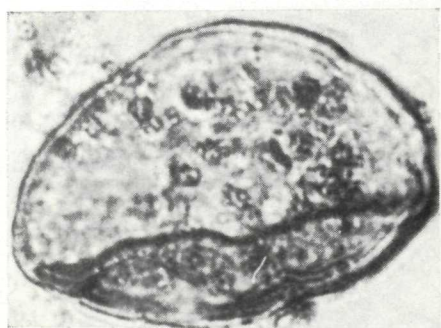
8



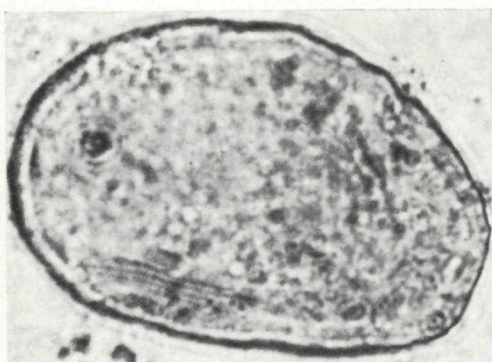
9



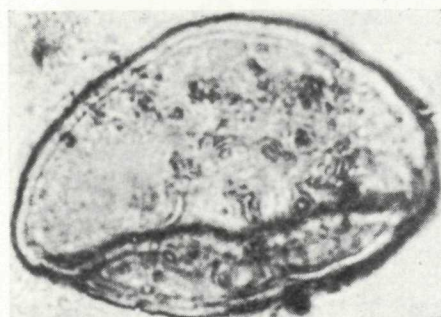
10



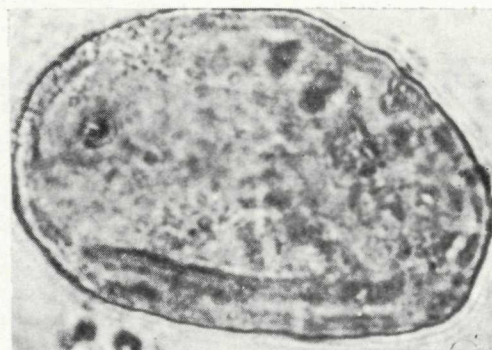
1



3



2



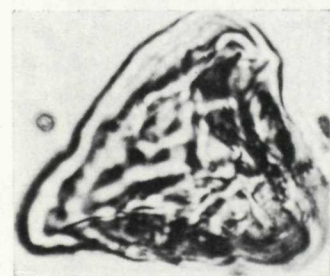
4



6



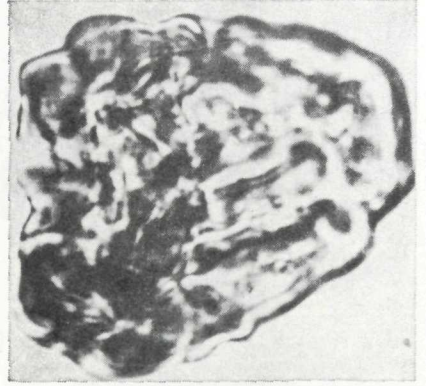
5



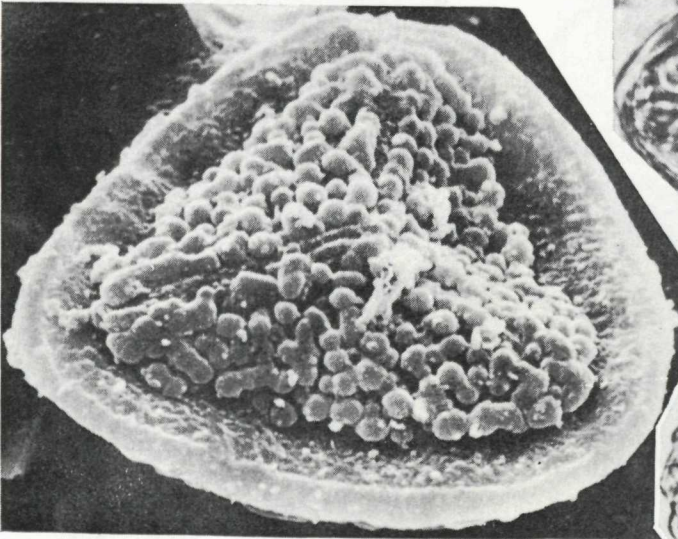
7



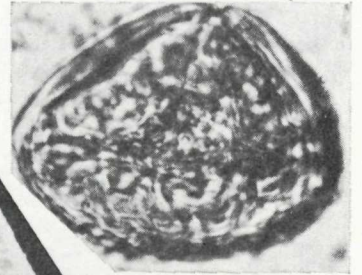
1



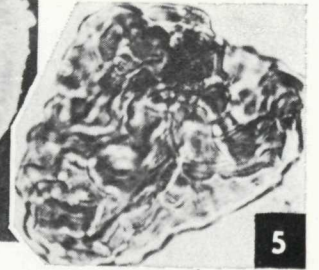
2



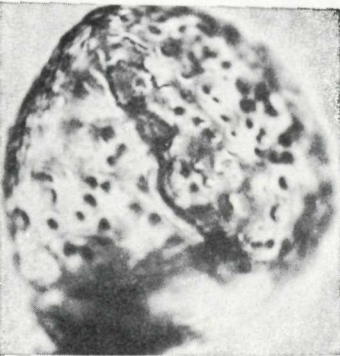
4



3



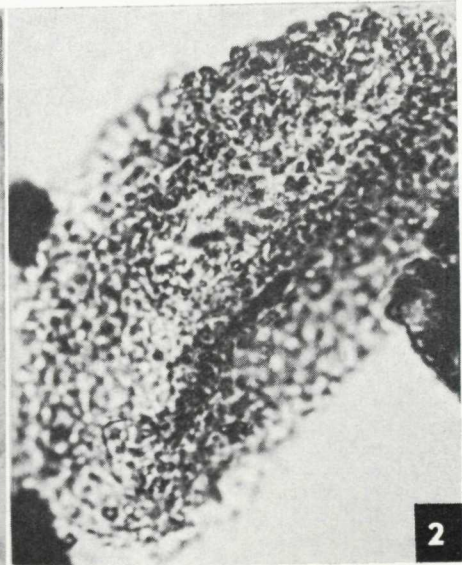
5



6



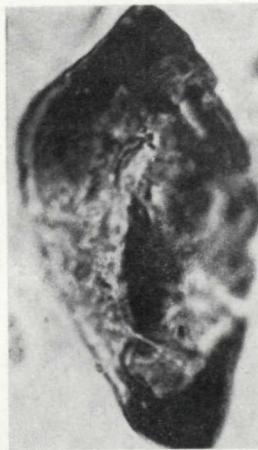
7



2



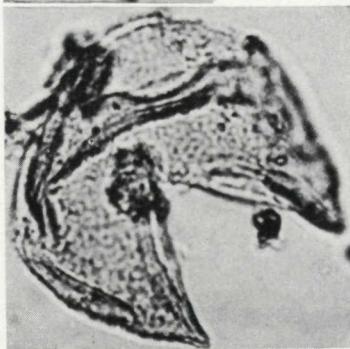
3



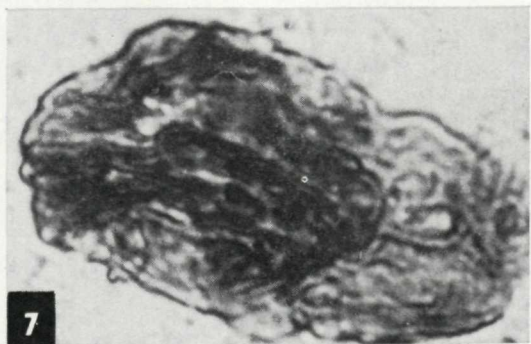
6



4



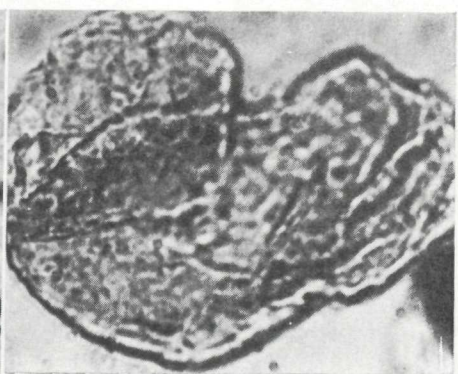
5



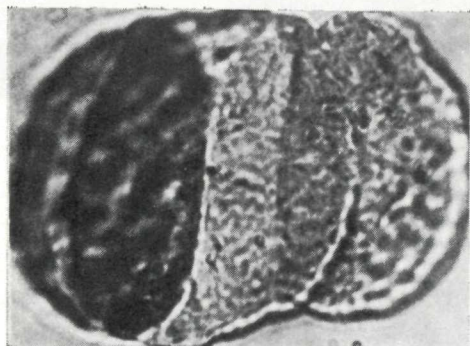
7



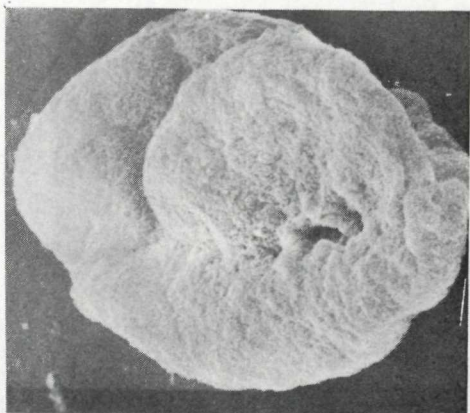
1



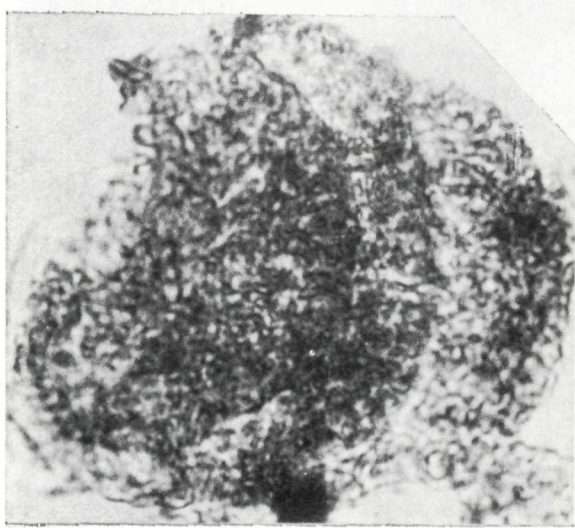
6



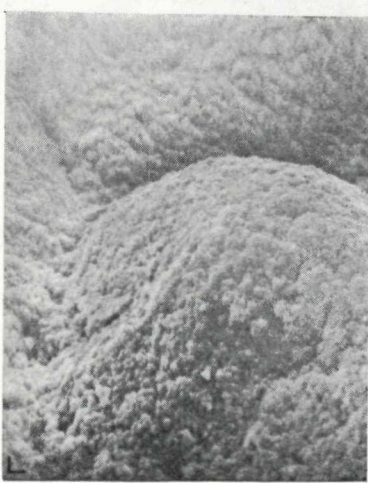
5



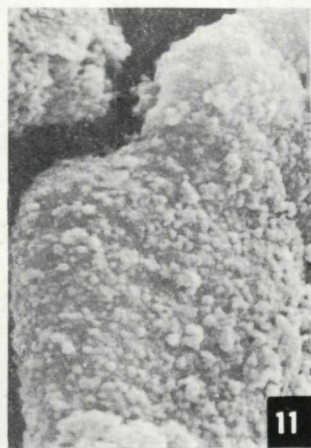
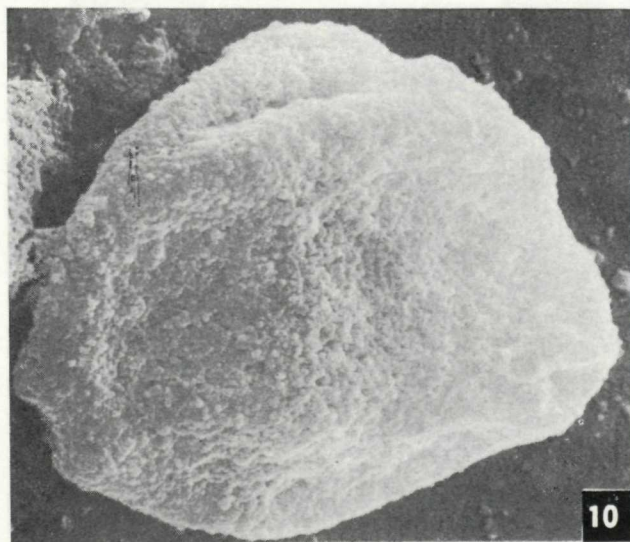
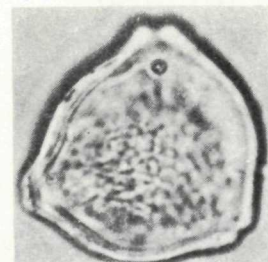
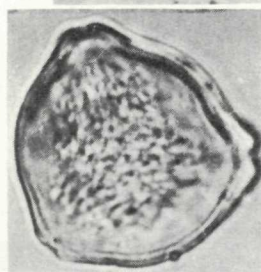
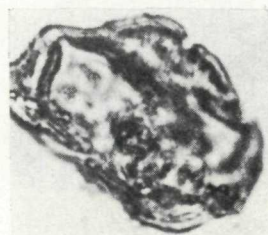
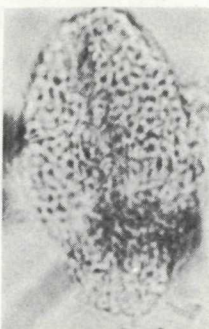
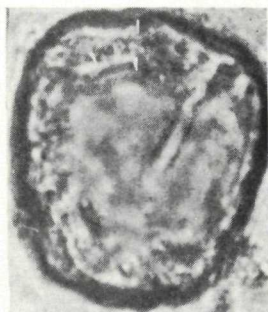
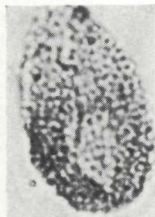
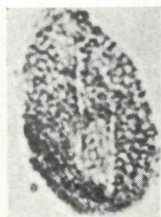
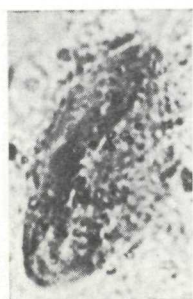
2

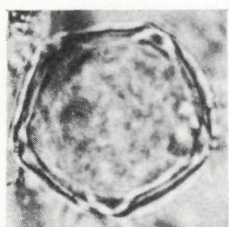


4

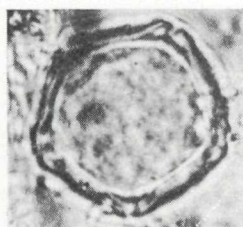


3





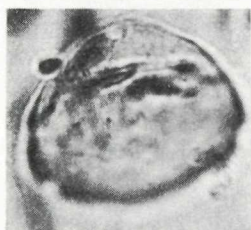
1



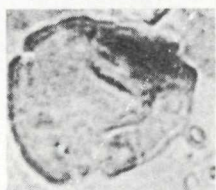
2



3



4



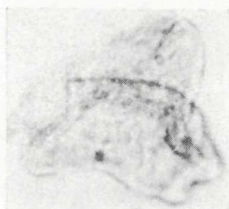
5



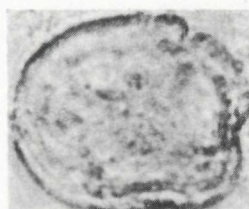
6



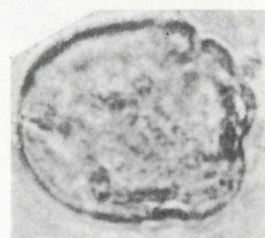
7



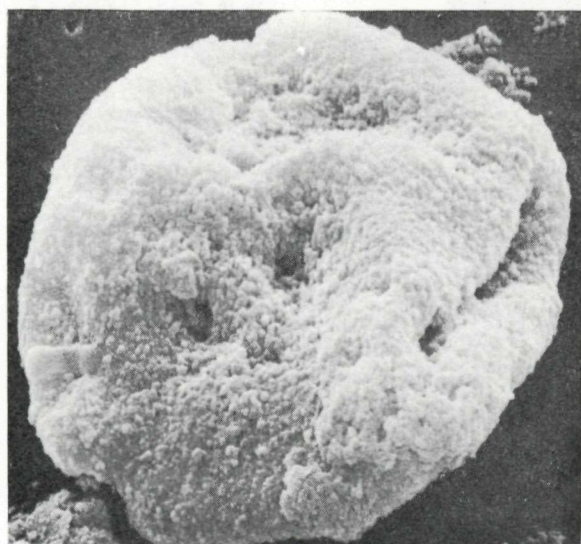
8



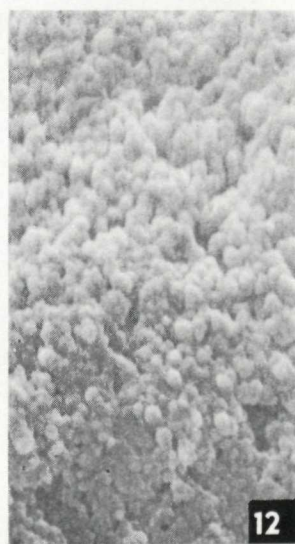
9



10



11



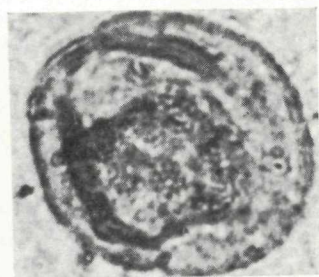
12



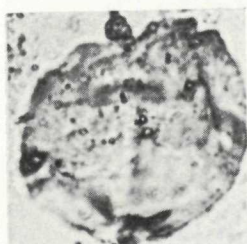
1



2



3



4



6



7

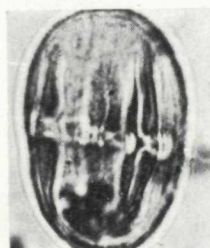


8



5

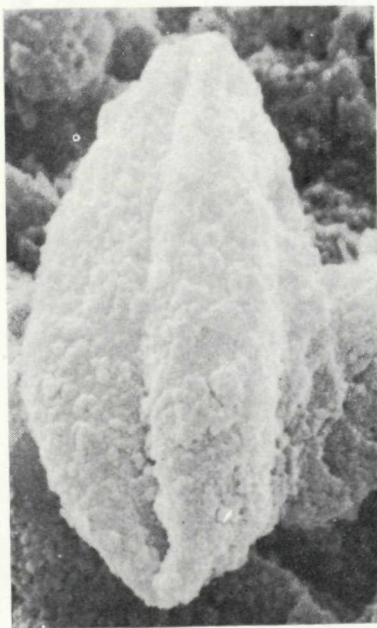
13



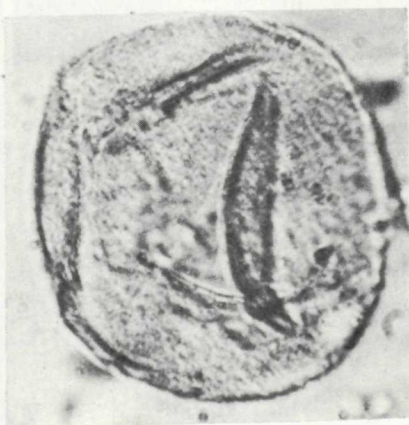
10



11

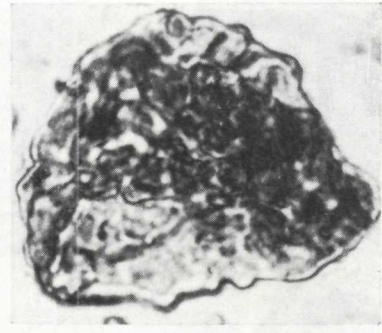
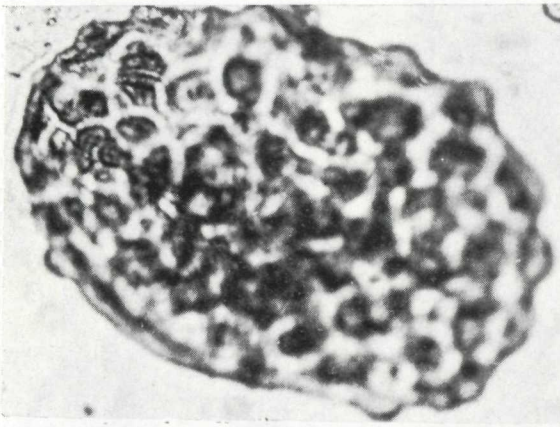


12



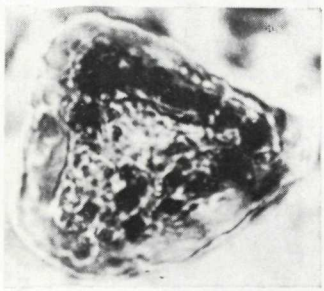
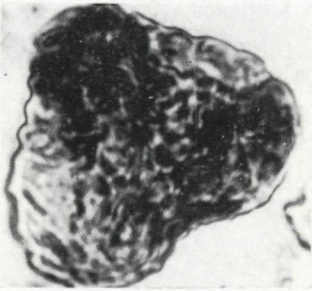
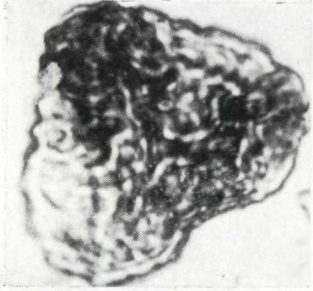
9





1

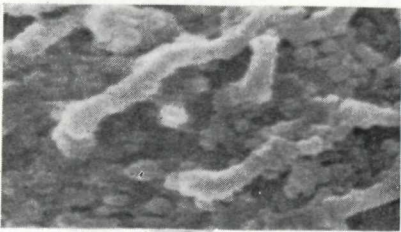
2



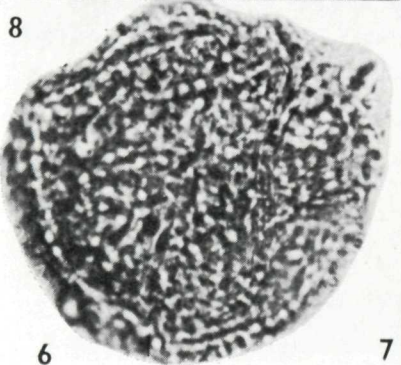
3

4

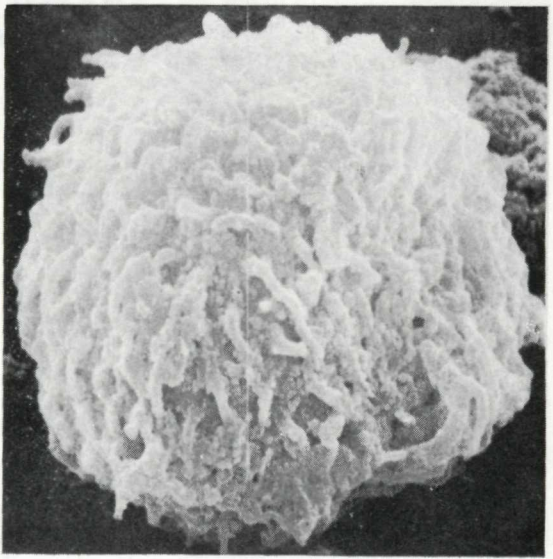
5



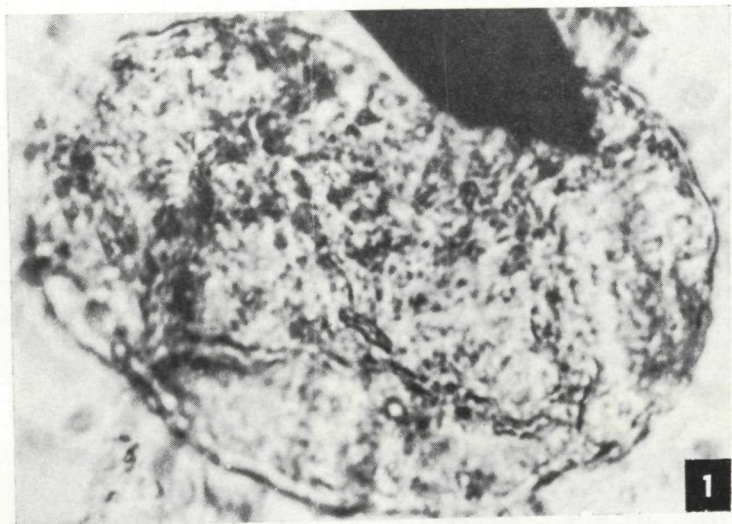
8



6



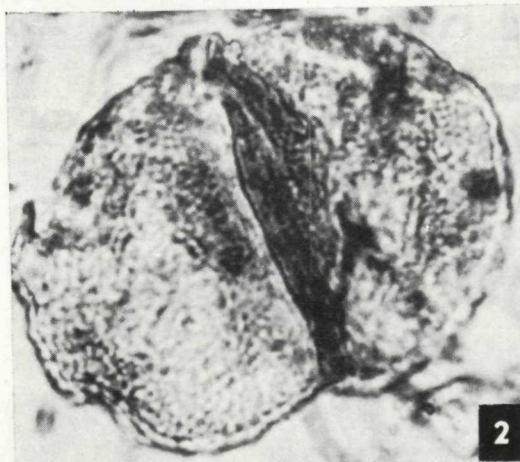
7



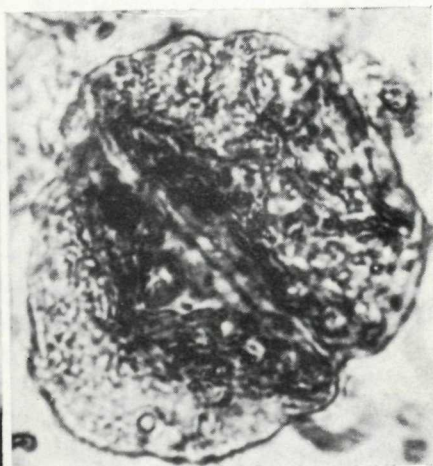
1



5



2



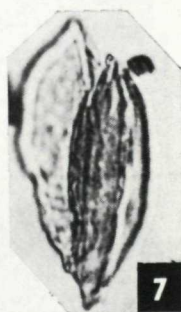
3



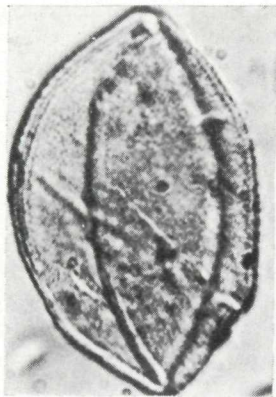
4



6



7



1



2



3



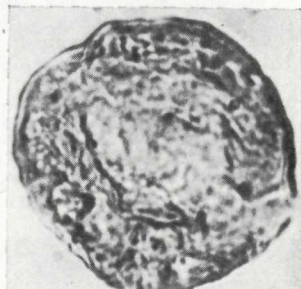
4



5



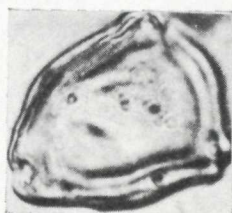
6



7



8



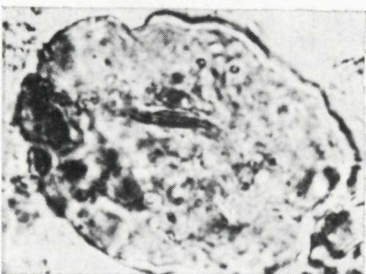
9



10



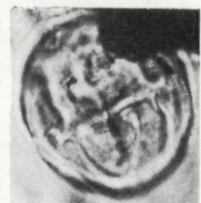
11



12



13



14



15



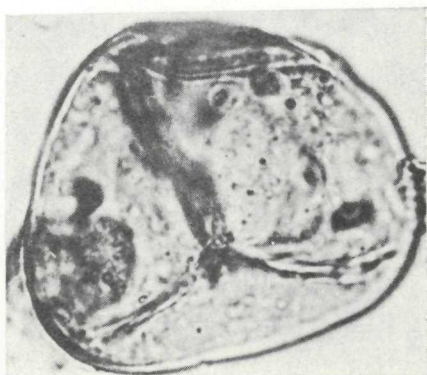
16



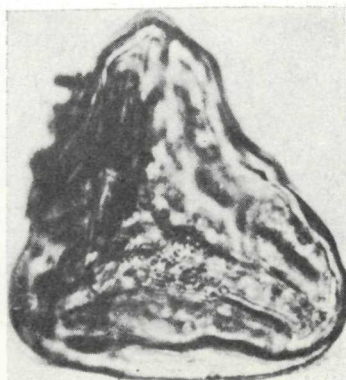
17



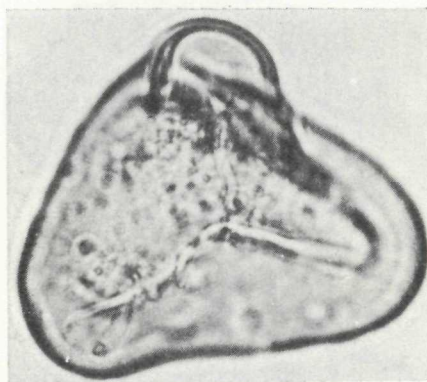
18



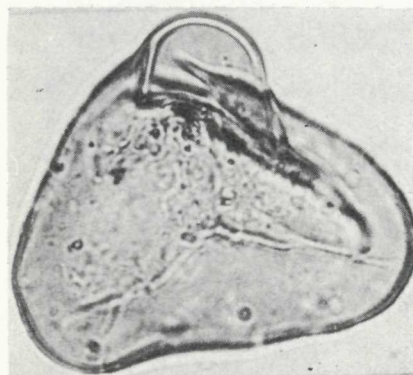
1



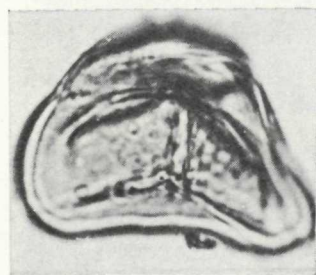
2



3



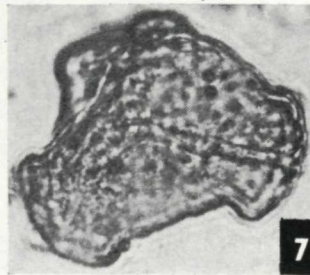
4



5



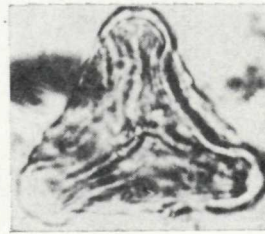
6



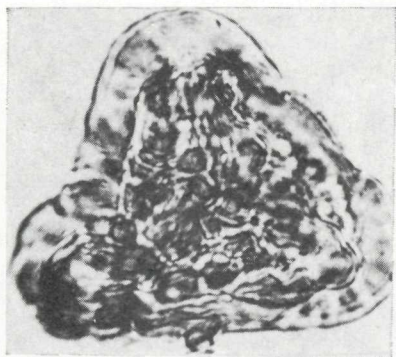
7



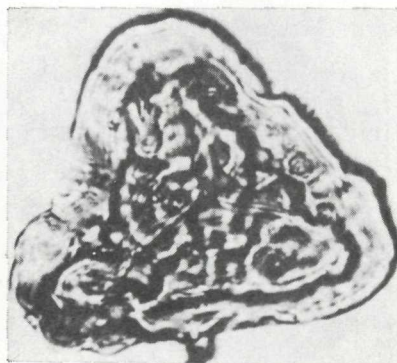
8



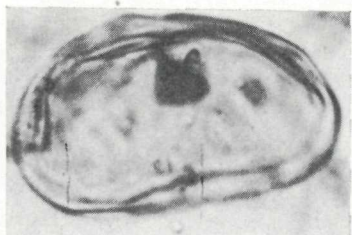
9



1



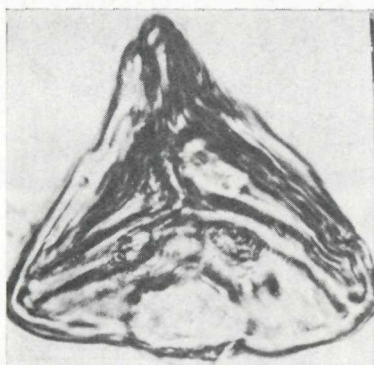
2



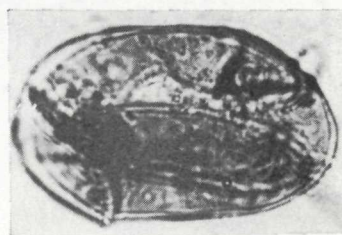
3



4



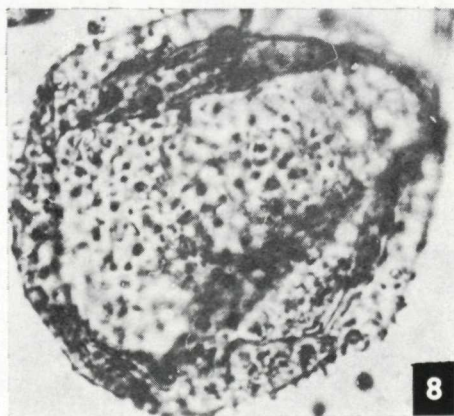
6



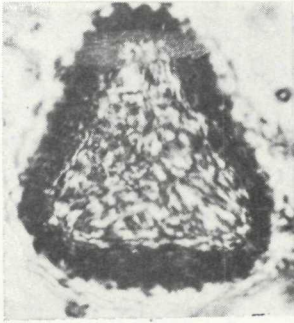
5



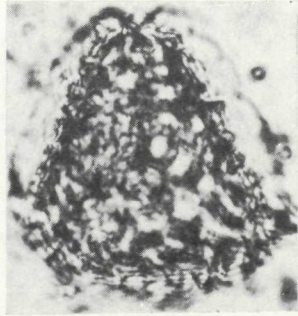
7



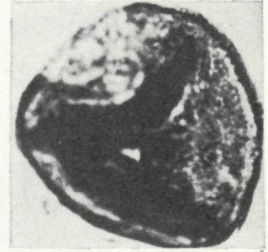
8



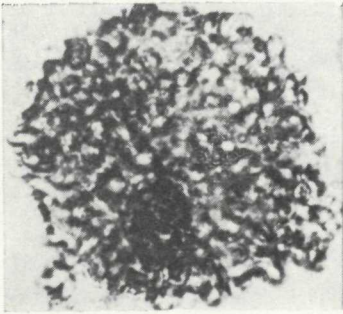
1



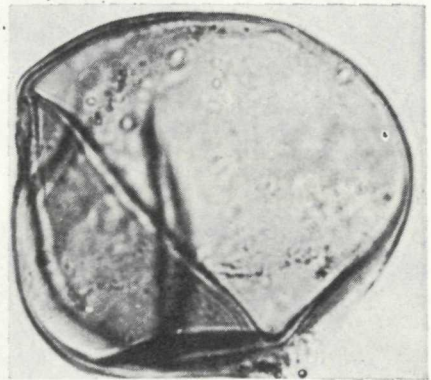
2



4



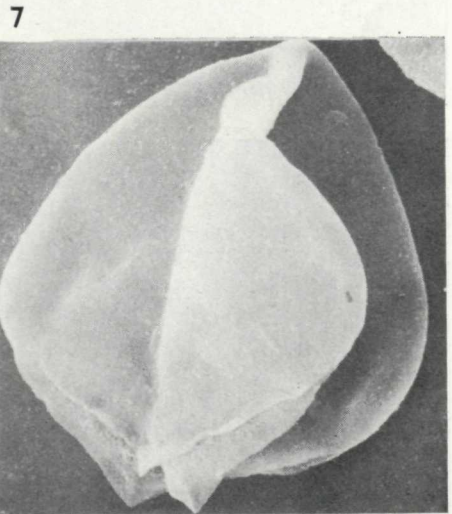
3



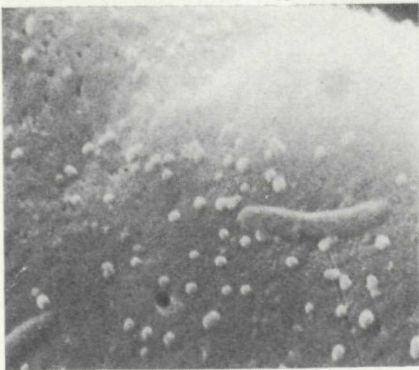
6



5



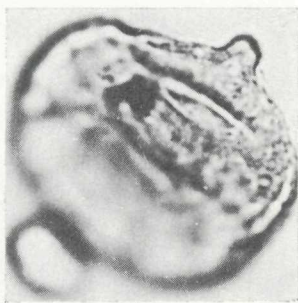
7



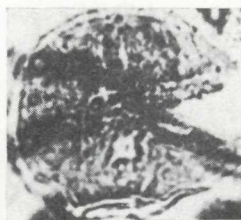
8



1



2



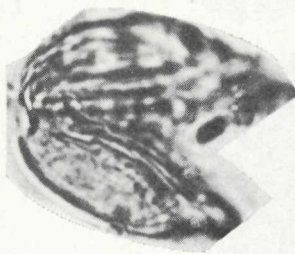
5



3



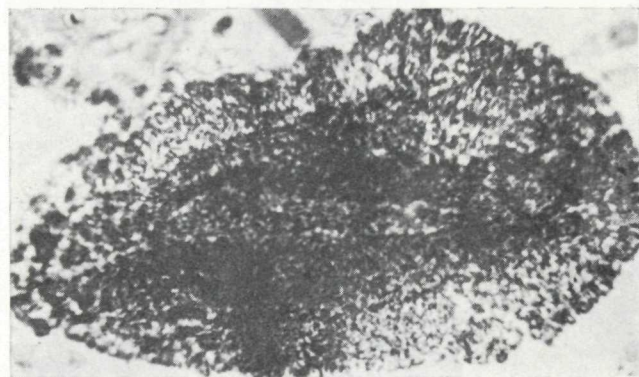
4



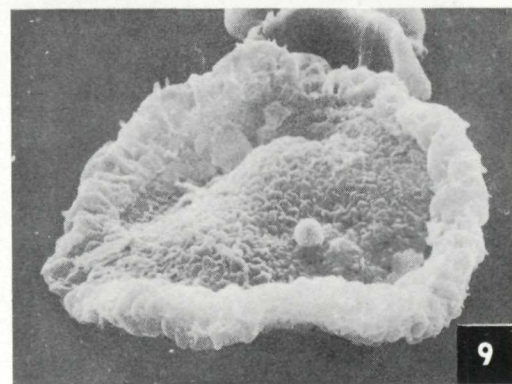
7



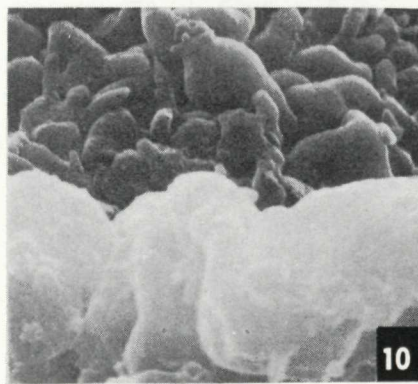
6



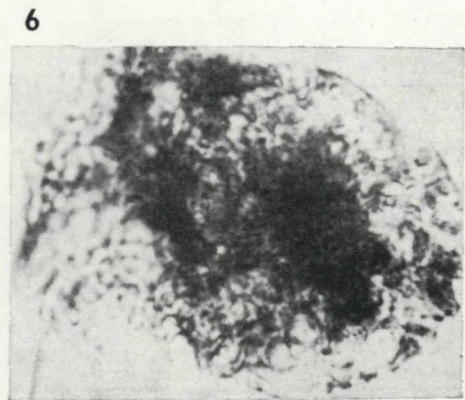
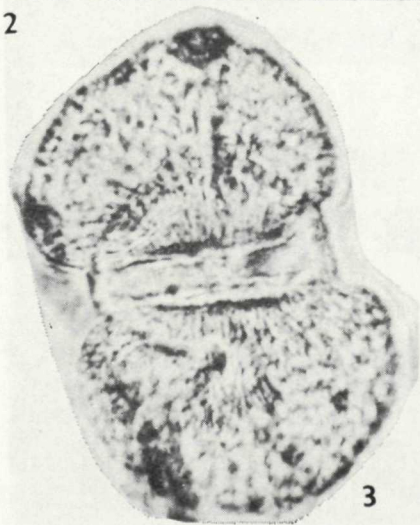
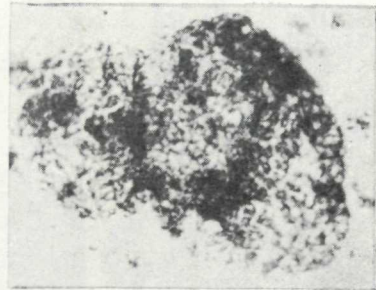
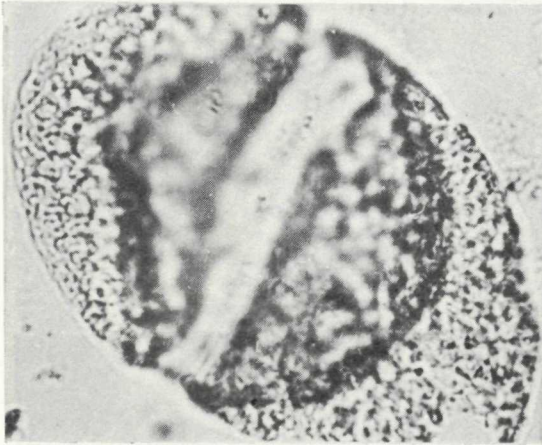
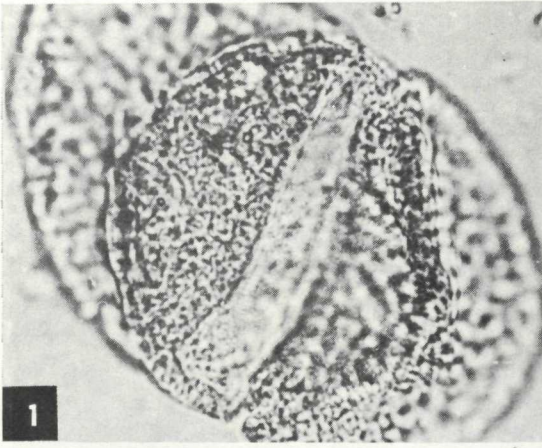
8

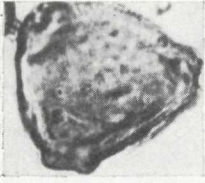


9



10

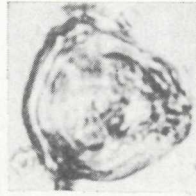




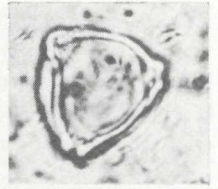
1



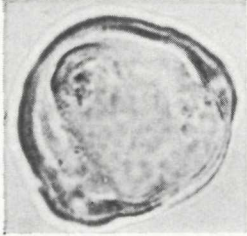
2



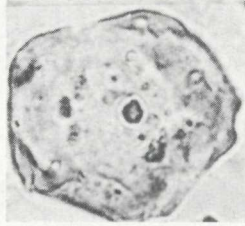
3



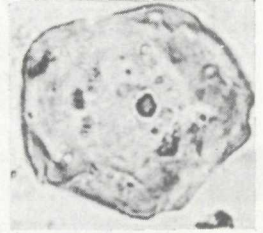
4



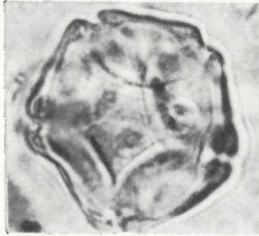
5



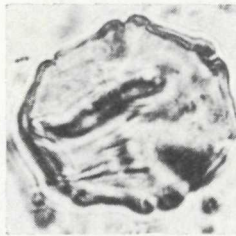
6



7



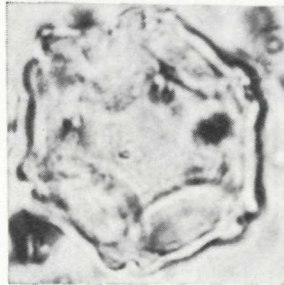
8



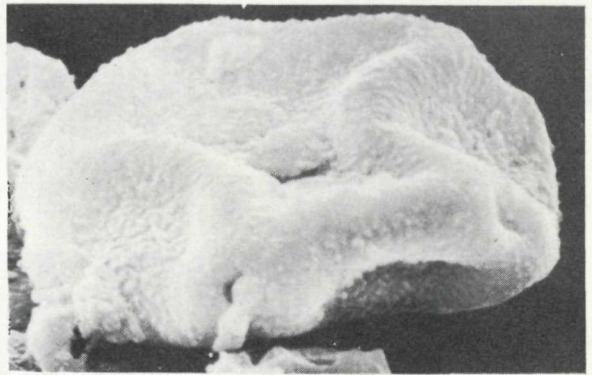
9



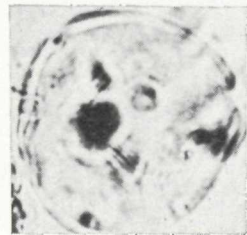
10



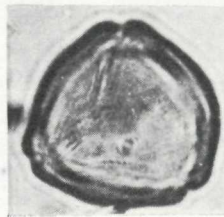
11



12

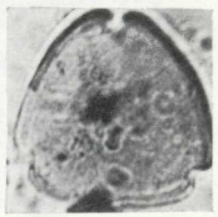


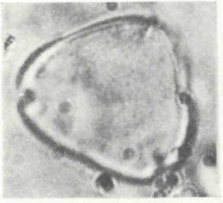
13



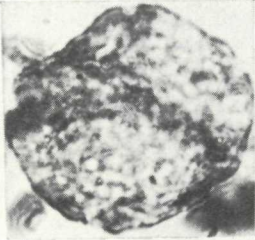
14

15





1



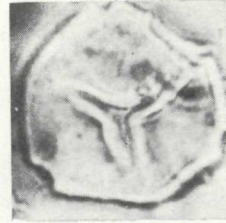
2



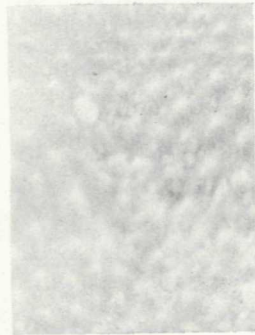
3



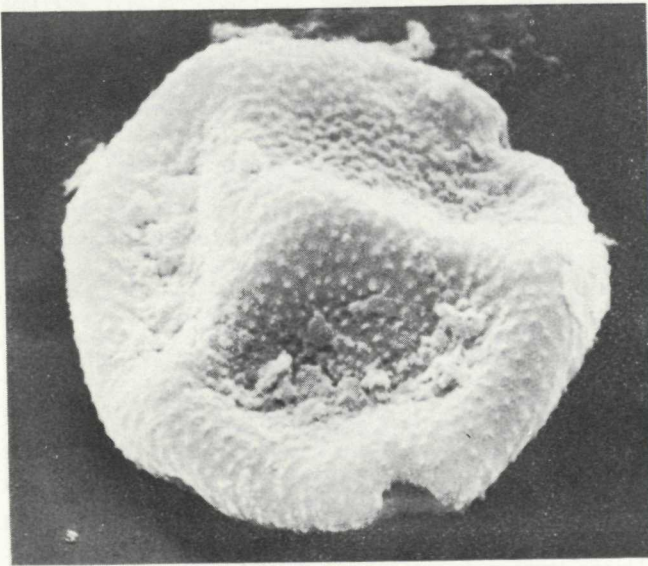
4



5

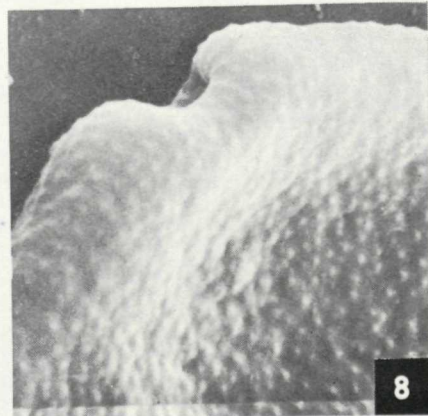
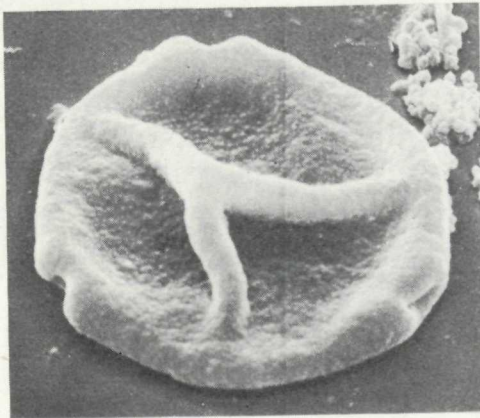


9



6

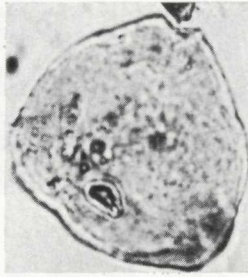
7



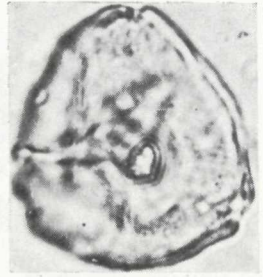
8



1



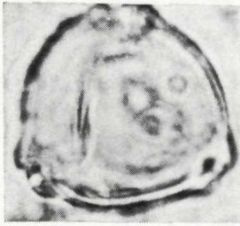
2



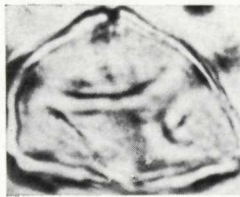
3



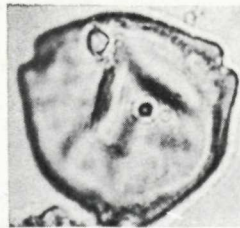
4



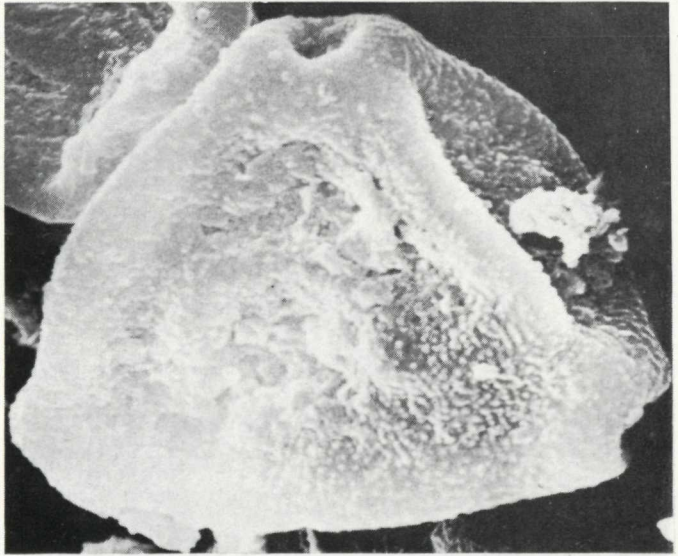
5



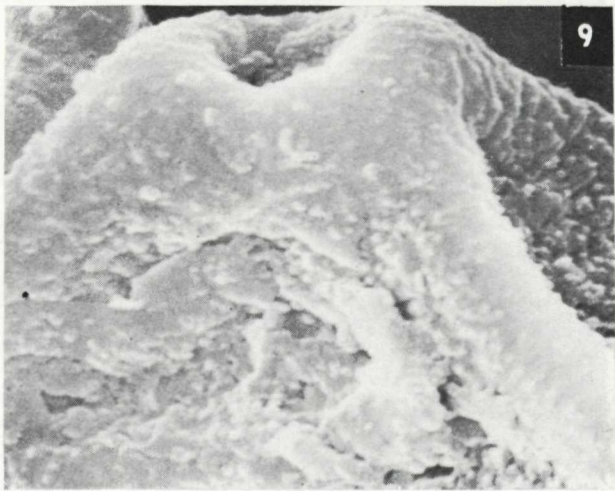
6



7



8



9



1



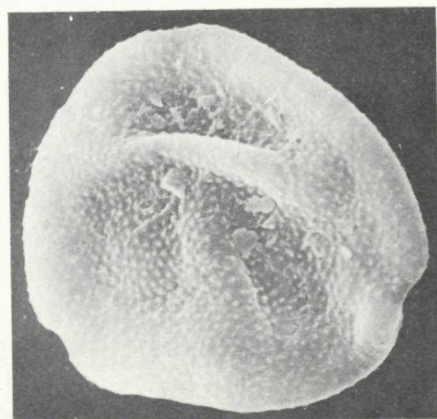
2



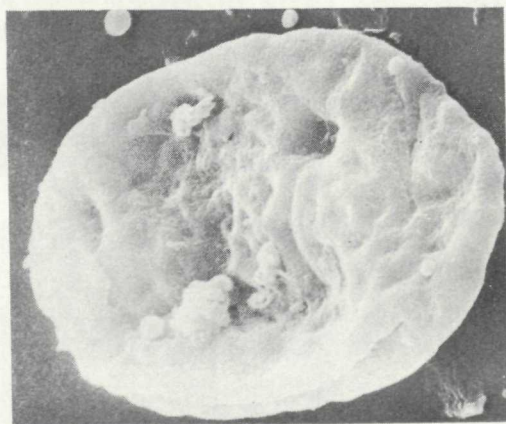
4



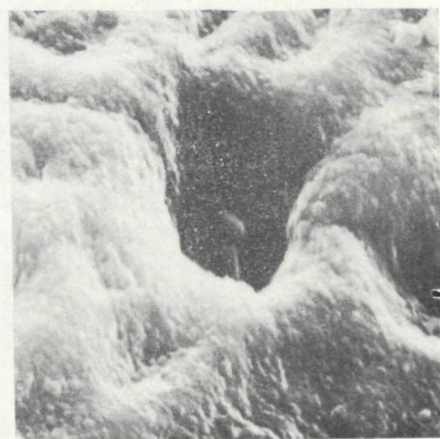
5



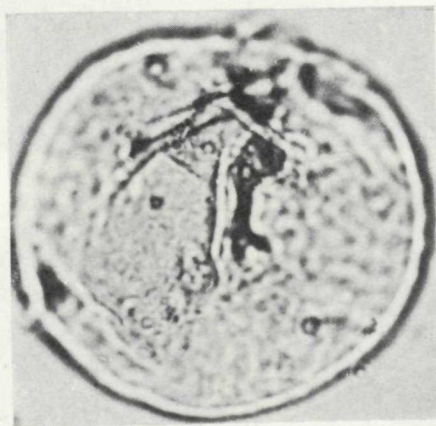
3



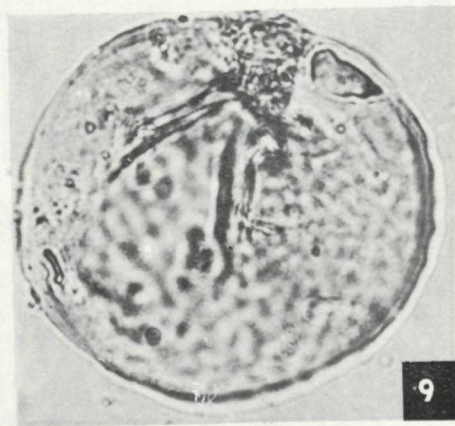
6



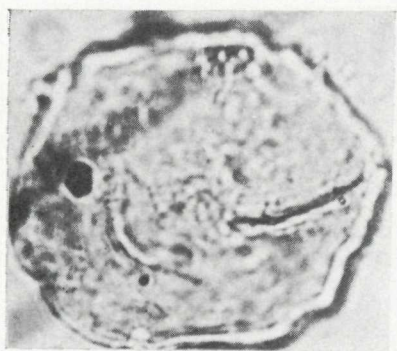
7



8



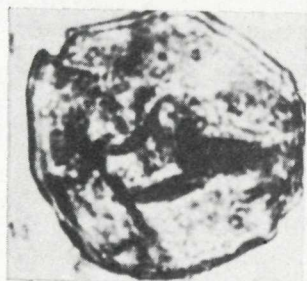
9



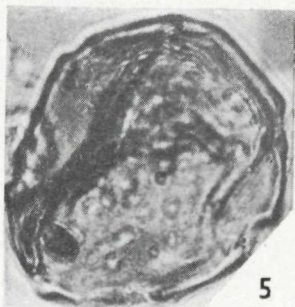
1



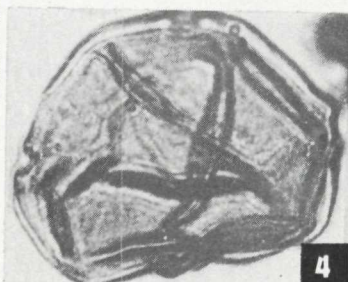
2



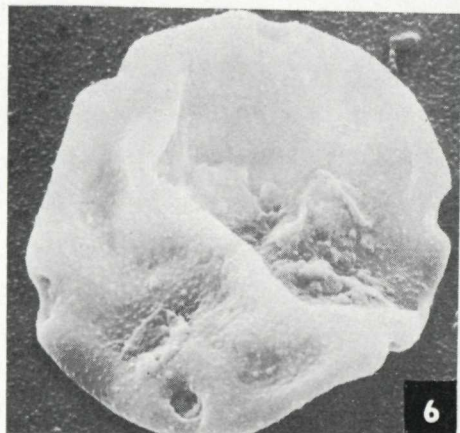
3



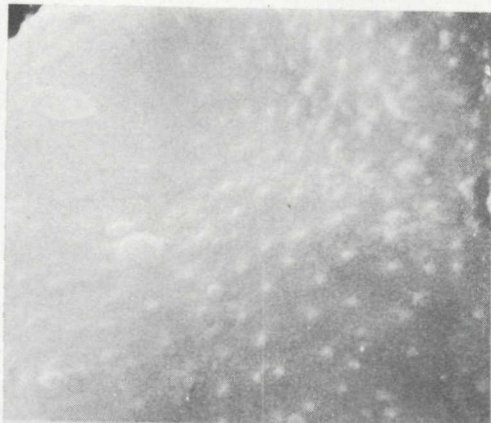
5



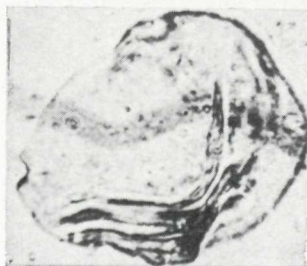
4



6



7



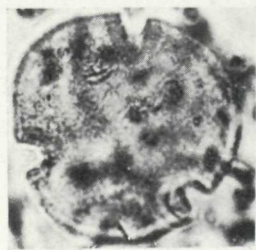
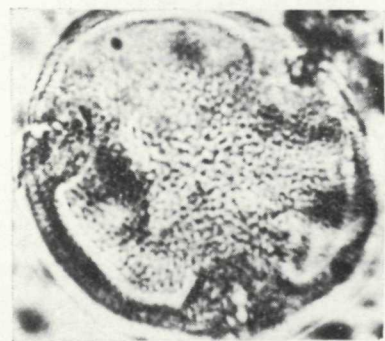
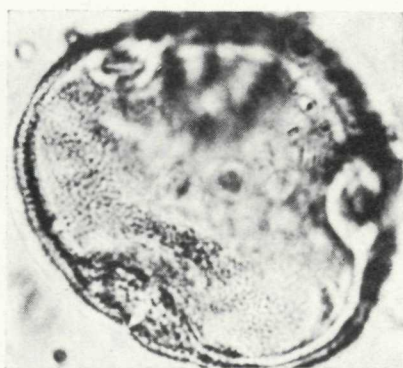
8

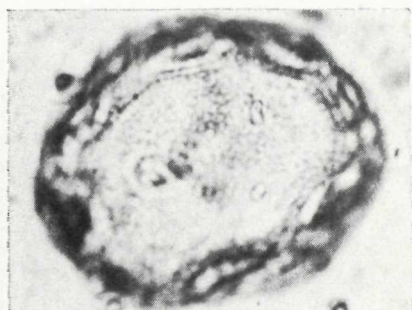


10

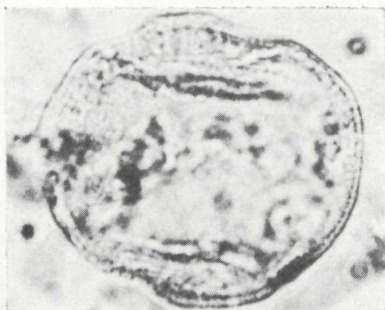
9



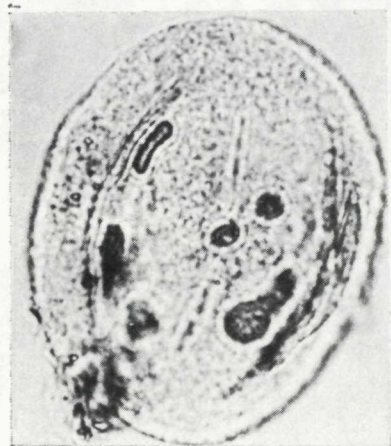




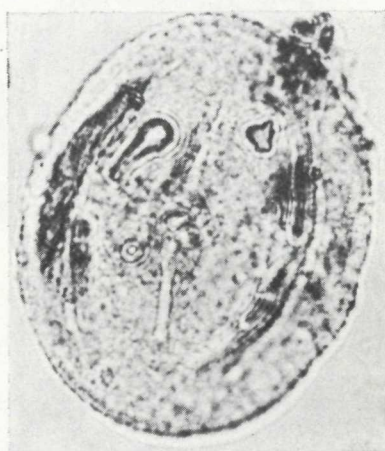
1



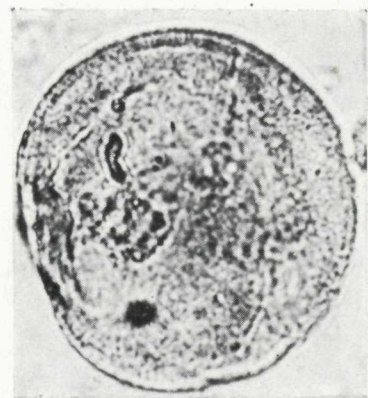
2



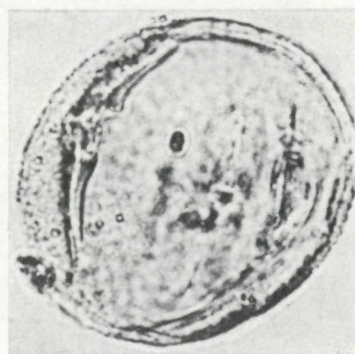
3



4



5



6



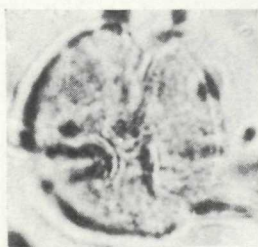
1



2



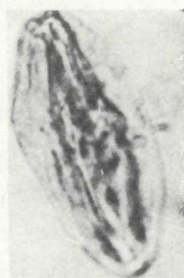
3



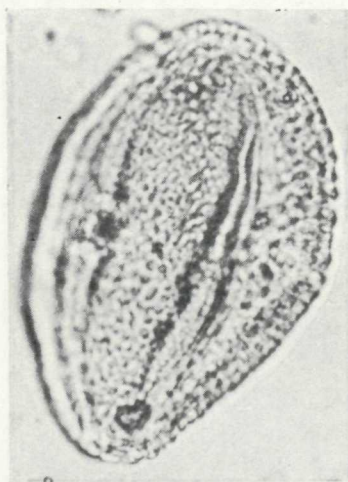
4



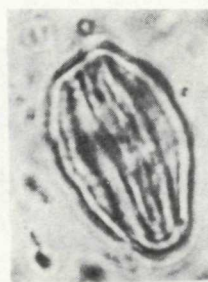
8



12



5



9



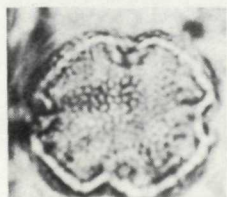
13



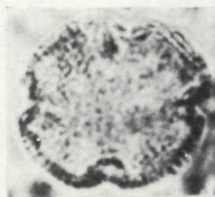
14



15



6



7



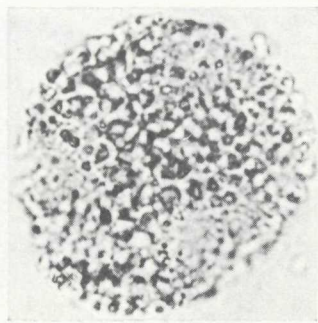
10



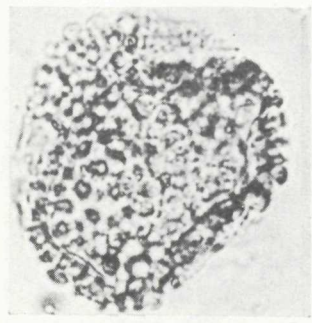
11



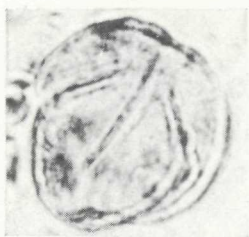
1



2



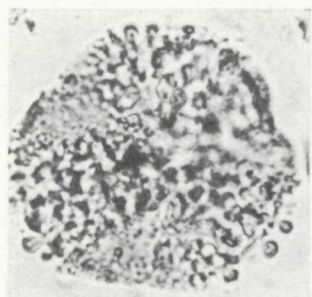
3



5



7



4



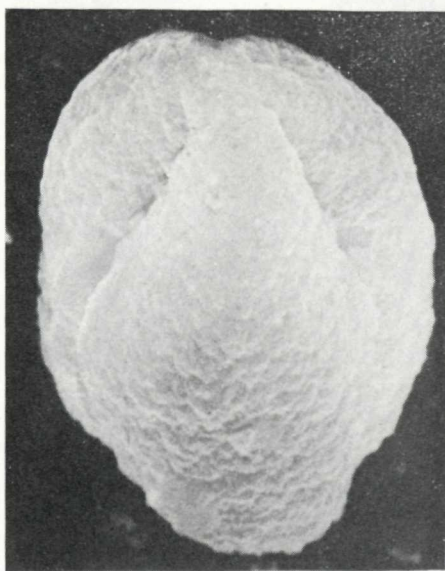
10



13



8



6



11



9



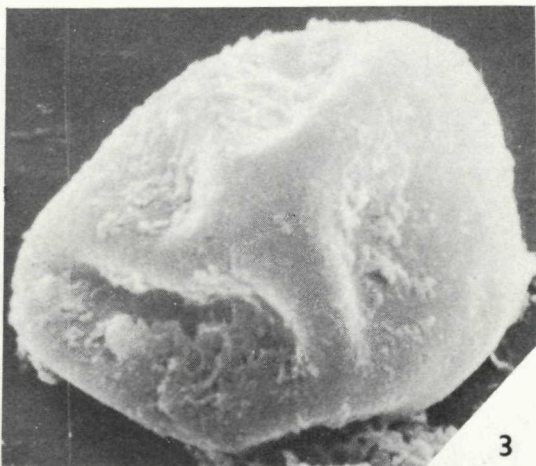
12



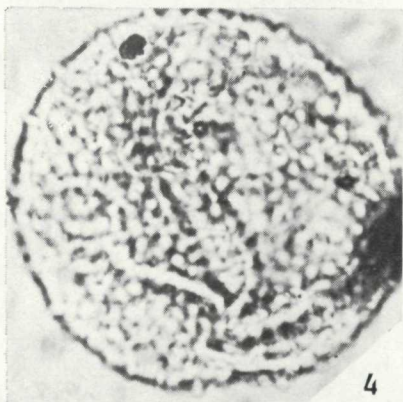
1



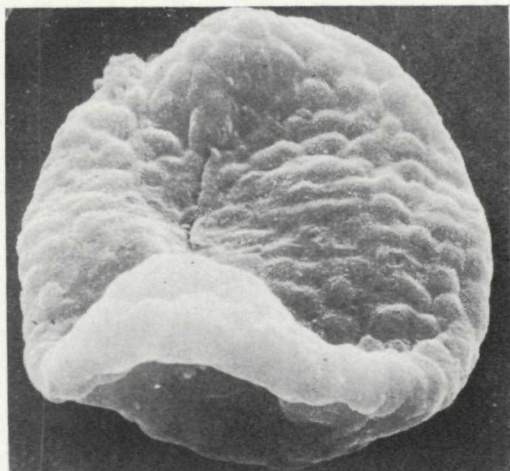
2



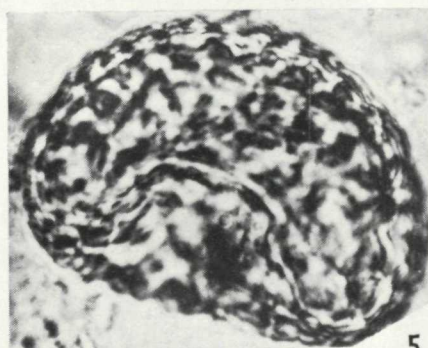
3



4



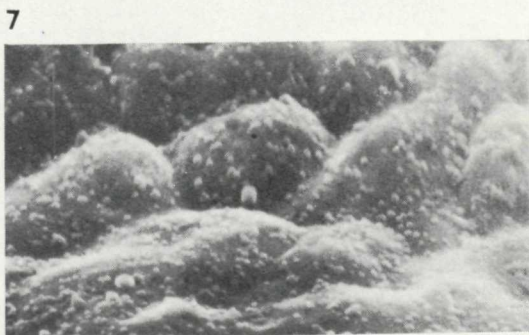
6



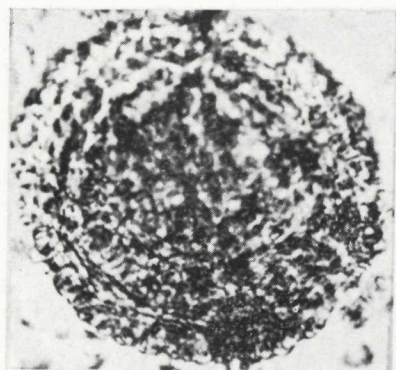
5



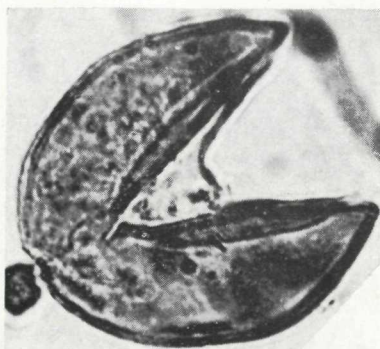
8



7



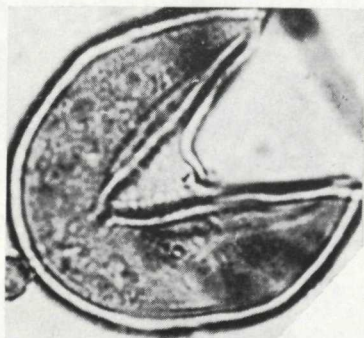
1



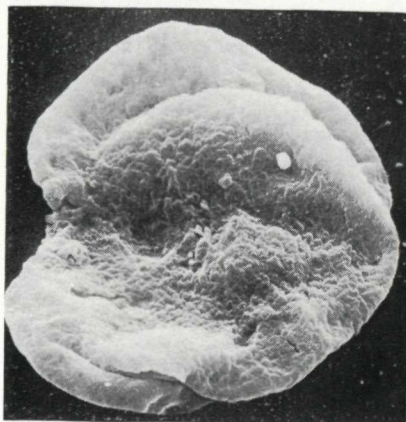
2



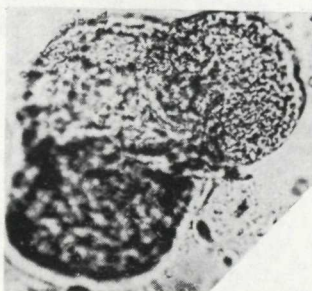
4



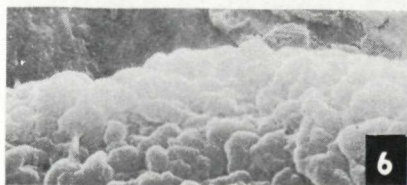
3



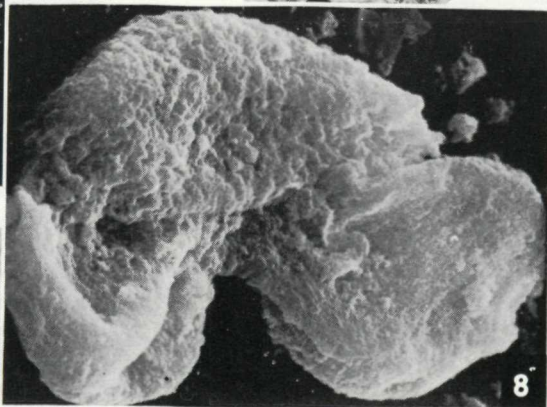
5



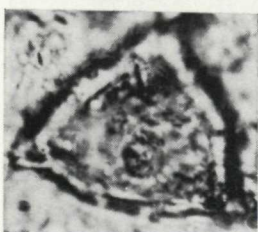
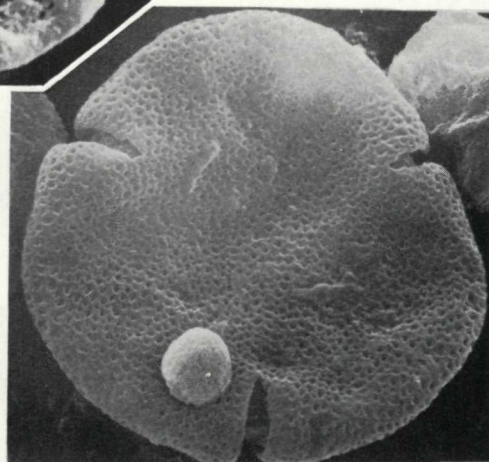
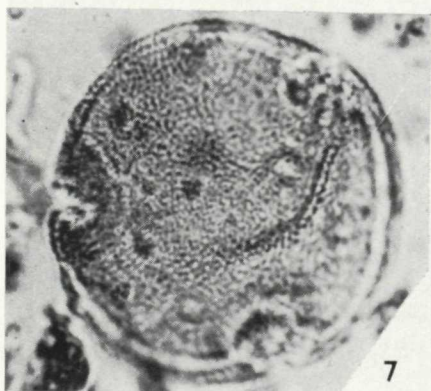
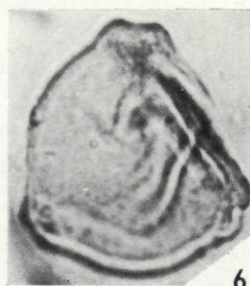
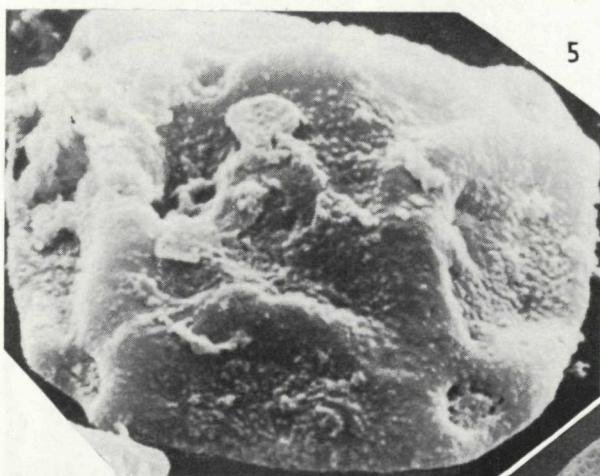
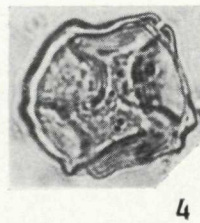
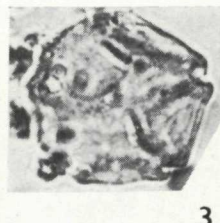
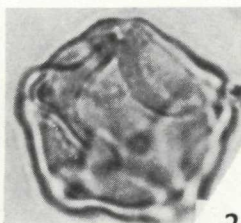
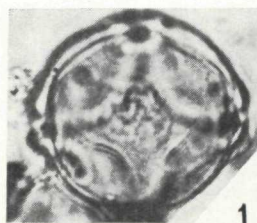
7



6

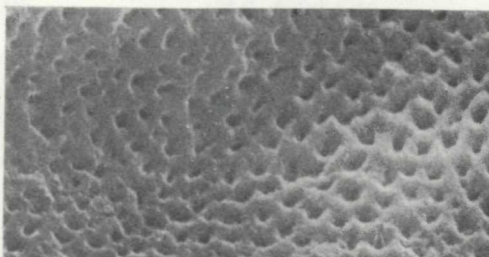


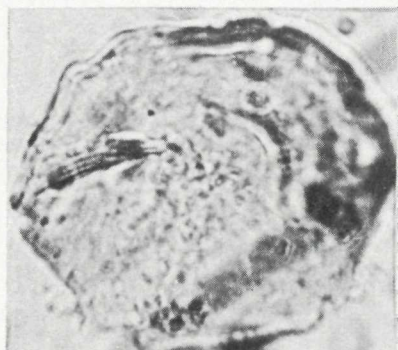
8



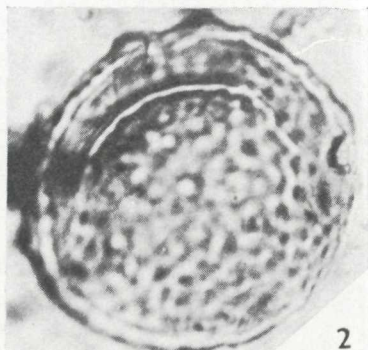
10

9





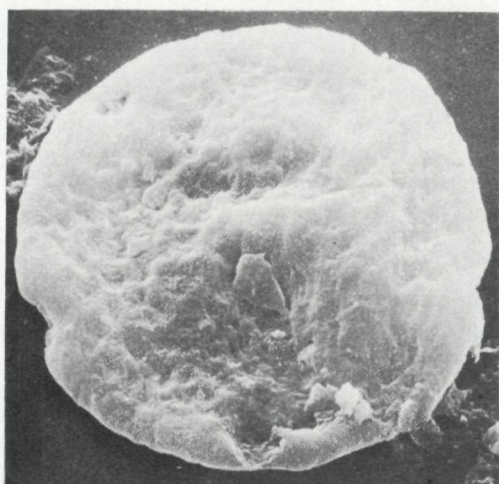
1



2



4



3



5

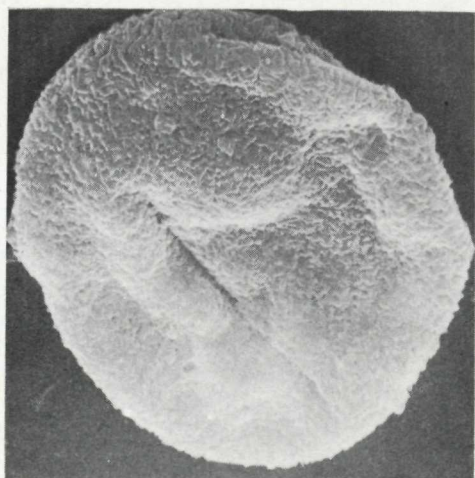


6

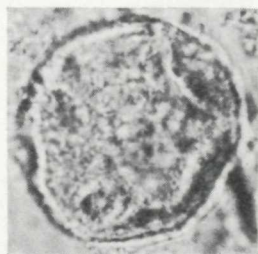
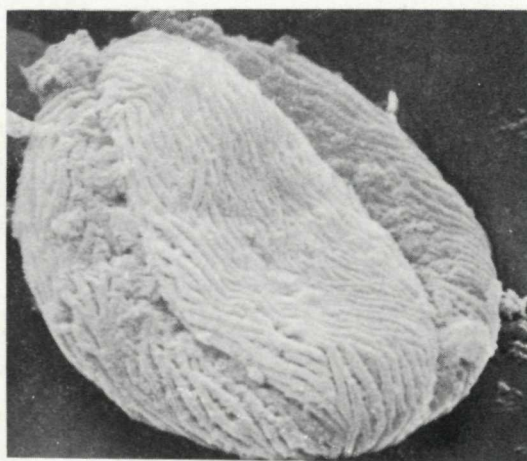
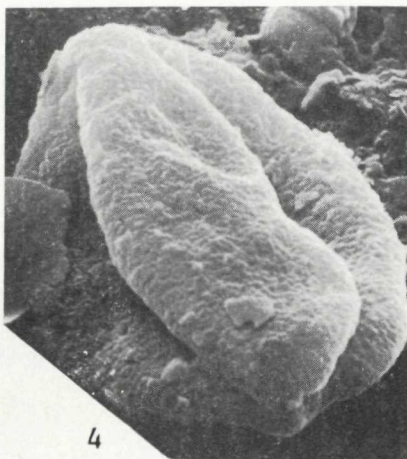
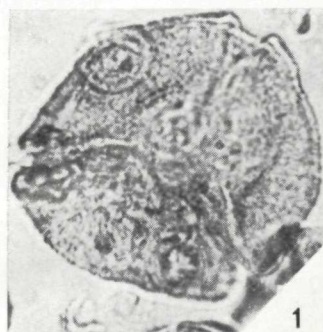


7

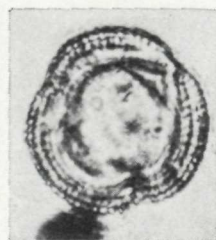
8

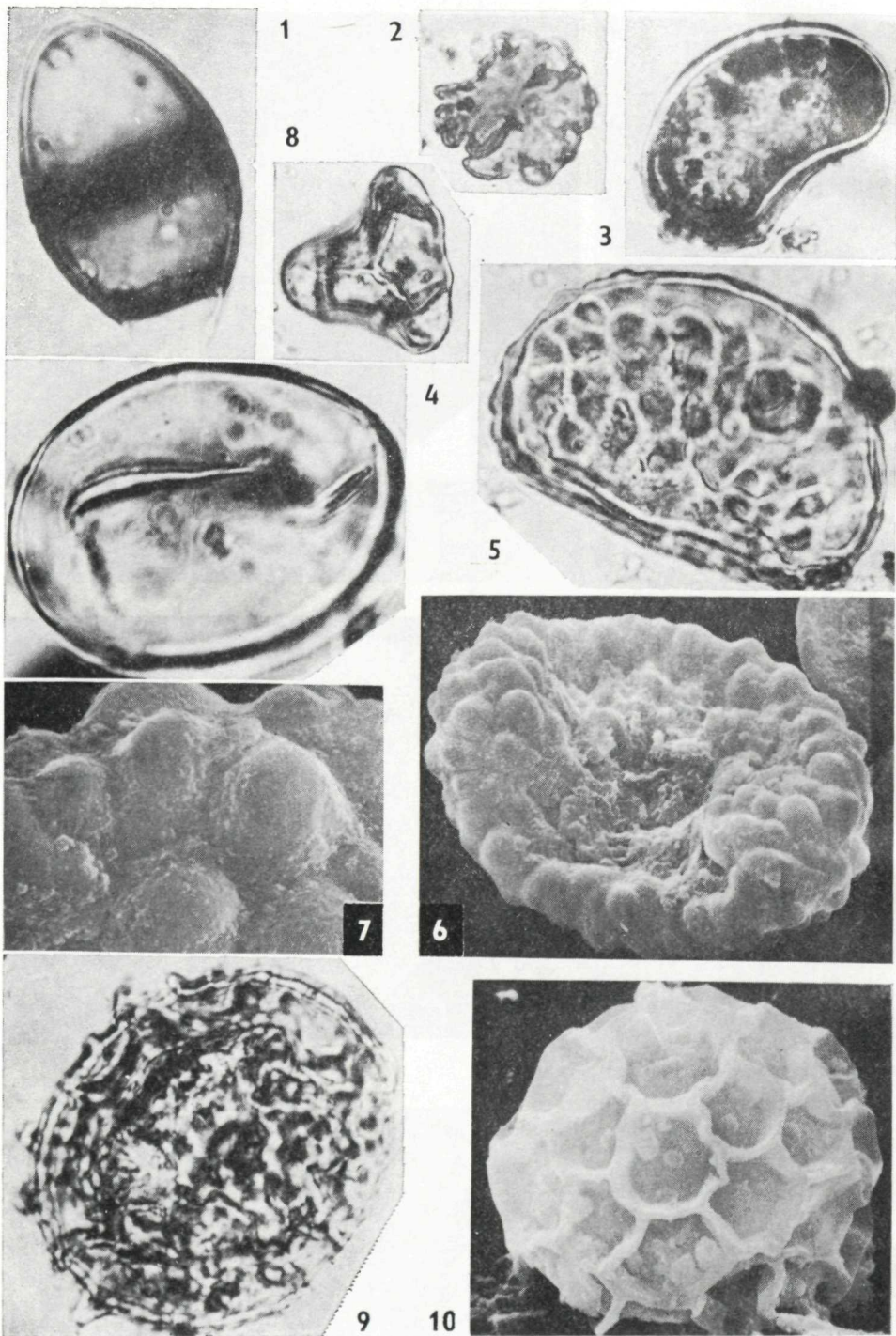


9



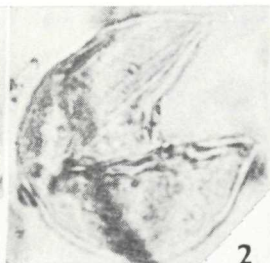
11



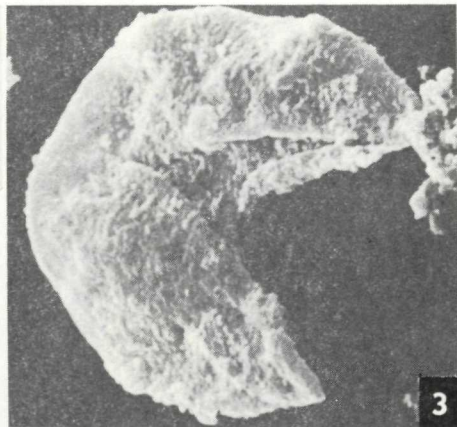




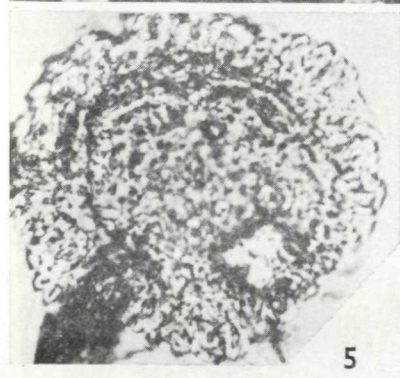
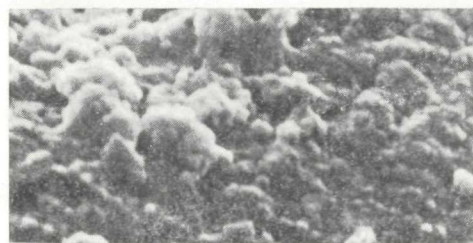
1



2

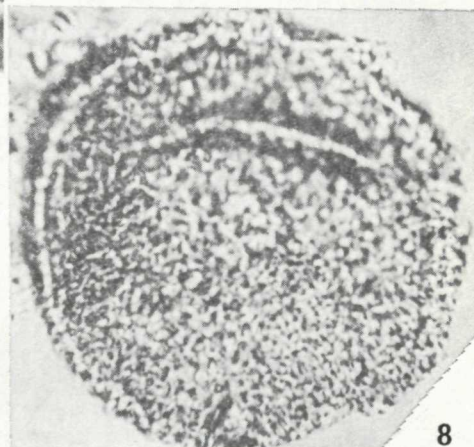


3

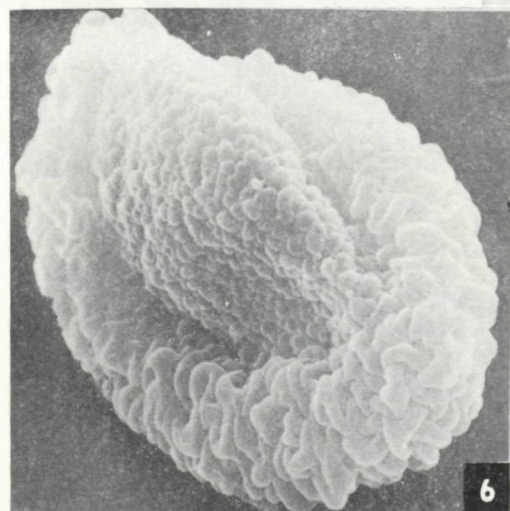


5

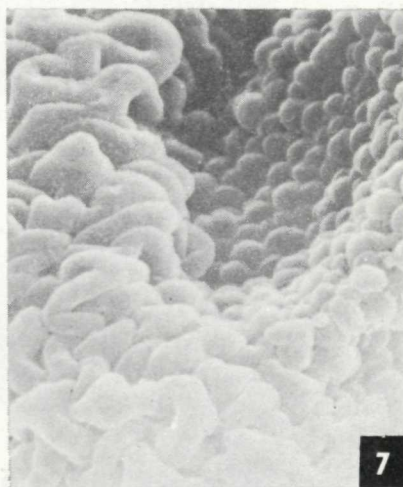
4



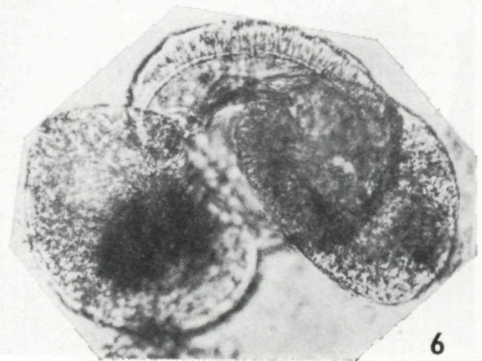
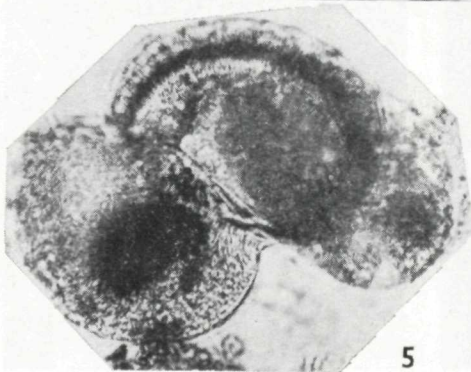
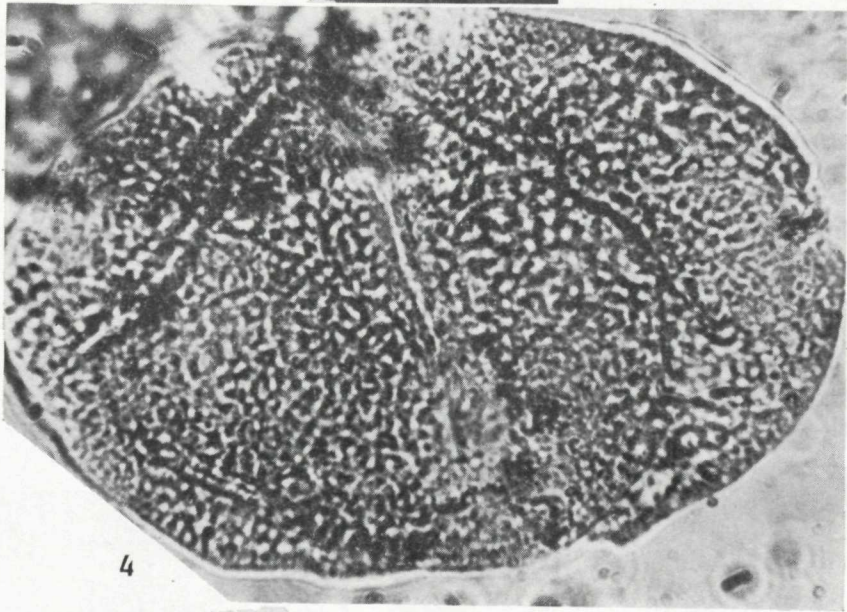
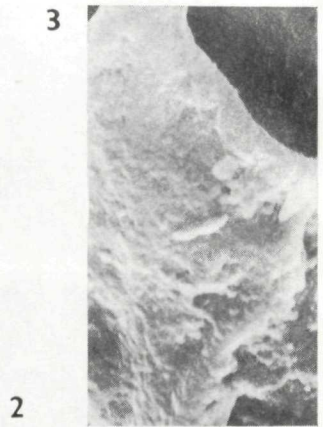
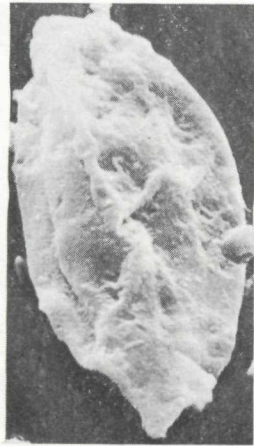
8



6

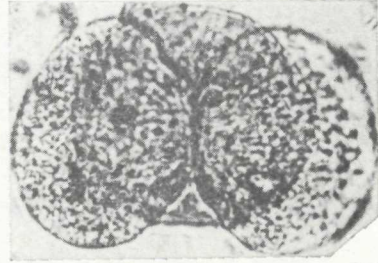


7

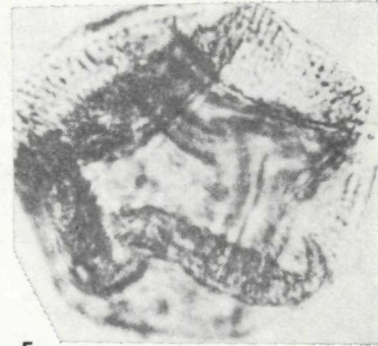




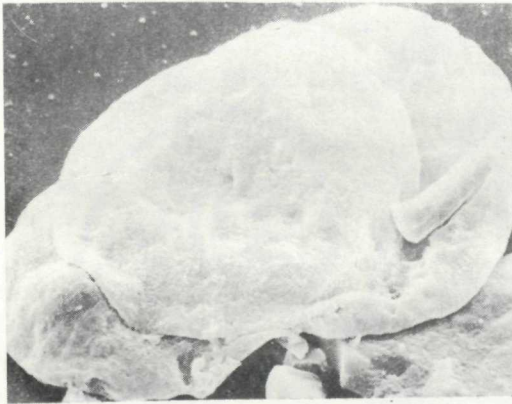
1



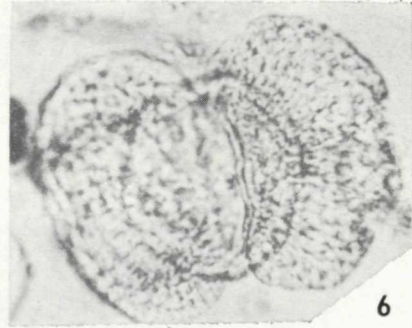
4



5



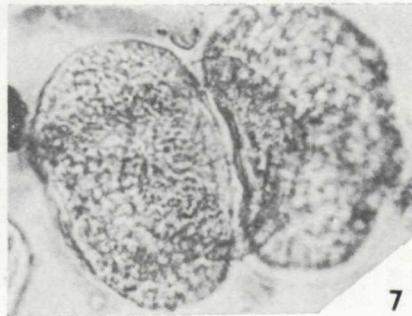
2



6



3



7



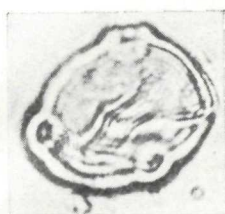
1



2



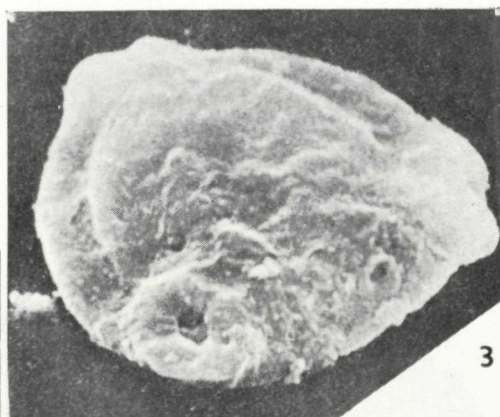
3



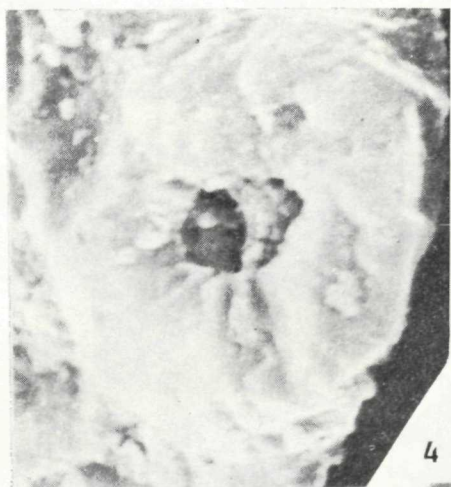
1



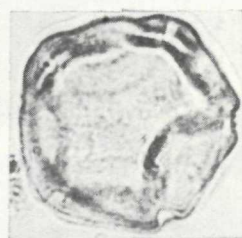
2



3



4



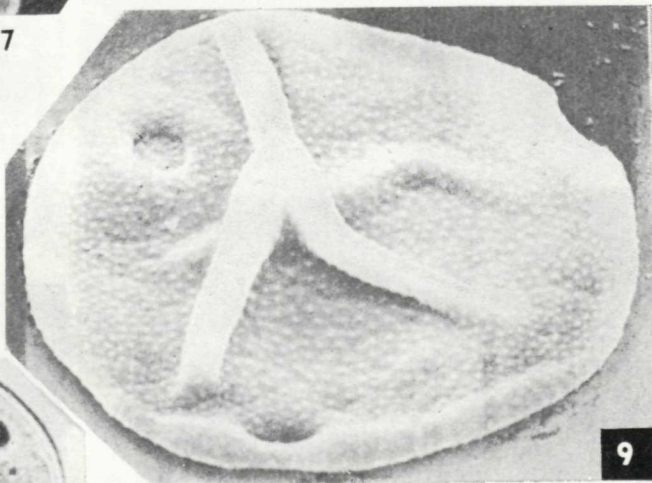
5



6



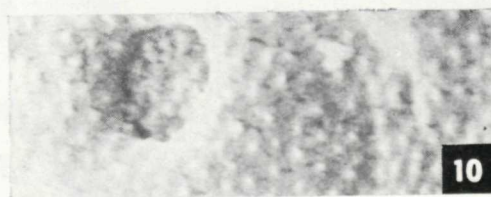
7



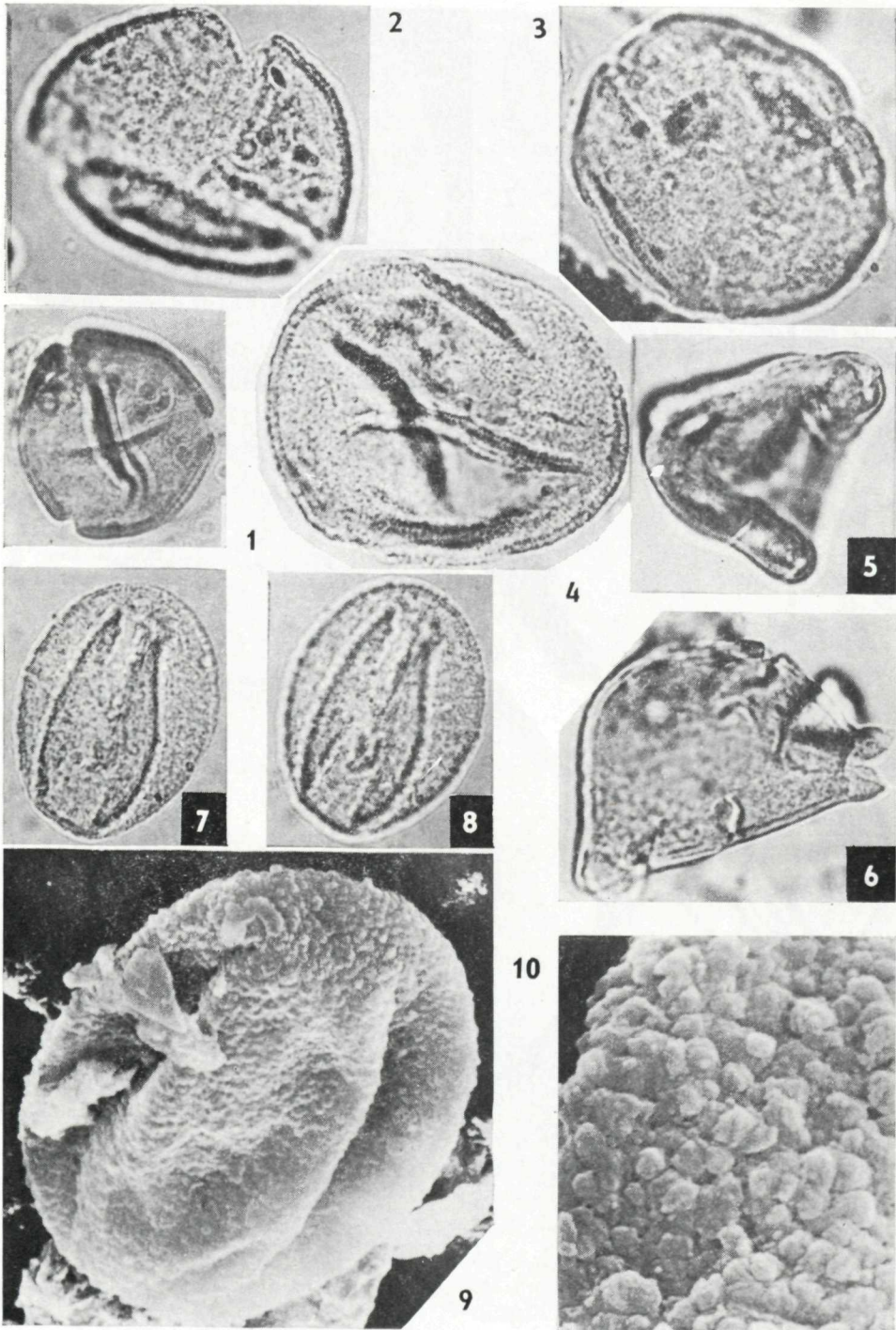
9

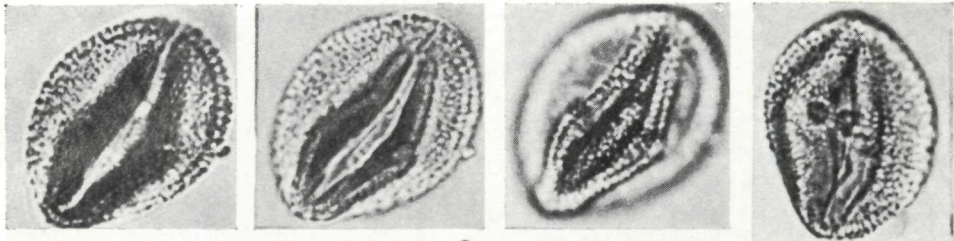


8

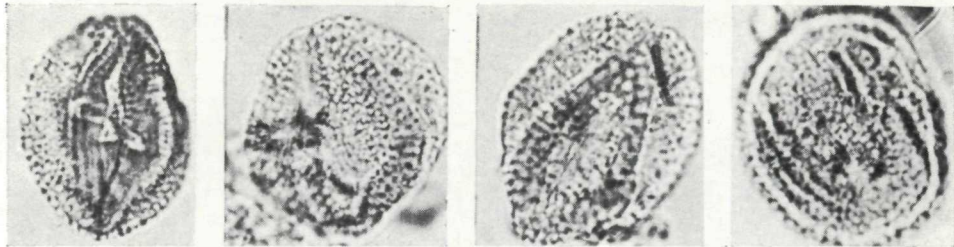


10

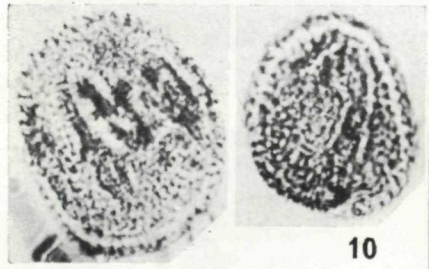




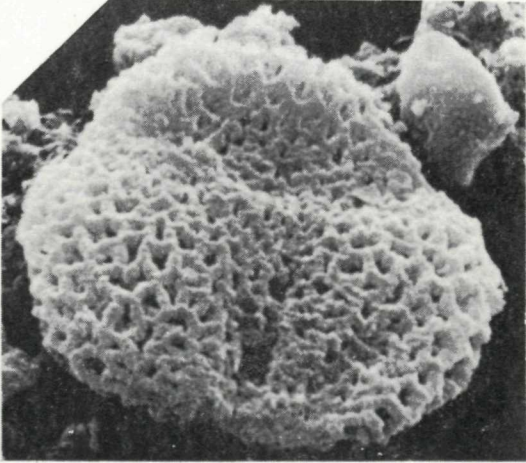
1 2 3 4



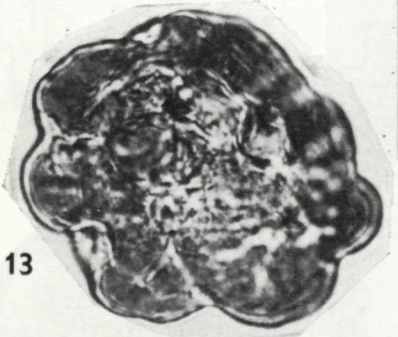
5 6 7 8



9 10



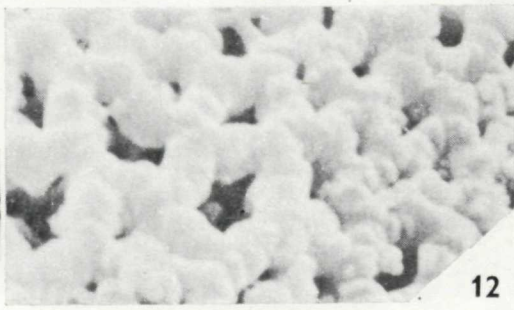
11



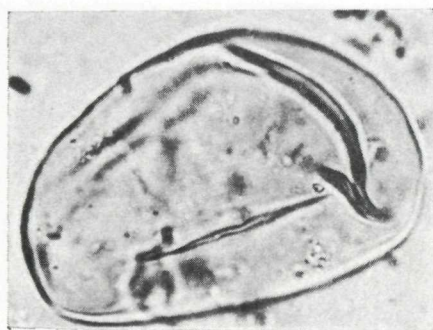
13



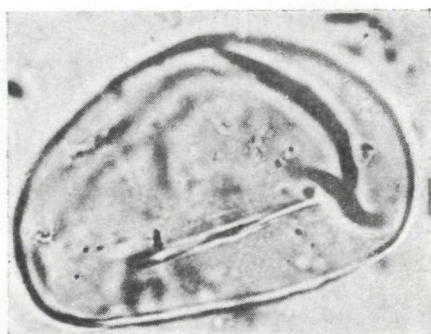
14 15 16



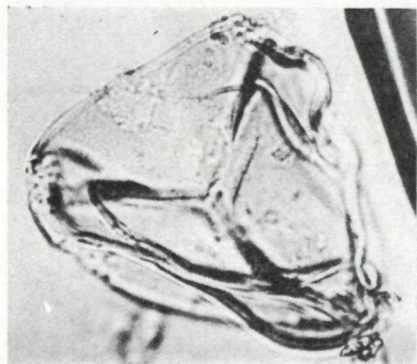
12



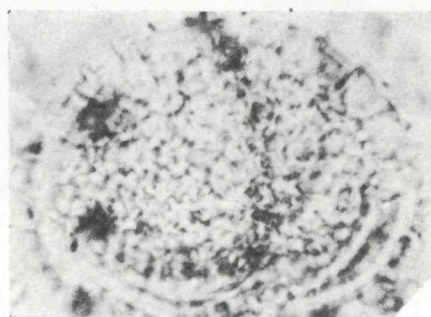
1



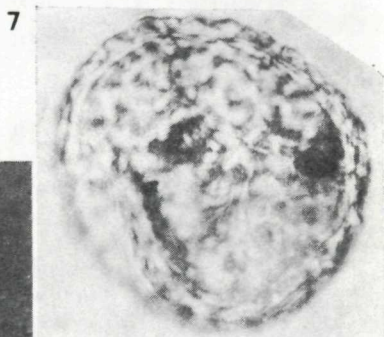
2



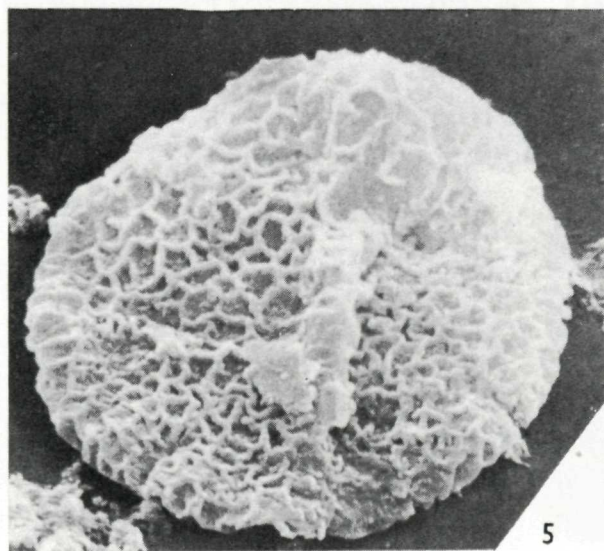
3



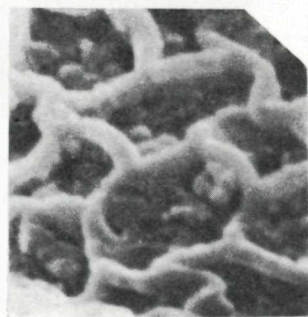
4



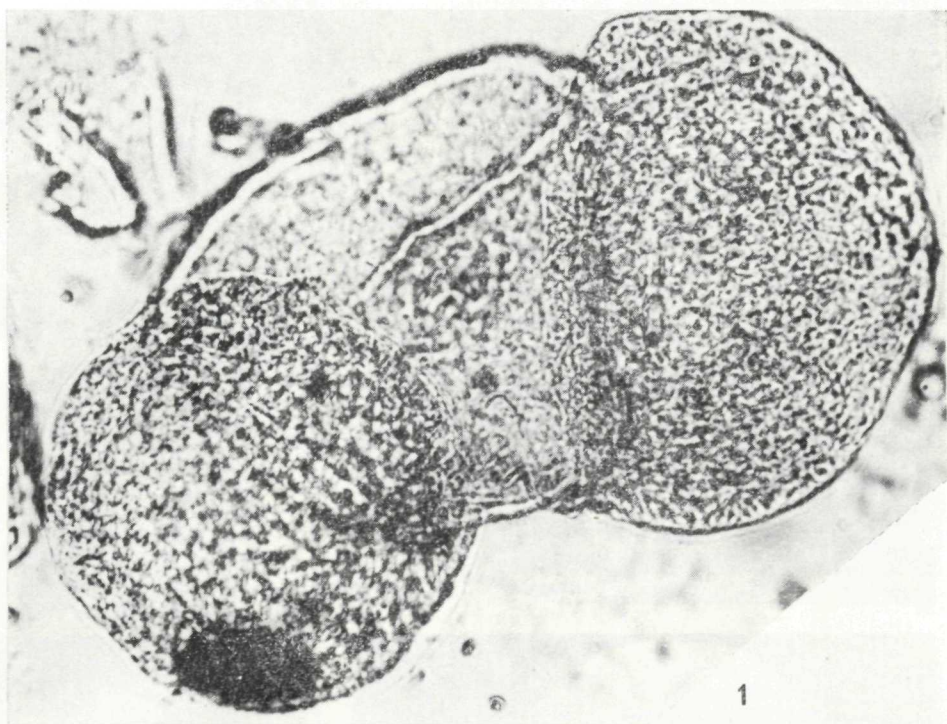
7



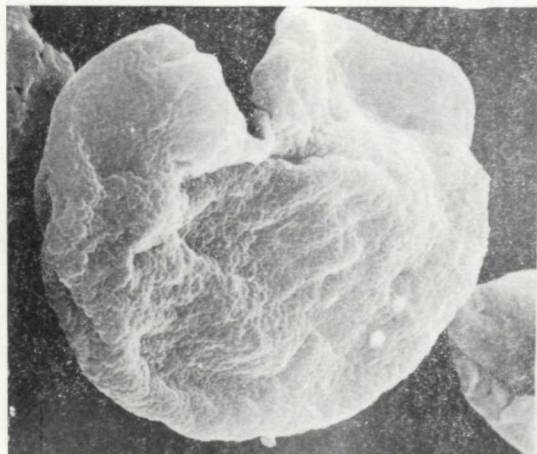
5



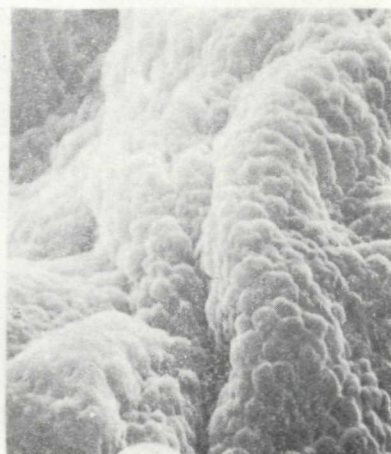
6

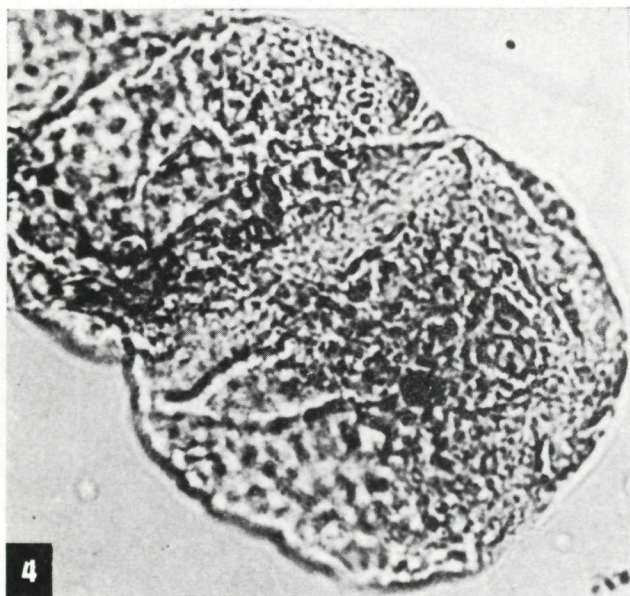


2



3

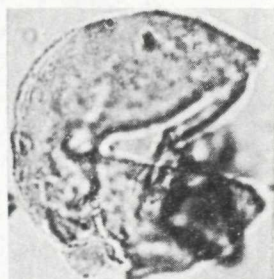




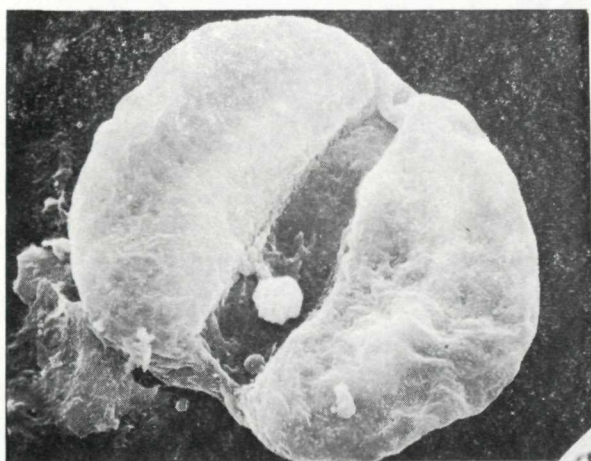
4



1



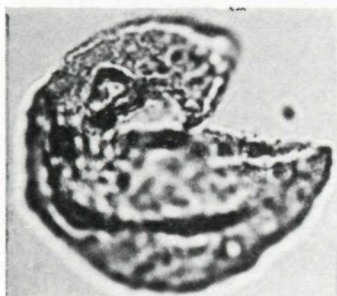
3



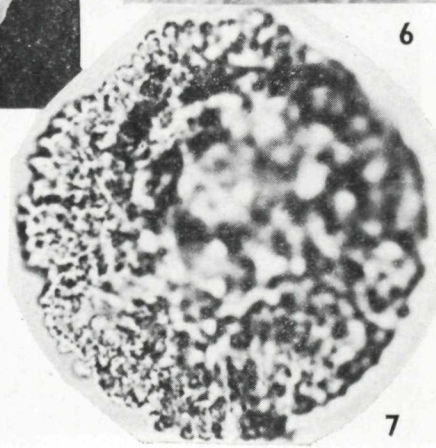
5



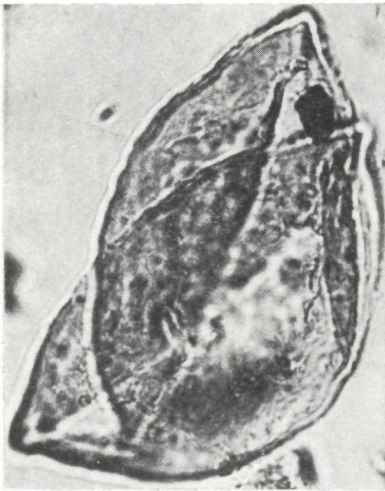
6



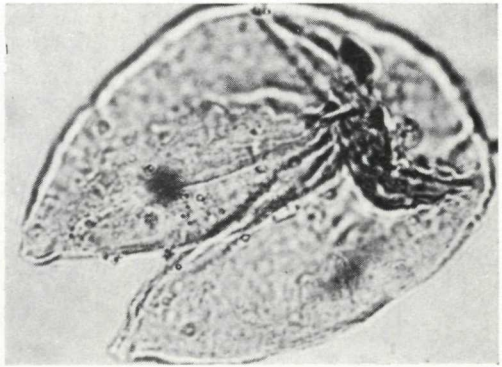
2



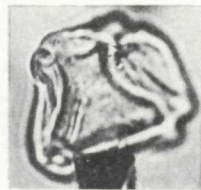
7



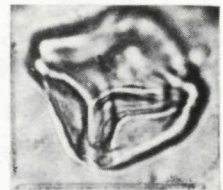
1



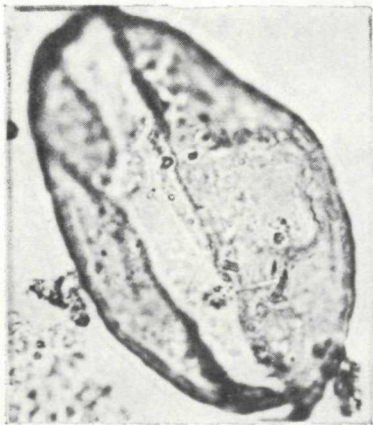
2



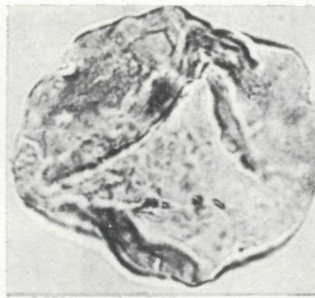
5



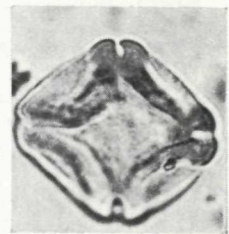
6



3



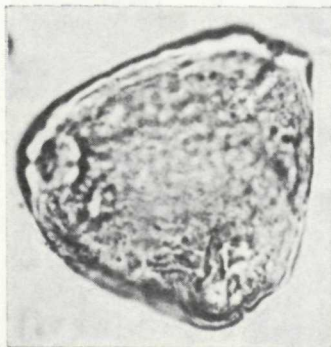
8



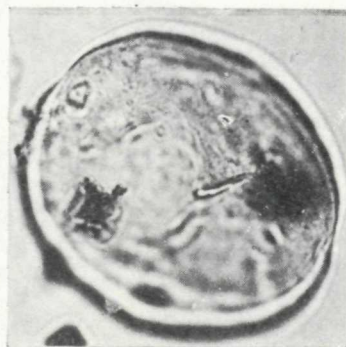
7



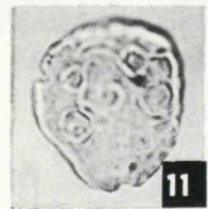
10



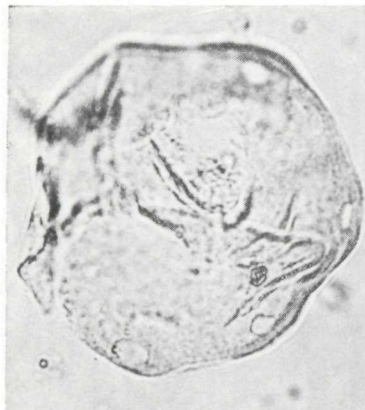
4



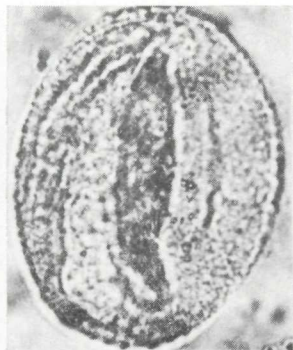
9



11



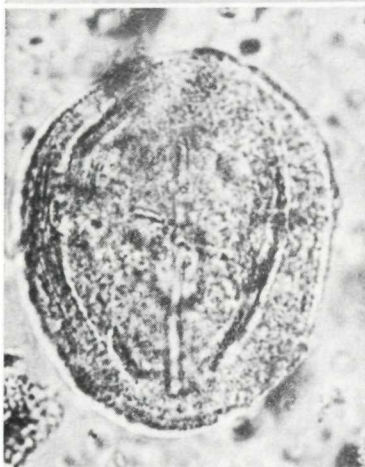
1



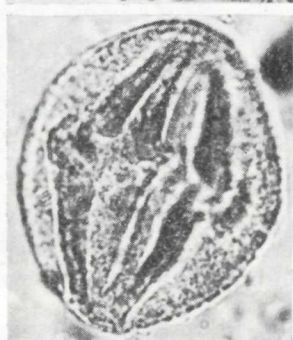
2



3



4



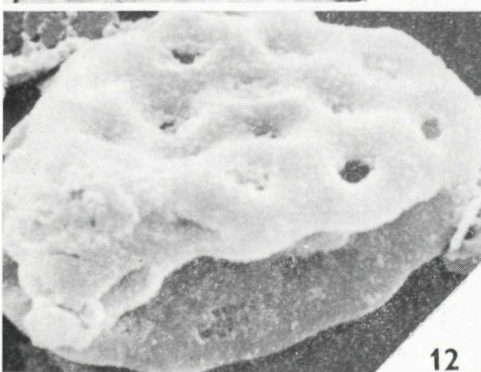
5



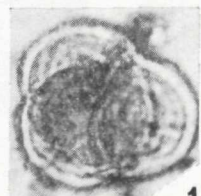
6



7



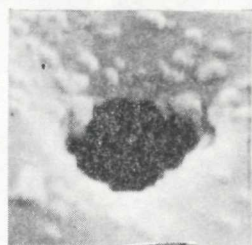
8



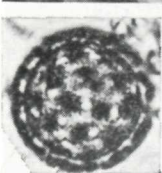
9



10



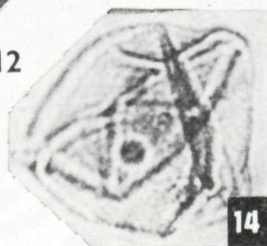
11



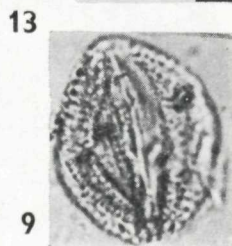
12



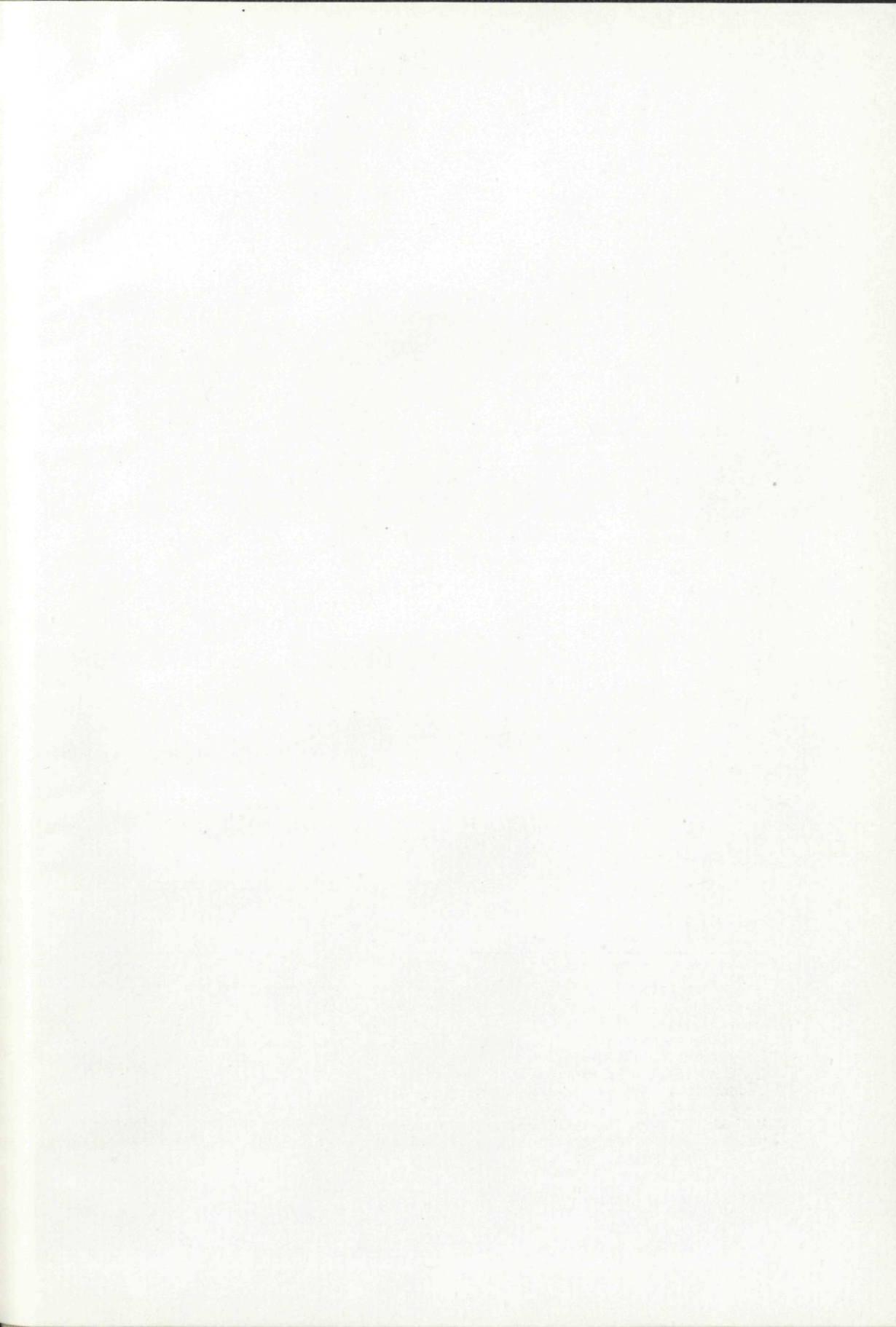
13



14



15



ZÁPADNÉ KARPATY
SÉRIA

geológia 9

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1983.

Vedecký redaktor: RNDr. Ján Gašparik, CSc.
Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková
Jazyková redaktorka: Slavena Smolíková
Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., Svornosť ofsetom, v roku 1983. 1. vyd., náklad 650 kusov. Fotografickú prílohu vytlačili Tlačiarenské závody Pravda, Bratislava kníhtlačou. Tem. skup. 03/9. Fovcl. SÚKK 1197/I.-1982. Rozsah AH 22,08, VH 22,45. Cena viaz. Kčs 44,—.