





SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

g e o l o g i e

g e o l o g y

42

Publikace Ústředního ústavu geologického,
nositele Řádu republiky a Řádu práce

Vědecký redaktor

RNDr. ZDENĚK KUKAL, CSc.

Diskuse o pracích
se konala na poradním sboru vědeckého redaktora
dne 16. ledna 1986

© Ústřední ústav geologický, 1987

**SBORNIK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES**

g e o l o g i e

g e o l o g y

42



VYDAL ÚSTŘEDNÍ ÚSTAV GEOLOGICKÝ
V ACADEMII, NAKLADATELSTVÍ ČESKOSLOVENSKÉ AKADEMIE VĚD,
PRAHA 1987



SBORNIK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

g e o l o g i e

g e o l o g y

42

Vydal Ústřední ústav geologický
v Akademii, nakladatelství Československé akademie věd
Praha 1987

Vědecký redaktor: RNDr. Z. Kukul, CSc.

Obálku navrhl Miloslav Cihelka [D]

Odpovědná redaktorka publikace: Libuše Kaisrová
Překlady: G. Buberlová, J. Košáková, A. Kříž, H. Šilarová
Technické redaktorky: H. Chmelíková, O. Mottlová

Vydání I. — 159 stran (38 obr.), 56 křídových příloh, 2 skládané přílohy
Vytiskly Moravské tiskařské závody, n. p., Olomouc, závod 30, Gottwaldov
43183-87

15,07 AA—15,35 VA

Náklad 850 výtisků — 03/9 — 9412 — 21-054-87

Cena brožovaného výtisku Kčs 29,—

509/827

OBSAH

Čech S. et al.: Svrchní křída ve vrtu Volfartice Vf-1. — Upper Cretaceous in the borehole Volfartice Vf-1	113
Dvořák J. et al.: Geology of the Palaeozoic rocks in the vicinity of the Mokrý Cement Factory quarries (Moravian Karst). — Geologie paleozoika v okolí lomů mokerské cementárny (Moravský kras)	41
Fiala F.: Textury a struktury svrchnoproterozoických vulkanitů Barrandienu. — Structures and textures of the Upper Proterozoic volcanics of the Barrandian area	9
Zelenka P.: Litofaciální vývoj křídových uloženin v Praze a okolí. — Lithofacies development of Cretaceous deposits in Prague and its surroundings	89



Sbor. geol. věd	Geologie 42	Str. 9—40	— obr.	1 tab.	36 příl.	Praha 1987 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	--------------	-----------	-----------	-------------	------------------------------

Textury a struktury svrchnoproterozoických vulkanitů Barrandienu

Structures and textures of the Upper Proterozoic volcanics of the Barrandian area

František Fiala¹

Předloženo 22. 3. 1985

Fiala F. (1987): Textury a struktury svrchnoproterozoických vulkanitů Barrandienu. — Sbor. geol. Věd, Geol., 42, 9—40. Praha.

Výťah: V souborné práci o svrchnoproterozoickém vulkanismu Barrandienu (Fiala 1977) nebylo možno — vzhledem k rozsahu textu — současně připojit i připravenou obsáhlou fotografickou dokumentaci. To se uskutečňuje až nyní, kdy se čtenář může seznámit s touto dokumentací v částečně upravené verzi týkající se především textur a struktur našich proterozoických vulkanitů. V samém počátku textu je podán stručný přehled vulkanických zón barrandienského proterozoika a hlavních typů jejich vulkanitů. Dále následuje seznam a charakteristika sledovaných textur a struktur s odkazy na příslušné fotografie a v omezeném rozsahu i na typické lokality.

¹ *Žateckých 26, 140 00 Praha 4*

Úvod

V souborné práci o svrchnoproterozoických vulkanitech Barrandienu (Fiala 1977) byly charakterizovány jejich petrografické typy a bylo diskutováno jejich rozložení v jednotlivých vulkanických zónách. Podrobně byl sledován jejich chemismus a na základě grafů byly řešeny magmatotektonické vztahy.

Dodatečně je publikována aspoň část původně připraveného dokumentačního fotografického materiálu. Jsou to snímky a hlavně mikrofotografie, vystihující textury a struktury našich proterozoických vulkanitů. Fotografická dokumentace, čítající 104 snímků včetně 89 mikrofotografií, poslouží jako vhodný doplněk uvedené monografie (Fiala 1977).

Vulkanické zóny barrandienského proterozoika

Zóna mariánskolázeňského metabazitového komplexu s metabazalty, amfibolity, granátickými a eklogitickými amfi-

bolity, serpentinity a pyroxenity Slavkovského lesa, s asociací ofiolitového typu není zahrnuta do dokladového materiálu.

Zóna stříbrsko-plaská vykazuje největší diferenciaci vulkanitů od ultramafických serpentinizovaných pikritických porfyrů přes nejhojnější aktinolitizované tholeiitické metabazalty a podřízené spility a intermediární keratofyr-spility a spilit-keratofyry ke keratofyrům s.s. a ojedinělým křemenným albitofyrům. Chemismus vulkanitů je blízký tholeiitům oceánského dna (OFB — ocean floor basalts). Stilpnomelanové metavulkanity od Draženě jsou příbuzné draselným spilitům. — Západnější pruh svojšínský obsahuje vedle aktinolitizovaných metabazaltů a jejich metatufů, změněných v zelené břidlice, i křemenné albitofyry.

Zóna draselných spilitů pruhu Slatina - Pavlíkov j. od Rakovníka přinesla variolity, mandličkovité polštářové lávy, nehojné doleritické typy a tufy. Typ vulkanitů odpovídá spilitizovaným mugearitům.

Hlavní centrální vulkanická zóna obsahuje převážně tholeiitické metabazalty, většinou postižené metamorfózou jednak prehnitové až prehnit-pumpellyitové facie, jednak epizonální, aktinolitizované, až typu zelených břidlic, na JZ (Klatovsko, Domažlicko) místy změněné až v mezozonální amfibolity. Podřízené jsou spility s.s. bohatší na Na_2O . Zejména ve střední části jsou hojné polštářové lávy, které jsou místy variolitické. Jen zcela ojediněle byly zjištěny keratofyry (Hřešíhlavy). Hojné jsou sklovité brekcie s polštáři a bloky metabazaltů nebo spilitů v granulované základní hmotě (Zbečno, Koterov, Letkov, Lišice aj.) i samostatně vystupující granuláty a granulátové tufy (hyaloklastity Rittmanna). Na JZ hojné tufy naznačují menší hloubky moře. Podřízené jsou porfyrické typy, tj. spilitické, labradoritové a pyroxenické andezitobazaltové porfyrity. Celkový charakter chemismu je blízký typu vulkanismu oceánských hřbetů (MORB — mid-ocean ridge basalts).

Jihovýchodní vulkanická zóna v jv. křídle Barrandienu obsahuje typickou formaci metabazalt-spilit-keratofyrovou. Směrem k SV na Blovicu a Příbramsku klesá podíl bazických metabazaltů, částečně zrohovcovatělých při kontaktu s žulovou intruzí klatovského výběžku středočeského plutonu, a stoupá podíl intermediárních keratofyr-spilitů, spilit-keratofyrů a keratofyrů. Augitické porfyrity na Blovicu jsou často amfibolizované. Celkový trend chemismu odpovídá řadě olivinický bazalt-mugearit-trachyt. Dále k SV na Dobříšsku se objevují a v úseku Zbraslav—Davle—Kozí Hory a v menším rozsahu dále na Říčansku naprosto převládají kyselé vulkanity vývojově mladší davelské skupiny, tj. křemenné albitofyry a podřízené propylitizované andezity alkalicko-vá-

penatého chemismu, indikující v tomto prostoru výstup magmatu v podmínkách zdvihů, popř. komprese.

Vulkanity jílovského pásma nebyly předmětem studia.

Hlavní typy vulkanitů

Zatím co v sz. křídle Barrandienu daleko převládají oceánské tholeiitické metabazalty s podřízenými spility a značným hiátem vůči keratofyrům, vystupuje v jihovýchodní vulkanické zóně plynulá diferenciační řada od metabazaltů a spilitů ke keratofyrům. Proterozoické metabazalty byly označeny Slavíkem (1909 aj.) souhrnně jako spility vzhledem k jejich afanitickému typu. Nyní jsou jako spility označeny jen bazické metavulkanity se zvýšeným obsahem Na_2O ($> 4\%$) a H_2O , složené z albitu, chloritu, \pm augitu a leukoxenu. Obsah SiO_2 je u nich — stejně jako u metabazaltů — až na ojedinělé výjimky nižší než 52 %. Intermediární vulkanity analogického složení označil Fiala (1977) jako keratofyr-spility (52–55 % SiO_2), spilit-keratofyry (55–60 % SiO_2) a keratofyry (nad 60 % SiO_2). Charakteristické jsou pro ně trachytoidní fluidální textury, místy s úzce tabulkovitými vrostlicemi albitu. Kyselé albitické vulkanity alkalicko-vápenatého chemismu, dříve — a místy dosud — uvádě-

Tabulka 1

Andezito-bazaltové porfyryty hlavní centrální vulkanické zóny a Blovička

hornina	číslo analýzy	obsah SiO_2	
		analýzy	přepočet na bezvodou bázi
spilitický porfyrit, Skryje	20/15	47,31	50,47
spilitický porfyrit, Skryje	21/16	47,01	48,71
spilitický porfyrit, Veliká Ves	15 C	48,58	50/20
labradoritový porfyrit, Špičák	14/26	44,56	46,50
andezito-bazaltový porfyrit, Roupov	60/201	47,71	50,56
andezito-bazaltový porfyrit, Roupov	61/222	47,28	50,12
pseudovariolitický porfyrit, Oprechtice	73/76	44,21	45,68
pseudovariolitický porfyrit, Božkovy	74/76	45,33	47,73
ultramafický porfyrit, Prádlo	133/134	44,48	46,54
amfibolický metaporfyrit, Vrčeň	—	50,68	50,72

né jako křemenné keratofyry, jsou označeny jako křemenné albitofyry (F i a l a 1976, 1977). Jejich struktury jsou odlišné od struktury keratofyrů ss. Jsou výrazně porfyrické s široce tabulkovitými vrstlicemi albitu, popř. albit-oligoklasu \pm křemene \pm biotitu. Struktura základní hmoty není trachyticky fluidální, nýbrž felzitická nebo mikrogranitická.

Andezito-bazaltové porfyrity hlavní centrální vulkanické zóny a Blovicka mají struktury odpovídající andezitům, ale chemismus zůstává v rámci chemismu bazaltů a spilitů (tab. 1). Uvedená čísla analýz se vztahují na tabulky z monografie (F i a l a 1977).

Textury

Textura nebo *stavba* (K e t t n e r 1943, s. 33) je dána uspořádáním součástí, jejich různou velikostí a vzájemným poměrem (H e j t m a n 1956, s. 201). V podrobnějším rozvedení (M i l c h 1912, Z a v a r i c k i j 1929, 1955, P o l o v i n k i n a 1948, 1966) určují texturu horniny:

- 1 — rozložení a uspořádání součástí v prostoru, podmíněné jednak zvláštnostmi krystalizace, jednak vnějšími vlivy;
- 2 — způsob vyplnění prostoru masou horniny během a následkem procesů probíhajících v tavenině před jejím utužením nebo během krystalizace;
- 3 — tvary odlučnosti, vznikající následkem ochlazování utužené taveniny nebo působením vnějších vlivů během její krystalizace a po ní.

Ve většině případů lze texturu horniny rozlišovat makroskopicky. Různé podmínky tuhnutí vyvrhelé horniny podmiňují texturu kompaktní nebo pórovitou, popř. brekciovitou, paralelní, kulovitou, mandlovcovitou apod. K základním prvkům stavby patří i odlučnost (sloupovitá, kulovitá aj.). Uvedené hlavní typy textur mají četné modifikace označované samostatnými termíny. Nejdůležitější, pokud vystupují u našich proterozoických vulkanitů, jsou uvedeny dále v textu.

Sloupovitá odlučnost byla pozorována jen ojediněle. Vystupuje např. u draselných spilitů slatínsko-pavlíkovského pruhu ve východnějším lůmku na sz. svahu návrší Šípy (bod č. 504) j. od Rousínova.

Polštářové lávy (*pillow lavas*, srov. příl. I, II, III) jsou u našich proterozoických vulkanitů zjevem velmi hojným (F i a l a 1967, 1977). Polštáře, většinou ovoídňho, někdy kulovitého tvaru, mají průměry od 1—2 dm do 2—3 m (Koterov), nejčastěji mezi 50—70 cm. Příkladají se k sobě někdy těsně, jindy je meziprostor vyplněn lávovou hmotou, nejčastěji chloritizovaným a granulovaným sklem, někdy se sedimentární příměsí (Březové Hory), nebo břidličnou hmotou, případně prokřemenělou (Zbraslav). Místy lze pozorovat sedlovité nasedání polštářů nad sebou (Čer-

tova skála u Týřovic, Koterov aj.). Sklovitá mezipolštářová výplň je větší zřetelně bazičtější než hornina polštářů (Slavík 1927, Fiala 1966a, 1967, 1977), jmenovitě má vyšší obsahy MgO, FeO a H₂O. Proti staršímu názoru (Slavík 1927, 1928), že tato bazická mezerní hmota bohatá na sklo představuje mladší magmatický přínos, stojí novější názory o granulaci a deskvamaci — odlupování a případně mechanickém otěru rychle tuhoucích sklovitých okrajů polštářů (Rittmann 1958, Hentschel 1963 aj.). V některých případech (Dražeň, Vodochody) nelze vyloučit uplatnění likvačního procesu. Během ochlazování a tuhnutí se polštáře chovají jako samostatná individua. Pod prudce ochlazovanou a rychle tuhnoucí korou chladne vnitřek polštáře pomaleji a vyvíjí se plynule drobně krystalická struktura. Často dochází k vývoji variol (příl. IV, V/1). V literatuře často uváděná porézní nebo mandlovcovitá textura polštářů je u našich proterozoických láv vyvinuta jen vzácně (Chocenice aj.). Mandličky kalcitové, chloritové, popř. křemenné, jsou většinou drobné, jak to odpovídá větší hloubce moře v místě výlevu lávy (Moore 1970). V jihovýchodní vulkanické zóně, hlavně na Blovicu, jsou mandlovcové a místy i porézní textury polštářů hojnější.

Textura variolitická se projevuje u metabazaltů nebo spilitů makroskopicky patrnými kulovitými až elipsoidickými útvary (variolami) o průměru 0,5 až 5 mm, ojediněle i většími, v celistvé základní hmotě. Zřetelněji vystupují na navětralé ploše horniny. Jejich výskyt v našich terénech je většinou vázán na polštáře láv. Někdy tvoří zónu pod sklovitě utuhlým okrajem, jindy jsou vyvinuty v celém rozsahu polštáře a pak zřetelně obohaceny v jeho horní polovině. Hojné výskyty variolitů jsou zejména na Radnicku (Svinná, Kameneč, Podmokly, Zvíkovec, Čertova skála u Týřovic, Skomelno), řidčeji i jinde (Zbečno, Koterov, Březové Hory aj.). Méně časté jsou případy, kdy variolity nejsou vázány na polštáře láv, ale tvoří samostatné polohy, např. v draselných spilitech slatinsko-pavlíkovského pruhu, zejména v lomu s. od Slatiny. V západním svahu Ostrého vrchu jz. od Rousínova vystupují ze základní hmoty draselného spilitu světleji navětralé, silně protažené varioly o průměru až 1×5 cm, srov. příl. V/2.

V literatuře jsou varioly většinou posuzovány jako živcové stérokristaly, někdy s augitovým jádrem, krystalující přímo z magmatu. Bývají však i celistvé nebo felzoidní, někdy i rekrystalované se strukturou případně až mikrointersertálního typu. Jindy je jejich vznik vysvětlován likvačním odmíšením (liquid immiscibility) z taveniny, v níž se během chladnutí oddělila nemísivá kyselejší, sušší a alkáliemi bohatší složka variol od bazičtější, MgO, FeO a H₂O bohatší základní hmoty. Vztahy obou složek vystupují výrazně v grafech hodnot Niggliho (srov. Fiala 1966a, 1967, 1974, 1977). V nich pozice bodu celkové

horniny uprostřed mezi vzdálenými průměty variol a základní hmoty — nezřídka na lineární spojnici obou, nejvýrazněji u Svinné — nasvědčuje procesu likvace. Přesvědčivým dokladem je i splývání variol — původních kapek — v průběžných pásmech, často souběžných s povrchem polštáře (příl. IV, V/1). Podobnou fotografii nábrusu variolitu od Kamenice publikoval Kettner (1943, s. 47, obr. 32). Splývání kapek jako důkaz nemísitelnosti uvedla přesvědčivě Giljarová (1959). Vznik variol likvací vyložil Levinson-Lessing (1905, 1935). Stejný princip pro jejich vznik uplatnili např. i Vuagnat 1946, Favorskaja 1963, Carstens 1964, Fiala 1967, 1974, 1977, Paakkola 1971, Gélinas et al. 1976 aj. Rezervovaněji se k pojetí likvačního vzniku variol vyslovil např. Philpotts (1978), jenž jinak v řadě publikací důrazně uplatňuje význam procesu likvace (liquid immiscibility) v procesu chladnutí tholeiitických magmat.

Textura perlitická, charakteristická pro kyselá skla (obsidiany, smolky, perlity) se projevuje vývojem obloukovitých, často koncentricky orientovaných odlučných prasklinek až i drobně kulovitým rozpadem skla v útvary o průměru 0,5 cm až i několik cm. V kyselých vulkanitech daveleské skupiny, resp. v jejich pyroklastikách byla perlitická odlučnost tu a tam pozorována v klástech tufů (příl. XXXII/4). Pěkné ukázky této textury byly zjištěny ze sklovitých trachytů návrší Velkého a Malého Chlumku z. od Chocence na Blovicu, srov. příl. X.

Textura granulační jsou charakteristickým znakem drobně až hrubě brekciovitých hornin, vznikajících mechanickým rozpadem proudící a sklovitě tuhnucí lávy při jejím prudkém ochlazení na styku s vodou. V tom smyslu interpretovali proces granulace Měska a Fiala (1948), později Fiala 1966b, 1970a, Carlisle (1963), s poukazem na analogický proces granulace vysokopecní strusky při výtoku její taveniny do proudící vody. Rittmann (1958) označil analogické produkty submarinní fragmentace bazických láv jako hyaloklastity a uvažoval pro jejich vznik odlupování (deskvamaci) sklovité kůry polštářů láv při subakvatilním pohybu lávy. Hentschel (1963) uznával kombinaci obou faktorů. Termín hyaloklastity doznal širokého uplatnění. Další autoři uvedli různé modifikace. Saemundsson (1967) aplikoval termín hyaloklastity i pro palagonitové tufy Islandu. Tazieff (1973) popírá význam granulace, uvažuje spíše explozi lávy bohaté na plynné složky v subakvatilním prostředí.

Produkty granulace, často sdružené s proudy polštářových láv, jsou v podstatě střípkovité fragmenty sopečného skla, omezené obloukovitými konkávnými plochami a často spolu ještě souvisící úzkými mostky. Během erupce jsou posunovány proudem granulující lávy nebo proudem

vody dále a postupně rozvolňovány, případně až rozplavovány a znova sedimentovány. Existují tudíž časté přechody do granulátových tufů.

Sklovité brekcie vznikají analogickým procesem jen částečné dezintegrace lávového proudu. Při tom v mase granulátu zůstávají uzavřeny větší či menší kusy celistvé horniny, velmi často i kusy rozpadlých polštářů. V literatuře byly popsány různé případy, některé označené zvláštními termíny. Rozpukáním a částečným rozpadem polštářů vznikají polštářové brekcie [„broken pillow breccia“ Carlisle 1963], stržením a uzavřením celých menších polštářů a kusů horniny do granulátové masy vzniknou útvary popsané jako „isolated pillow breccia“ [Cartens 1964]. Nověji Carlisle a Susuki (1974) rozlišili polštářové brekcie na tři typy: „isolated pillow breccia“, „broken pillow breccia“ a „pillow fragment breccia“. Zajímavé doklady podobných zjevů byly sledovány v lomu u Zbečna (příl. VI), a zejména na hlubokých obzorech šachet Anna a Vojtěch v Březových Horách.

Výskyty granulátů a sklovitých brekcií jsou v proterozoických vulkanech Barrandienu dost časté. Granuláty tu tvoří: 1 — výplně mezerního prostoru polštářových láv (Vodochody, Zbečno, Skomelno aj.); 2 — samostatné masy, někdy spojené přechody s granulovanými polštářovými lávami (Zbečno, Koterov, Letkov, Lišice, na Blovicu Měcholupy a Chocenice), srov. příl. VII, XI/1, XII, XIII, XIV; 3 — okraje některých lávových proudů (sv. od Čilé na Radnicku); 4 — mohutné akumulace přecházející do aglomerátů (Písařův vrch u Týřovic).

Textury peperitové: Drobně granulovaný sklovitý materiál, explozivně vyvržený do vodního prostředí a v něm smíšený se zvířeným bahnem v hustou emulzi, vytváří při klesání a sedimentaci na dně horninu vzhledem podobnou tufitům — *peperit*. Takové horniny s fragmenty rozložených skel v černé grafitoidní břidlici byly hojně pozorovány v dolech v Březových Horách, v terénu místy na Radnicku. Srov. příl. VIII a IX.

Lávové brekcie, sopečné brekcie apod. vznikají dezintegrací starší utuhlé lávy během nové exploze nebo extruze a novým stmelením rozvolněného materiálu lávovou hmotou. Podobné brekcie jsou hojné v křemenných albitofyrech davelské skupiny, srov. i Kettner (1943).

Textury rovnoběžné (paralelní) jsou vyznačené zřetelným usměrněním a případně ložním rozložením součástí. K nim patří:

Textura fluidální, proudovitá, podmíněná pohybem lávy (magmatické taveniny). Je hojná ve sklech bazických vulkanitů (metabazaltů, spilitů), srov. příl. XI až XIV. Krásný příklad fluidální textury ve velkém rozměru je v opuštěném lomu v draselných spilitech slatinsko-pavlíkovského pruhu s. od Slatiny (bod č. 421). Nad nevýraznou polohou polštářové lávy tu vystupuje systém fluidálních variolitických láv, v němž se střídají slabší, výrazněji variolitické polohy 10—40 cm mocné s mocnějšími ce-

listvými, místy jemně mandličkovitými, upadající 34° na SSZ. Střídání různě strukturovaných poloh bylo zjištěno v stilpnomelanových metavulkanitech vrtů D-1 a D-2 u Draženě na Plasku. Běžné je fluidální uspořádání albitových lišt u keratofyrů (příl. XV), někdy s eutaxitickým střídáním poloh různé zrnitosti a struktury (příl. XV/1). Náznaky hrubé fluidální textury lze místy pozorovat i u křemenných albitofyrů davelské skupiny.

Textura ložní, až zvrstveného typu (příl. XXXIV), je typická pro drobné až jemnozrnné facie bazaltových a spilitových *metatufů*. Jejich někdy nápadné zvrstvení je dáno diferencováním poloh odlišných barvou, velikostí zrna, minerálním složením, popř. i strukturou. Minerální složení je většinou ovlivněno různým zastoupením produktů metamorfni přeměny. Často se uplatňují vlivy tlakového postižení, jevící se zprohýbáním nebo detailním povrásněním poloh. Příklady lze spatřit na JZ hlavní centrální vulkanické zóny na Domažlicku, Klatovsku a Chudenicku, místy i v zóně stříbrsko-plaské, hlavně na Jesenicku.

Textura pórovitá, podmíněná zpěněním magmatu v důsledku unikání plynů během efúze nebo i před ní následkem výrazného poklesu tlaku, se objevuje v proterozoických vulkanitech jen místy (např. u Měcholup na Blovicku). Nelze proto uplatnit větší terminologickou diferenciaci textur, projevující se u výlevných hornin mladších útvarů (textura pórovitá, bublinatá, struskovitá, pemzovitá atd.). Ve většině případů byly dutinky, vzniklé zpěněním lávy, dodatečně vyplněny mladšími produkty mandlových výplní.

Textura mandlovcová, amygdaloidní (příl. XVI až XVIII) vzniká vyplněním dutinek v utuhlé zpěněné lávě buď bezprostředně po výlevu, nebo — někdy značně — později mladšími minerálními složkami. Jsou to buď produkty přeměny okolní horniny, nebo přínos z pronikajících vodních roztoků. Výplní bývá kalcit, chlorit nebo křemen, vyskytující se buď samostatně, nebo společně. Podřízeně se objevuje analcim, pumellyit, prehnit, stilpnomelan. Mandle jsou u našich proterozoických vulkanitů většinou malé, jejich velikost v průměru činí 1—4 mm, vzácně přesahují 1 cm. Celkem dost omezené rozšíření mandlovcových textur nasvědčuje značným hloubkám mořského prostředí, v němž probíhaly výlevy. Tvar mandlí bývá okrouhlý nebo ovoidní, někdy zcela nepravidelný. Blízké mandle někdy spolu splývají. Mladší kalcitové nebo křemenné žilky často zřetelně protínají mandlovou výplň. Někdy však je možno pozorovat splývání kalcitové výplně a přínosové kalcitové žilky. Časté protažení mandlí je někdy důsledkem proudění lávy, většinou však je následkem tlakových vlivů (příl. XVIII).

Textury kataklastické jsou druhotné textury, vzniklé působením směrného tlaku, tektonických pohybů a drcení. U bazických metavulkanitů

s hojným obsahem chloritu se uplatnily spíše textury kluzného typu. Brekciovitě textury vzniklé drcením se objevují u holokrystalických, zrnitých hornin, srov. příklad albititu z údolí Lipíže u Dobříše (příl. XXVI/4).

Struktury

Struktura horniny je podle Kuzněcova (1956, s. 61) charakterizována tvary, rozměry a vzájemným sepětím součástí horniny a stupněm jejich krystaličnosti; má úzké vztahy k původu horniny. V podrobnějším rozvedení podle Milcha (1912), Zavarického (1929, 1955), Polovinkiny (1948, 1966) a Hejtmana (1956) jsou pro strukturu vyvřelých hornin směrodatné faktory:

1 — stupeň krystaličnosti horniny a případný podíl skla,

2 — velikost součástí: a) absolutní, b) relativní,

3 — tvar součástí, tj.:

a — krystalový tvar a vývoj;

b — stupeň idiomorfie a dalších vlastností závislých na postupné nebo současné krystalizaci, případně na odmíšení v již pevné hornině;

c — změny tvaru před koncem procesu tuhnutí;

d — změny tvaru v již pevné hornině (např. katakláza).

V dalším textu jsou uvedeny hlavní typy struktur našich proterozoických vulkanitů s odkazy na mikrofotografie v přílohách. Původní struktury starých bazických vulkanitů doznaly v řadě případů změny vlivem kontaktní, pokryvné nebo regionální metamorfózy. Některé charakteristické struktury mladých vulkanitů nacházíme u našich starých vulkanitů jen zřídka.

Struktura sklovitá (hyalinní, vitrofyrická) je u našich proterozoických vulkanitů, přes jejich časté a namnoze intenzivní přeměny podmíněné slabou metamorfózou, dost často zachována. Vystupuje především ve sklech granulovaných metabazaltových proudů (příl. VI a VII), v granulovaných mezipolštářových výplních láv a často i v korových zónách polštářů (příl. IV a V), většinou současně s doklady typických fluidálních textur (příl. XI až XIV). Rozdíly v barvě a indexu lomu jednotlivých zón a poloh nasvědčují procesům likvace před utuhnutím taveniny. Zachované trachytové sklo od Chocenice na Blovicu (příl. X) má vyvinutou perlitickou texturu. Křemenné albitofyry davelské skupiny vykazují ve fragmentech svých pyroklastik vedle hypokrystalických typů i hojně typy sklovité, někdy rovněž s perlitickou texturou (příl. XXXII/4).

Struktura hypokrystalická (hemikrystalická) je ve výlevných vulkanitech častá. Vyznačuje ji přítomnost většího nebo menšího podílu sklovité základní hmoty, v níž jsou krystaly horninových součástí buď jako

porfyrické vrostlice (živců, křemene, pyroxenu, amfibolu, biotitu), nebo jen jako velmi drobné krystalky, popř. mikrolity. Sklo bazických vulkanitů podlehlo často přeměně (kalcit, chlorit, prehnit, pumpellyit, stilpnomelan, aktinolit, popř. křemen aj.). Skla kyselých vulkanitů byla vystavena procesům rekystalizace, někdy jen náznakové, jindy intenzivnější.

Struktura hyalopilitická je struktura bohatá na sklo, při níž uzoučké lištičky živců (plagioklasů) a podřízených dalších součástí (hlavně pyroxenů a rud) vystupují, často s náznakem fluidálního usměrnění, v daleko převažujícím skle základní hmoty. Tuto strukturu, charakteristickou pro pyroxenické andezity, potkáváme u metabazaltů a spilitů jen výjimečně. Vzácně se objevuje ve fragmentech pyroklastik albitofyrů.

Struktura felzitická (felzoidní) je napohled celistvá, někdy i velkým zvětšením těžko rozlišitelná. Základní hmota, odpovídající odskelněnému sklu, nedovoluje zjišťování jednotlivých složek. V podstatě ji tvoří nesmírně jemnozrný agregát živců a křemene. Vystupuje hojně v kyselých vulkanitech a tvoří často i základní hmotu jejich hypokrystalicky porfyrických typů. Ojedinele byla zjištěna i v některých variolách draselných spilitů (příl. XIX/4).

Struktura subvariolitická (příl. XIX/1, 2, 3) základní hmoty metabazaltů vykazuje husté nahloučení hrudkovitých útvarů slabě odskelněného skla o průměru 0,2—2 mm, jen někdy s náznakem radiálně paprsčité struktury. Do jisté míry odpovídá sférokystalické, popř. sférolitické struktuře některých kyselých vulkanitů.

Struktura mikrovariolitická (srov. „variolitická“ Polovinkiny 1948, 1966 aj.) je nejběžnější strukturou základní hmoty makroskopických (texturních) variolitů. Srov. příl. XX a XXII/1. Jemné živcové lištičky (albit, popř. až oligoklas), někdy kostrovité nebo prohnuté, tvoří radiálně paprsčité nebo snopkovité svazky. V mezerách mezi živci je sklo, někdy chloritizované, často i mikrolity augitu. V úhlových meziprostorách mezi paprsčitými útvary je chloritizovaná mezostáze, tu a tam křemen, prehnit, pumpellyit, zoisit, klinozoisit, aktinolit aj.

Struktura divergentně paprsčitá (V u a g n a t 1946), blíže příbuzná předešlé, vyskytuje se namnoze za podobných podmínek. Paprsčitě rozbíhavé shluky živcových lišt jsou někdy k sobě hustě nahromaděné, netvoří však kulovité nebo snopkovité útvary (srov. příl. XXII/3, 4). Živcové lišty se směrem k periferii často keřovitě, někdy i mnohonásobně, rozvětvují — *struktura arborescentní* (V u a g n a t 1946), srov. náběh k ní na příl. XXII/4. Mezi keříčkovitými živci je chloritizovaná mezostáze.

Struktura sférokystalická (příl. XXI) byla zjištěna v některých holo-kystalických keratofyrech. V kystalické základní hmotě jsou kulaté sférokristaly o průměru 1—2 cm, poměrně hrubě strukturované, tvořené radiálně rozbíhavými lištami alkalického živce, nejčastěji albitu.

Struktura intersertální (příl. XXIII) je nejčastějším strukturním typem našich metabazaltů a spilitů. Živcové lišty, někdy prohnuté (příl. XXIII/3) nebo kostrovité (příl. XXII/1, 2), různě hustě seskupené, jen někdy s náznakem usměrnění, vymezují drobná políčka, vyplněná chloritizovanou mezostází, tj. chloritizovaným (palagonitizovaným) sklem. V metamorfovaných typech bývá sklo v různém stupni zatlačováno druhotnými produkty přeměny (chloritem, prehnitem, pumpellyitem, stilpnomelanem, zoisitem, klinozoisitem, aktinolitem, leukoxenem, křemenem aj.). Z mezerních políček pronikají druhotné minerály často do živců a částečně nebo i úplně je zatlačují — struktura *apointersertální* (srov. P o l o v i n k i n a 1948, 1966).

Struktura spilitická, někdy uváděná jako samostatná, je podtypem struktury intersertální. Mezi lištovitými živci, někdy částečně přeměněnými, je větší podíl základní hmoty, přeměněné a silně zatlačované druhotnými produkty.

Struktura intergranulární (H o l m e s 1930) je u našich metabazaltů a spilitů stejně hojná jako struktura intersertální (srov. příl. XXIV). Políčka mezi různosměrnými lištami živců jsou v typickém vývoji vyplněná několika zrnky augitu, někdy s přidruženým magnetitem nebo (často leukoxenizovaným) ilmenitem, popř. kalcitem a chloritem. Struktura intergranulární často přechází do intersertální nebo mikrovariolitické. V mezerách mezi lištami živců se vyvíjejí drobné augitové mikrolity, často zřetelně kolmo orientované ke hraně sousedního živce. Někdy tato augitová zrnka jeví zřejmou tendenci k srůstání a vytváření větších jedinců shodně opticky orientovaných. Při větším rozsahu tohoto procesu vzniká přechod k struktuře ofitické, popř. polkilofitické.

Struktura hyaloofitická: všesměrně orientované živcové lišty, které se svými konci často dotýkají, vytvářejí trojboká políčka, vyplněná sklem. Tento typ struktury, v našich proterozoických vulkanitech jen málo zastoupený, nalezneme místy v okrajových zónách lávových polštářů.

Struktura subofitická navazuje plynule na strukturu intersertální. Prostor mezi živci je vyplněn jen jediným zrnem augitu. Tuto strukturu potkáváme dosti často v zrnitějších, pomaleji utužených částech metabazaltových, popř. spilitových proudů. V literatuře bývá tento typ často označován jako struktura ofitická a aplikován na diabasové a gabroidní horniny. Z a v a r i c k i j (1932) jej označil jako „diabasová struktura s.s.“. Je-li subofitická struktura postižena přeměnou, modifikuje se ve strukturu reliktně subofitickou (příl. XXV/2).

Struktura ofitická („diabasově ofitická s.s.“ — Z a v a r i c k i j 1932 a 1955): pyroxenová výplň mezerních políček mezi živci se zvětšuje, někdy lze pozorovat vznik většího pyroxenového jedince srůstem několika zrn menších. Do okrajů větších pyroxenů vrůstají konce lišt a tabulek

živcových, někdy čerstvých, jindy albitizovaných, popř. zatlačovaných druhotnými produkty (pak struktura *reliktně ofitická*). Ofitická struktura, typická především pro diabasy, vystupuje i v doleritických typech přírodních těles metabazaltů, ojediněle i v jádrech velkých výlevů. Srovnejte příl. XXV/1 a XXVI/1.

Struktura poikilofitická: lišty a tabulky plagioklasů jsou zcela uzavřeny ve velkých zrnech pyroxenů (příl. XXV/3 a 4). Tato struktura je velmi hojná v diabasech, vystupuje i v metabazaltech přírodních těles nebo v jádrech mocnějších proudů, výjimečně v centru velkých polštářů. Ve starší literatuře bývá obvykle spojována se strukturou ofitickou.

Přechodní typ struktury od hyaloofitické k ofitické bývá někdy uváděn jako *struktura tholeitická* [Polovinkina 1966, I, s. 155]. Zavarickij (1955) jej uvažuje jako podtyp struktury diabasově ofitické.

Struktura doleritická, popř. mikrodoleritická, představuje jako strukturní pojem nepřesný termín. Nejčastěji bývá uvažována ve smyslu struktury intergranulární (prostor mezi živci vyplňuje několik zrn augitu). Pro označení struktury je to termín zbytečný a nepřesně široký. Je to však vhodný souhrnný název pro označení zrnitého vývoje bazických vulkanitů.

Struktura gabrová, charakteristická pro gabroidní intruziva; někdy se objevuje i v holokrystalických jádrech velkých diabasových a metabazaltových loží. Krystaly bazických plagioklasů, pyroxenů, popř. i olivínu, xenomorfně omezené, vyplňují prostor a nedokonalým krystalovým omezením ukazují na přibližně současnou krystalizaci součástí.

Struktura trachytická (příl. XV): mezi fluidálně usměrněnými lištami albitu, popř. anortoklasu, je malý podíl chloritu, někdy i biotitu (příl. XV/2). Je to nejběžnější a typická struktura keratofyrů, jak lépe krystalovaných až holokrystalických, tak i velmi drobně krystalických až mikrolitických. Někdy je tato struktura doplněna porfyrickými vrostlicemi úzce tabulkovitěho albitu (příl. XXVII/3), popř. anortoklasu. Podstatný a zásadní rozdíl této struktury slabě alkalických keratofyrů a trachytů proti strukturám alkalicko-vápenatých křemenných albitofyrů davelské skupiny zdůraznil Fiala (1976).

Struktura prismaticky zrnitá (Levinson Lessing 1888, Zavarickij 1955) je vysloveně zrnitá trachytoidní struktura s hustým nahloučením úzce tabulkovitých živců. Tento termín, zpřesňující terminologii, se u nás zatím málo uplatnil (srov. příl. XXVI/2).

Struktura bostonitová, blízká trachytické, je charakterizována omezeným stupněm fluidální textury lišt alkalických živců (albitu, anortoklasu, popř. K-živce), uspořádaných více méně rozbíhavě. V mezerách mezi živci je něco chloritu, příp. biotitu. Tuto strukturu mají některé keratofyry v centrální části větších těles.

Struktura mikrogranitická: jemnozrnný agregát xenomorfních, popř. hypidiomorfních zrn křemene, kyselých živců a něco tmavých součástí (biotitu, chloritu, rud). Vystupuje nejčastěji v základní hmotě kyselých vulkanitů, tj. křemenných porfyrů, křemenných albitofyrů, ryolitů, dacitů, někdy i andezitů.

Struktura panxenomorfně (panallotriomorfně) zrnitá je charakteristická pro kyselé a intermediární intruzivní magmatity. Všesměrně zrnitý agregát xenomorfních zrn bez krystalového omezení byl zjištěn např. v albititu z údolí Lipiže u Dobříše, srov. příl. XXVI/3.

Struktury porfyrické: již uvedené struktury, pokud mají více méně stejnoměrný vývoj, bez zřetelných větších jedinců, lze souhrnně označit jako *struktury afyrické*. Od nich odlišujeme *struktury porfyrické*, u nichž vystupují ve sklovité, polosklovité nebo jemně až drobně krystalické základní hmotě větší, krystalově omezené vrostlice minerálů starší generace. U některých ložních těles keratofyrů a albitofyrů se zrnitějším vývojem struktury lze někdy odlišit *strukturu porfyrovitou*, pokud větší, velikostí a aspoň částečně lepším omezením z výrazně vyrostlice vznikaly více méně současně s krystalizací svého okolí, buď následkem rychlejšího růstu některých jader nebo spojováním několika sousedních jedinců. To je běžný případ u intruzivních magmatitů. Při podrobnějším rozlišování lze u porfyrických struktur vedle normálního typu rozlišit *strukturu oligofyrickou*, s malým podílem vrostlic vzhledem k základní hmotě, *strukturu nevaditickou* (nevaditicky porfyrickou), u níž velký podíl vrostlic zřetelně až značně převyšuje podíl základní hmoty, a *strukturu kryptovou* (Duparc a Pearce 1905, Polovinkina 1948 a 1966), u níž je základní hmota omezena jen na výplně úhlových mezer mezi většími součástkami. Pokud tvoří porfyrické vrostlice nápadné shluky, mluvíme o *struktuře glomeroporfyrické*, srov. příl. XXVII/1 a XXIX/2.

Struktura hypokrystalicky porfyrická: ve sklovité nebo hypokrystalické základní hmotě jsou vrostlice živců, někdy i pyroxenu, amfibolu, nebo biotitu a křemene. Vrostlice bývají někdy korodované (příl. XXVII/1, 2). Původní sklo základní hmoty je u bazických vulkanitů často zatlačeno chloritem, popř. prehnitem, pumpellyitem, atd., u kyselých typů bývá změněno (odskelněno) ve felzit.

U bazických typů našich proterozoických vulkanitů bývá porfyrická struktura vyvinutá jen v menším rozsahu a to hlavně u jejich mladších typů. K nim patří: Spilťtické porfyryty s vrostlicemi albitu, popř. albitizovaného andezínu, v základní hmotě drobně intersertální struktury (Skryje, Klčava, Bratronice, Zhůř, Chocenice aj. — srov. příl. XXVIII/1). — Andezito-bazaltové metaporfyryty s prehnitizovanými a pumpellyitizovanými vrostlicemi oligoklasu až andezínu ze širšího okolí Křivoklátu

(Račice, Amalín, Malá Buková, Týřovice aj.). Labradoritové andezito-bazaltové porfyry od Čenkova a Veliké Vsi na Kralupsku s třemi generacemi živců a podobné horniny z úseku mezi Roupovem (jz. Plzeňsko) a Biřkovem (Chudenicko). — Pyroxenické andezito-bazaltové porfyry hřebene Valachová u Skřivaně na Rakovnicku, andezitového vzhledu, ale značně bazické (srov. tab. 1), s glomeroporfyrickými shluky albitu (příl. XXIX/2) a pigeonit-augitu, částečně chloritizovanými a resorbovanými v intergranulární základní hmotě. Podobně horniny od Malé Bukové mají v intersertální základní hmotě vrostlice diopsidického augitu (příl. XXVII/2), resorbovaných živců a mastkových pseudomorfóz po olivínu. — Augitické porfyry, většinou uralitizované až amfibolizované, z j. části Blovicka (příl. XXIX/1), místy zrohovcovatělé kontaktním vlivem sousední žuly. — Výrazně porfyrickou strukturu mají alkalicko-vápenaté vulkanity davelské skupiny, tj. křemenné albitofyry od Zbraslavi, Davle, popř. Dobříše (příl. XXVIII/2), a propylitizované biotiticko-amfibolické porfyry (andezity) okolí Mníšku. Jejich široce tabulkovité vrostlice albitu jsou zcela odlišného typu proti úzkým vrostlicím keratofyrů s.s. Blovicka a Příbramska (příl. XXVII/3 a XXVIII/2).

Struktury pyroklastické jsou charakteristické pro produkty explozivního vulkanismu. Sopečné tufy jsou někdy stejnoměrně zrnité. Pak lze podle velikosti zrna rozlišit jemnozrné *popelové*, drobně zrnité *pískové* a středně až hrubě zrnité *lapilové tufy*. Explozivně vyvržený materiál, převážně střípkovitých tvarů, je v nich hustě nahloučen s malým podílem pojiva. Většinou jsou však struktury tufů nestejně zrnité. Klasy, tj. lapily a fragmenty minerálů, skel a poloskovitých vulkanitů jsou spojeny jemnozrnou základní hmotou v podstatě stejného složení. Pak lze rozlišit *strukturu vitroklastickou* (příl. XXXI/2) se sklovitými klasy (tufy metabazaltů, spilitů, částečně keratofyrů a křemenných albitofyrů), *strukturu litoklastickou* s fragmenty částečně vykrystalovaných láv (příl. XXXI/1 a XXXII/2) a *strukturu krystaloklastickou* s fragmenty křemene, živců, někdy i tmavých součástek, zvláště běžnou u křemenných albitofyrů. Častější jsou však struktury smíšeného typu: vitrolitoklastická (příl. XXX/2), vitrokystaloklastická, litovitroklastická, litokystaloklastická, krystalolitoklastická (příl. XXXII/1) a krystalovitroklastická.

Struktura ignimbritová je charakterizována usměrněnými, protaženými a na koncích často roztřepenými sklovitými, popř. felzoidními nebo poloskovitými „plaménky“ („fiamme“). Její náznaky byly pozorovány v tufech křemenných albitofyrů z vrtů v okolí Mníšku (srov. Fiala 1977, str. 159; 1976, str. 42 a pl. VII, VIII).

Struktura klastolávová je strukturou silně proplyněné a trhající se lávy, kde však tlak unikajících plynů už nestačil k explozi. Protáhlé

útvary sklovité až polosklovité struktury spolu částečně primárně splývají, částečně byly dodatečně zpečeny. Meziprostory jsou vyplněny sklem (příl. XXX/1). Struktury tohoto typu byly zjištěny místy v jz. části Blovicka u keratofyrů a spilit-keratofyrů.

Struktury metamorfní jsou charakteristické pro vulkanity, především bazické, postižené metamorfními procesy. P o l o v i n k i n a (1948, 1966) uvádí pro struktury vulkanitů, jejichž původní sklo bylo nahrazeno druhotnými produkty, strukturní termíny s prefixem „apo-“ (struktura apovitrofyrická, apointersertální atd.). Tam, kde nové produkty metamorfózy přerůstají hranice primárních minerálů, dochází často k zastření původní struktury, která se pak jeví jako reliktní (srov. příl. XXXIII). Takové struktury jsou označovány prefixem „blasto-“. Nejvýrazněji se projevuje vliv blastézy u zrnitých doleritických typů bazických vulkanitů (např. struktura blastoofitická), kde přerůstání mladšími minerály často znemožňuje přesnější vymezení původní jemnozrné struktury (subofitické, intergranulární atd.), a u typů porfyrických, kde při zatlačení pyroxenu amfibolem je někdy i změněn původní krystalový tvar (příl. XXXV/3, 4).

U zelených břidlic, hojně zastoupených v z. části hlavní centrální vulkanické zóny, v zóně stříbrsko-plaské a v pruhu svojšínském jsou jednotlivé polohy často zvýrazněné i odlišnou strukturou, srov. příl. XXXIV. U mezozonálních amfibolitů Domažlicka a Klatovska a u kontaktních amfibolitů Jesenicka potkáváme zrnitější struktury, z nichž lze uvést několik výraznějších typů.

Struktura granoblastická, stejnoměrně xenomorfně zrnitá (srov. příl. XXXVI/1).

Struktura granonematoblastická s částečně paralelním vývojem amfibolu.

Struktura nematoblastická s výrazným uspořádáním usměrněných amfibolových sloupečků (příl. XXXVI/2, 3).

Struktura diablastická, při níž je amfibol prorůstán křemenem nebo živcem (příl. XXXVI/4).

Struktura fibroblastická, při níž aktinolit, popř. zelený amfibol, tvoří shluky a svazky tenkých jehliček (příl. XXXV/1, 2).

Struktury kataklastické vznikají podrcením horniny následkem směrného tlaku v tektonicky postižených pásmech. Výrazně se uplatňují v horninách zrnitých, např. v albititech (příl. XXVI/4). Případně lze rozlišovat větší počet typů, např. struktura maltová, mylonitická, ultramylonitická apod. U tektonicky postižených bazických metavulkanitů a metatufů se současně uplatňují i modifikace jejich ložních textur.

K tisku doporučil F. Fediuk

Literatura

- Carlisle D. (1963): Pillow breccias and their aquagene tuffs, Quadra Island, British Columbia. — *J. Geol.*, 71, 48—71. Chicago.
- Carlisle D. - Susuki T. (1974): Emergent basalt and submergent carbonate-clastic sequences including the Upper Triassic Dillier and Welleri Zones on Vancouver Island. — *Canad. J. Earth Sci.*, 11, 254—279. Ottawa.
- Carstens H. (1964): On the variolitic structure. — *Norg. geol. Unders.*, 223, 26—42. Oslo.
- Duparc L. - Pearce F. (1905): Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kizelowskaya Datscha. — *Mém. Soc. Phys. Hist. natur. Genève*, 34, 5.
- Favorskaja M. A. (1963): Petrografičeskije kriterii likvacii v kislych lavach. Vvedenie. — *Trudy Inst. Geol. rud. Mestorožd. Petrogr. Mineral. Geochim.*, 90. Moskva.
- Fiala F. (1966a): Some results of the recent investigation of the Algonkian volcanism in the Barrandian and the Železné hory areas. — *In: Fediuk F. - Fišera M. (eds.): Paleovolcanites of the Bohemian Massif*, 9—29, Karl. Univ., Praha.
- (1966b): The Silurian diabase volcanism of the Barrandian area. — *In: Fediuk F. - Fišera M. (eds.): Paleovolcanites of the Bohemian Massif*, 153—165, Karl. Univ., Praha.
- (1967): Algonkian pillow lavas and variolites in the Barrandian area. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 12, 7—65. Praha.
- (1970): Silurské a devonské diabasy Barrandienu. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 17, 7—89. Praha.
- (1974): Účast likvace v procesu diferenciacie proterozoických vulkanitů. — *In: Pouba Z. (ed.): Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek*, 2, 109—121. — Karl. Univ. Praha.
- (1976): Calc-alkaline trends of the Proterozoic volcanics of the Barrandian. — *Čas. Mineral. Geol.*, 21, 31—54. Praha.
- (1977): Proterozoický vulkanismus Barrandienu a problematika spilitů. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 30. Praha.
- Gélinas L. - Brooks C. - Trzcienski W. E. Jr. (1976): Archean variolites - quenched immiscible liquids. — *Canad. J. Earth Sci.*, 13, 210—230. Ottawa.
- Giljarova E. A. (1959): Šarovyje lavy Suisarskogo rajona Južnoj Karelii i problema genezisa šarovyh lav. — *Učen. Zap. Leningr. gos. Univ. Ždanova, Ser. geol. Nauk*, 268, 10. Leningrad.
- Hejtmán B. (1956): Všeobecná petrografie vyvřelých hornin. — *Nakl. Čs. akad. věd, Praha*.
- Hentschel H. (1963): In-situ-Brekzien der unterkarbonischen Pillowdiabase des Diligebietes im Rheinischen Schiefergebirge. — *Bull. volcanol., Sér. 2*, 25, 97—107. Napoli.
- Holmes A. (1920): *The nomenclature of petrology*. London.
- Kettner R. (1943): Všeobecná geologie. Část II. Složení zemské kůry. Vznik hornin a ložisek. — *Melantrich, Praha*.
- Kuznecov F. A. (1956): Petrografija magmatičeskich i metamorfičeskich porod. — *Izdat. Mosk. gos. Univ. Moskva*.
- Levinson-Lessing F. Ju. (1888): Oloneckaja diabazovaja formacija. — *Trudy SPb. Obšč. Jestestvoispyt., Otd. Geol. Mineral.*, 19. Leningrad.

- Levinson-Lessing F. Ju. (1905): Sferolitovyje porodny Mugodžarskich gor. — Trudy SPb. Obšč. Jestestvoispyt., 33, 5, 131—135. Leningrad.
- (1935): O svojeobraznom tipe differenciacii v variolite jalguby. (Primer likvacii magmy na dve nesmešivajuščijesja židkosti.) — Trudy Petrogr. Inst. F. Ju. Levinson-Lessinga, 5, 21—27. Leningrad.
- Měška G. - Fiala F. (1948): Několik poznámek o typech diabasových hornin v Barrandienu. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 117, 149—166. Praha.
- Milch L. (1912): Die primären Strukturen und Texturen der Eruptivgesteine. — Fortschr. Mineral., 2, 163—207. Stuttgart.
- Moore J. G. (1970): Water content of basalt erupted in the ocean floor. — Contr. Mineral Petrology, 28, 272—279. Berlin, New York.
- Paakola J. (1971): The volcanic complex and associated manganiferous iron formation of the Porkonen-Pehtaavaara area in Finnish Lapland. — Bull. Comm. géol. Finl., 247. Otaniemi.
- Philpotts J. (1976): Textural evidence for liquid immiscibility in tholeiites. — Mineral Mag., 42, 417—425. London.
- Polovinkina Ju. I. (1948): Struktury gornych porod, I. Magmatičeskije porodny. — Gosgeolizdat, Moskva — Leningrad.
- (1966): Struktury i tekstury izveržennyh i metamorfičeskich gornych porod, I—III. — Nedra, Moskva.
- Rittmann A. (1958): Il meccanismo di formazione delle lave a pillows e dei cosiddetti tufi palagonitici. — Boll. Accad. Gioenia Sci. Nat., Sér. IV, 311—318. Catania.
- Saemundsson K. (1967): Vulkanismus und Tektonik des Hengill-Gebietes in Südwest-Island. — Acta natur. island., 2, 1. Reykjavik.
- Slavík F. (1909): Spilitické vyvěřeliny v prekambriu mezi Kladnem a Klatovy. — Arch. přírodověd. Prozk. Čech, 14, 2. Praha.
- (1927): O „polštářových lávách“ [pillow lavas] českého algonkia. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 101, 1—9. Praha.
- (1928): Les „pillow lavas“ algonkiennes de la Bohême. — C. R. 14^e Congr. Géol. Int., 1389—1395. Madrid.
- Tazieff H. (1973): About deep-sea volcanism. — Rc. Soc. Ital. Mineral. Petrologia, 292, 427—436. Milano.
- Vuagnat M. (1946): Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. — Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 26, 116—228. Zürich.
- Zavarickij A. A. (1929): Opisatel'naja petrografija. — Litogr. izd. Kubuč.
- (1932): Peridotitovyj massiv Raj-Iz v Poljarnom Urale. — Vsesojuz. geol.-razv. Obšč. Leningrad — Moskva.
- (1955): Izveržennyje gornyje porodny. — Izdat. Akad. nauk SSSR, Moskva.

Vysvětlivky k přílohám I—XXXVI

Příl. I

1. Spilitová polštářová láva v lomu u Mítova: přední (jižní) stěna původní ochranné kulisy s žilou albitického dijabasu.
2. Spilitová polštářová láva s žilou albitického dijabasu v s. stěně původní ochranné kulisy v lomu u Mítova.
3. Čelo téže původní ochranné kulisy v lomu u Mítova. Foto F. Fiala

Příl. II

1. Spilitová polštářová láva na j. svahu Bukové hory sv. od Měcholup.
2. Dto — detail. Tamtéž.

Foto F. Fiala

Příl. III

1. Spilitové polštáře z lomu u Koterova.
2. Jemně mandličkovitý okraj spilitového polštáře, patrný na příčné diakláze. Lom u Koterova.

Foto F. Fiala

Příl. IV

1. Variolitická textura metabazaltového polštáře. Západně od Svinné, při silnici ke Kamenci.
2. Variolitická textura metabazaltového polštáře, jiný řez. Tamtéž.

Foto ÚÚG — H. Vršťalová

Příl. V

1. Splývání variol v okraji metabazaltového polštáře dokumentuje jejich původní kapkovitý tvar a vznik likvací. Západně od Svinné, při silnici ke Kamenci.
2. Variolitický draselný spilit. Jihozápadně od Rousínova, z. svah Ostrého vrchu.

Foto ÚÚG — H. Vršťalová

Příl. VI

1. Metabazaltová polštářová brekcie (pillow breccia). Jižně od Zbečna, skály nad levým břehem Berounky, ca 350 m jz. od nádraží.
2. Metabazaltová polštářová brekcie. Tamtéž, detail.

Foto F. Fiala

Příl. VII

1. Metabazaltová granulační brekcie, původně sklovitá. Lišice, opuštěný lom při v. konci vsi.
2. Dto — detail. Tamtéž.

Foto F. Fiala

Příl. VIII

1. Proterozoická grafitoidní břidlice s hnízdečky a nástřiky spilitu. Typově blízká peperitu. Koterov, lom. Zvětšeno 6X, bez nikolů.
2. Granulát až peperit keratofyrový. Hřešihlavy (V), j. od Rybárny, 100 m od ústí potoka Radubice do Berounky. Zvětšeno 6X, nikoly XX.

Foto ÚÚG — D. Hejđová

Příl. IX

1. Peperit metabazaltový, s malým podílem sedimentární výplně mezi fragmenty vulkanitu, Březové Hory, šachta Anna, 30. patro, s. překop pod šachtu Lill. Zvětšeno 18,5X, bez nikolů.
2. Peperit metabazaltový s velkým podílem mezerní břidličné hmoty. Březové Hory, šachta Anna, 30. patro, čelba odbočky po Bezejmenné žíle ze s. překopu pod šachtu Lill. Zvětšeno 14X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — D. Hejđová

Příl. X

1. Perlitická textura kyselého trachytového skla. Chocenice (ZSZ), svah návrší Malého Chlumku. Zvětšeno 16X, bez nikolů.

2. Perlitická textura trachytového skla. Chocenice (Z), návrší Velký Chlumek, 100 m jJV. od vrcholu. Zvětšeno 16X, bez nikolů.
3. Perlitická textura trachytového skla. Chocenice (Z), v. úpatí Velkého Chlumku, sonda č. 184. Zvětšeno 16X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — D. Hejdomá

Přil. XI

1. Granulované fluidální sklo z mezerní výplně metabazaltové polštářové lávy. Svinná (Z), při silnici ke Kamenci. Zvětšeno 15X, bez nikolů.
2. Spilitová sklovitá láva, fluidální textura. Žitín (VSV), 950 m sv. od dvora, v poli, 50 m od cesty k Jarovu. Zvětšeno 11,5X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1 S. Bártlová, 2 D. Hejdomá

Přil. XII

1. Metabazaltová sklovitá granulační brekcie. Koterov (SV), lom na j. úpatí Háje, j. stěna. Zvětšeno 6X, bez nikolů.
2. Granulované fluidální sklo z mezerní výplně metabazaltové polštářové lávy. Koterov (V), opuštěný lom při silnici k Starému Plzenci. Zvětšeno 18,5X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — S. Bártlová

Přil. XIII

1. Sklovitá granulační brekcie z mezerní výplně metabazaltové polštářové lávy. Letkov (J), lom. Zvětšeno 18,5X, bez nikolů.
2. Sklovitý granulátový tuř metabazaltu. Nezabudice (JV), nad silnicí ke Křivoklátku. Zvětšeno 18,5X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — S. Bártlová

Přil. XIV

1. Sklovitá granulační brekcie metabazaltu. Zbečno (JV), lom proti nádraží. Zvětšeno 22,5X, bez nikolů.
2. Fluidálně texturovaný metabazaltový sklovitý granulát. Týřovice (SSV), j. rozsocha Písařova vrchu. Zvětšeno 11,5X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1 D. Hejdomá, 2 S. Bártlová

Přil. XV

1. Fluidální textura keratofyru. Měcholupy (SV), 710 m s. od kóty 650, polesí Chýlava. Zvětšeno 15X, nikoly XX.
2. Fluidální textura kontaktně metamorfovaného biotitického spilit-keratofyru. Měcholupy (VSV), vrchol hřebene kóty 616. Zvětšeno 17,8X, nikoly XX.
3. Páskovaná eutaxitická textura křemenného keratofyru. Jednotlivé polohy diferencované složením i velikostí zrna. Jarov (Blovicko), z. od obce, v. část hřebene Chroustova. Zvětšeno 9,4X, bez nikolů.
4. Fluidální textura keratofyru. Hřešihlavy (V), j. od Rybárny, ca 100 m před vyústěním rokle do údolí potoka Radubice. Zvětšeno 18,4X, nikoly XX.

Foto ÚÚG — 1, 3, 4 D. Hejdomá, 2 S. Bártlová

Přil. XVI

1. Mandlovcová textura keratofyru (albitického porfyritu). Měcholupy (SV) 200 m jJV. od kóty 616, z tufů. Zvětšeno 54X, bez nikolů.
2. Mandličkovitá textura sklovitého spilitu, mandle chloritové. Měcholupy (SV), 550 m sv. od kóty 550, Buková hora. Zvětšeno 9,4X, bez nikolů.

- 3 Drobně mandličkovitá, původně jemně vesikulární textura spilitových fragmentů ze spilitového tufu. Měcholupy (SV), 500 m zjz. od kóty 550, Buková hora. Zvětšeno 4,9X, bez nikolů.
- 4 Dto — detail, týž výbrus. V mandličkách albit a chlorit. Zvětšeno 18,4X, bez nikolů.
Foto ÚÚG — 1, 3, 4 D. Hejdomá, 2 S. Bártlová

Přil. XVII

1. Mandlovcová textura metabazaltu, mandle křemenné i křemen-kalcitové. Březové Hory, šachta Anna, 30. patro, s. překop pod šachtu Lill. Zvětšeno 10X, nikoly XX.
- 2 Mandlovcová textura metabazaltu, mandličky vyplněné albitem a křemenem v hyalopilitické základní hmotě. Zvíkovec (J), výchoz v ohybu silnice. Zvětšeno 41X, nikoly XX.
3. Mandlovcová textura spilit-keratofyru. Albitem a křemenem vyplněné mandličky ve fluidální felzoidní až subvariolitické základní hmotě. Prádlo (Blovicko), z. od vsi, j. svah kóty 521, j. od samoty Chvostule. Zvětšeno 5,2X, nikoly XX.
4. Mandlovcová textura metabazaltu, mandle chloritové s kalcitovým jádrem a lemem v mikrovariolitické základní hmotě. Březové Hory, šachta Anna, 30. patro, s. překop pod šachtu Lill. Zvětšeno 50,4X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1, 3, 4 D. Hejdomá, 2 S. Bártlová

Přil. XVIII

1. Mandlovcová, tektonicky protažená textura spilitu, v mandlích kalcit. Měčín (13 km ssv. od Klatov), návrší sz. od vsi. Zvětšeno 18,5X, bez nikolů.
2. Mandlovcová fluidální textura metabazaltu, v mandlích směs chloritu, kaolinitu a křemene. Šlovice (jz. od Plzně), z. od vsi. Zvětšeno 73X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1 D. Hejdomá, 2 S. Bártlová

Přil. XIX

1. Variolitická textura metabazaltu, varioly velmi jemně strukturované, při malém zvětšení felzoidní. Základní hmota subvariolitické struktury. Svinná (Z), při silnici ke Kamenci. Zvětšeno 5X, bez nikolů.
2. Subvariolitická struktura metabazaltu. Račice (jv. od Křivoklátu), j. od vsi, jv. od Kamenných vrchů. Zvětšeno 18,6X, bez nikolů.
3. Subvariolitická struktura metabazaltu, silně granulovaného. V mezerách výplň křemene, chloritu a sericitu. Skřivaň (JV), úpatí svahu nad Tyterským potokem, j. od kóty 367. Zvětšeno 16,5X, bez nikolů.
4. Variolit draselného spilitu s felzoidními i radiálně paprskovitě strukturovanými variolami. Panoší Újezd (J), kóta 490 „Na hůrce“. Zvětšeno 18,9X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1, 3, 4 S. Bártlová, 2 D. Hejdomá

Přil. XX

1. Mikrovariolitická struktura metabazaltu. Skomelno, návrší jz. od Hůrky. Zvětšeno 17,6X, bez nikolů.
2. Dto — detail. Tamtéž. Zvětšeno 44,6X, bez nikolů.
3. Detail varioly metabazaltu. Mezi světlými paprsky živců proužky zrnek pigeonitického augitu. Svinná (Z), při silnici ke Kamenci. Zvětšeno 152X, bez nikolů.
4. Detail varioly draselného spilitu. Mezi lištami živců chloritizované sklo s hojným leukoxenem a zbytky augitu. Pavlikov (J), návrší „Na stráži“ v. nad silnicí. Zvětšeno 152X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — S. Bártlová

Příl. XXI

1. Sférokrystalická struktura variolitického keratofyru. Jarov (Blovicko), s. od z. konce vsi, 250 m sv. od kóty 563. Zvětšeno 22,5X, nikoly XX.
2. Sférokrystalická struktura křemenného keratofyru. Velké Živcové sférokristaly v základní hmotě implikačně strukturované. Újezdec (Merklínsko), Ptenínská hora j. od vsi. Zvětšeno 21,7X, nikoly XX.

Foto ÚÚG — D. Hejdová

Příl. XXII

1. Kostrovité živce (oligoklas) v mikrovariolitickém metabazaltu. Týřovice (S), rokle jz. od Čertovy skály, 80 m z. od silnice. Zvětšeno 64,5X, bez nikolů.
2. Kostrovité živce v chloritizovaném skle hypokrystalického metabazaltu. Týřovice (SSZ), z. okraj Písařova vrchu. Zvětšeno 84X, bez nikolů.
3. Přejednost struktury mikrovariolitické do divergentně paprscité. Draselný spilit, lehce aktinolitizovaný. Rousínov (J), j. úpatí kóty 462 „Šípy“. Zvětšeno 16,3X, bez nikolů.
4. Divergentně paprscitá struktura keratofyr-spilitu, lehce kontaktně metamorfovaného. Mezi svazky albitových lišt vyplň ze živce a biotitu. Březí (Blovicko), v. od vsi, zářez silnice u dvora Žitín. Zvětšeno 49,8X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1, 2, 4 D. Hejdová, 3 S. Bártlová

Příl. XXIII

1. Přejednost struktury mikrovariolitické do intersertální. Týřovice (S), Čertova skála. Zvětšeno 19,8X, bez nikolů.
2. Přejednost struktury divergentně paprscité do intersertální. Račice (J), 130 m j. od kóty 409. Zvětšeno 66X, bez nikolů.
3. Intersertální struktura metabazaltu. Lišty kostrovitého albit-oligoklasu prohnuté; počínající aktinolitizace. Skomelno (J), návrší v. od Hůrky. Zvětšeno 19,8X, bez nikolů.
4. Intersertální struktura metabazaltu. Račice (J), jv. od Kamenných vrchů. Zvětšeno 66X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1, 3 S. Bártlová, 2, 4 D. Hejdová

Příl. XXIV

1. Vývoj intergranulární struktury. Mezi lištami živců krystalují drobné sloupečky augitu, orientované příčně k živcům. Týřovice (S), rokle j. od Čertovy skály, 80 m z. od silnice. Zvětšeno 64X, bez nikolů.
2. Intergranulární struktura metabazaltu. Mezi lištami albit-oligoklasu vyplň drobných zrněk pigeonitického augitu, albitu a chloritu. Šlovice (Z), j. svah kóty 394. Zvětšeno 16X, bez nikolů.
3. Intergranulární struktura metabazaltu. Mezi lištami živců zrnka augitu. Častonice (Křivoklátsko), z. bok údolí Berounky v. od kóty „Sokolík“. Zvětšeno 45,6X, bez nikolů.
4. Intergranulární struktura metabazaltu. Bučiny (V), sz. svah Černé skalky, 3 km jz. od Skryjí. Zvětšeno 46,4X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1, 4 D. Hejdová, 2, 3 S. Bártlová

Příl. XXV

1. Reliktně ofitická struktura doleritického spilitu (albitického diabasu). Mezi tabulkami albitu uralitický amfibol, uzavírající zbytky pigeonitu, hojný leukoxenizovaný ilmenit, epidot, něco karbonátu. Srby (Blovicko), s. od vsi, návrší 150 m jz. od kóty 560. Zvětšeno 18,8X, bez nikolů.

2. Reliktně subofitická struktura doleritického metabazaltu. Živce zjlovělé, v mezích chlorit po pyroxenu, ilmenit, něco albitu. Slabce (J), sv. svah údolí Modřevického potoka. Zvětšeno 14X, bez nikolů.
3. Poikilofitická struktura doleritického metabazaltu. Lučičtš (S), v. při silnici k Mirošovu. Zvětšeno 16,5X, bez nikolů.
4. Poikilofitická struktura doleritického metabazaltu, amfibolizovaného a saussuritizovaného. Chlumská (JZ), j. od silnice k Chudenicím. Zvětšeno 10X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1, 4 D. Hejđová, 2, 3 S. Bártlová

Přil. XXVI

1. Ofitická struktura doleritického metabazaltu, aktinolitizovaného a zoisitizovaného. Biřkov (SV), kóta 481, vrt GP V-2, hloubka 66 m. Zvětšeno 46,6 X, bez nikolů.
2. Prismatická struktura doleritického keratofyr-spilitu. Mezi obdélňířkovými průřezy živců malý podíl výplně rudňích zrněk a chloritu, něco křemene. Bzí (6 km jz. od Blovic), jjz. od vsí, 200 m z. od silnice. Zvětšeno 19,8 X, nikoly XX.
3. Holokrystalická panxenomorfně zrnitá struktura křemenného albitu. Dobříš (S), údolí Lipíř. Zvětšeno 5,3X, nikoly XX.
4. Kataklastická struktura mylonitizovaného křemenného dioritu. Dobříš (S), údolí Lipíř. Zvětšeno 5,3X, nikoly XX.

Foto ÚÚG — 1 S. Bártlová, 2, 3, 4 D. Hejđová

Přil. XXVII

1. Glomeroporfyřická struktura. Skupina chloritizovaných a částečně korodovaných vrostlic olivínu v subvariolitickém okraji metabazaltového polštáře. Zvkovec (J), svah kóty 398 nad silnicí k Mlečicím. Zvětšeno 21,4X, bez nikolů.
2. Porfyřická struktura. Silně korodovaná a od korozí chloritizovaná vrostlice diopsidického pyroxenu v augitickém porfyřitu. Malá Buková (Z), kóta 458 „Čihátko“. Zvětšeno 21X, bez nikolů.
3. Porfyřická struktura keratofyru. Úzce tabulkovitá vrostlice albitu v trachytoidní fluidální základní hmotě. Měcholupy (SV), 315 m jjz. od kóty 520. Zvětšeno 21X, bez nikolů.
4. Porfyřická struktura. Obrůstání a zatlačování K-živce lamelovaným albitem ve fragmentu albitofyru z tufu. Zbraslav (J), lom Severokamene, 2. etáž. Zvětšeno 71,2X, nikoly XX.

Foto ÚÚG — 1, 3, 4 D. Hejđová, 2 S. Bártlová

Přil. XXVIII

1. Drobně porfyřická struktura spilitu. Chocenice (Z), jz. úpatí Velkého Chlumku. Zvětšeno 54X, bez nikolů.
2. Porfyřická struktura albitofyru. Široce tabulkovité vrostlice albitu v drobně poikilicky zrnité základní hmotě. Dobříš (S), hřeben v. nad údolím Lipíř. Zvětšeno 42X, nikoly XX.

Foto ÚÚG — D. Hejđová

Přil. XXIX

1. Porfyřická struktura amfibolického porfyřitu [metaandezitobazaltu]. Vrostlice přeměňených živců a zeleného amfibolu v mikrokrystalické základní hmotě z amfibolu, živce a epidotu. Vrčeň (SSZ), při cestě k Srbům (Blovicko). Zvětšeno 11,5X, bez nikolů.
2. Glomeroporfyřická struktura. Skupina plagioklasových vrostlic v pigeonitickém porfyřitu. Skřivaň (JV), sv. svah Valachova, okraj polštáře. Zvětšeno 47X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1 D. Hejđová, 2 S. Bártlová

Příl. XXX

1. Klastoláva keratofyr-spilitová. Fragменты přeměněných skel a hypokrystalických spilitů a mandlovců v podřízené chloritizované základní hmotě. Měcholupy (SZ), při cestě k Jarovu. Zvětšeno 18,5X, bez nikolů.
2. Vitrolitoklastická struktura keratofyr-spilitového tufu. Chocenice (ZSZ), 150 m z. od kóty 514. Zvětšeno 11,5X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — D. Hejdomá

Příl. XXXI

1. Metatuf paleobazaltový, litoklastická struktura. Mínice (Kralupsko), sv. od vsi, návrší s. od kóty 236. Zvětšeno 11,5X, bez nikolů.
2. Vitroklastická struktura spilitového tufu. Měcholupy (S), 280 m z. od kóty 604. Zvětšeno 22,5X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — D. Hejdomá

Příl. XXXII

1. Krystalo-litoklastický tuf křemenného albitofyru. Zbraslav (J), lom Severokamene. Zvětšeno 19,8X, bez nikolů.
2. Litoklastický tuf křemenného albitofyru s fragmentem nevaditického albitofyru. Zbraslav (J), lom Severokamene „Na baních“. Zvětšeno 16,3X, bez nikolů.
3. Extruzivní brekcie křemenného albitofyru, krystalolitoklastická struktura. Davle, lom. Zvětšeno 5,3X, bez nikolů.
4. Brekciovitá struktura tufu křemenného albitofyru, s fragmenty perlitického skla. Zbraslav (J), nejjižnější lůmek při silnici k Davli. Zvětšeno 12,3X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — D. Hejdomá

Příl. XXXIII

1. Drobné sloupečky pumpellyitu v metabazaltu. Radnice (JJZ), sz. od Ovčírny. Zvětšeno 180X, bez nikolů.
2. Pumpellyit s křemenem v mandli granulovaného metabazaltu. Městečko (ZSZ), jz. svah údolí Rakovnického potoka. Zvětšeno 20,6X, bez nikolů.
3. Aktinolit přerůstá napříč lištovitý živec metabazaltu. Hubenov (J), cesta k lesu Hřebensko. Zvětšeno 123X, bez nikolů.
4. Aktinolitizace metabazaltu. Jehličky aktinolitu přerůstají napříč přes živce a ostatní součástky aktinolitizovaného [kontaktně zrohovcovatělého] metabazaltu. Dolce (J), návrší Jindřín (4,5 km jv. od Přeštic). Zvětšeno 171X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — D. Hejdomá

Příl. XXXIV

1. Ložní textura chloriticko-aktinoliticko-karbonatické zelené břidlice (metamorfovaného bazaltového tufu), detailně povrásněné. Radonice (J), lom na návrší „Na ovčíně“, 6 km vsv. od Domažlic. Zvětšeno 22,5X, bez nikolů.
2. Ložní textura aktinolitizovaného paleobazaltového metatufu, detailně povrásněného. Liška (SZ), jz. úpatí Pušperku (Chudenicko). Zvětšeno 42X, bez nikolů.

Foto ÚÚG — S. Bártlová

Příl. XXXV

1. Spilit lehce aktinolitizovaný s reliktami intersertální struktury, přerůstané jemně jehličkovitými agregáty aktinolitu (náběh k fibroblastické struktuře). Poleň (SSZ), 300 m z. od kóty 455. Zvětšeno 16,6X, bez nikolů.
2. Metabazalt silně aktinolitizovaný; vývoj struktury fibroblastické. Chlumská (J), z. svah hřebene Říčeje, v. nad Bělšovskou hájovnou. Zvětšeno 45X, bez nikolů.

3. Metabazalt silně aktinolitizovaný, mezi jehličkami aktinolitu tmavé shluky leukoxenu. Bukovec, s. svah údolí Berounky (sv. od Plzně). Zvětšeno 162×, bez nikolů.
4. Doleritický metabazalt silně amfibolizovaný. Uvnitř sloupců druhotného amfibolu zbytky augitu, v mezerách tmavé shluky leukoxenu. Druztová (JZ), v. svah údolí Berounky. Zvětšeno 20,2×, bez nikolů.

Foto ÚÚG — 1 D. Hejdová, 2, 3, 4 S. Bártlová

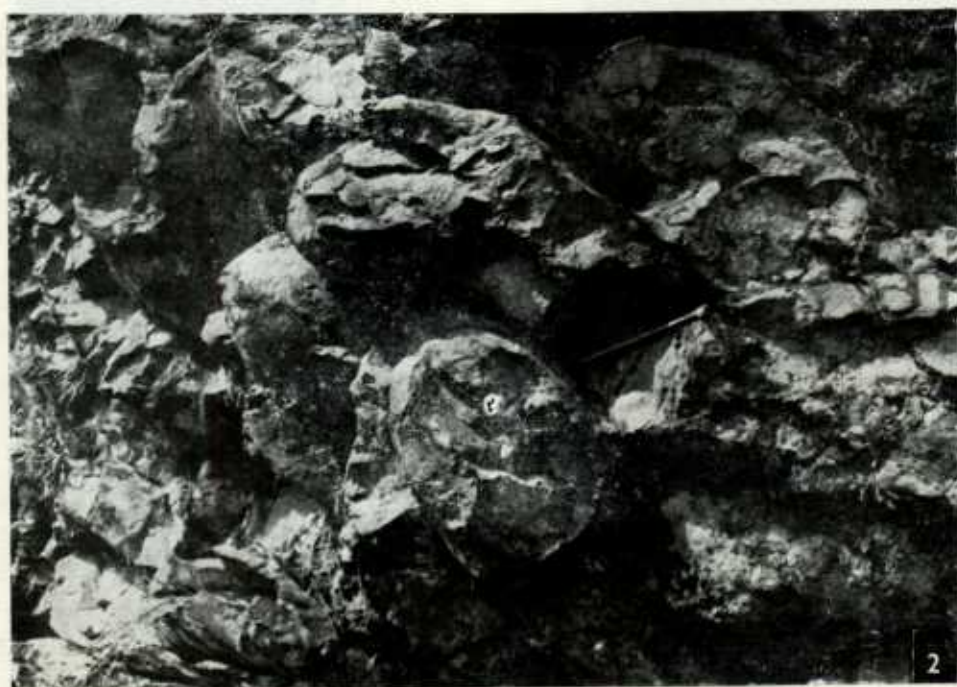
Příl. XXXVI

1. Granoblastická struktura amfibolitu — metamorfovaného paleobazaltu. Dlažov (ZJZ), kóta 642 s. od kostelíka Sv. Markéty. Zvětšeno 55,4×, bez nikolů.
2. Nematoblastická struktura amfibolitu — metamorfovaného paleobazaltu. Libkov (SV), lom na j. úpatí kóty 629. Zvětšeno 44,6×, bez nikolů.
3. Nematoblastická struktura amfibolitu — metamorfovaného paleobazaltu. Poleň (SSZ), kóta 488. Zvětšeno 37×, bez nikolů.
4. Diablastická struktura amfibolitu — metamorfovaného paleobazaltu. Sedliště (JJV), sv. pod kótou 512 „Chlumec“. Zvětšeno 37×, bez nikolů.

Foto ÚÚG — S. Bártlová

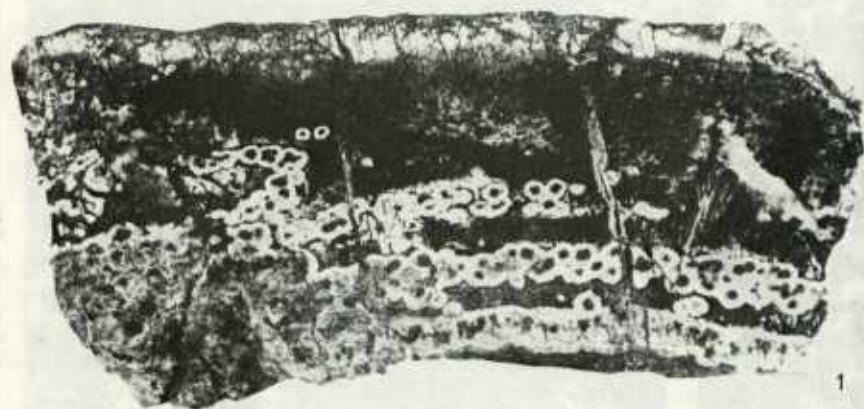


Vysvětlivky k přílohám I—XXXVI viz str. 25—32





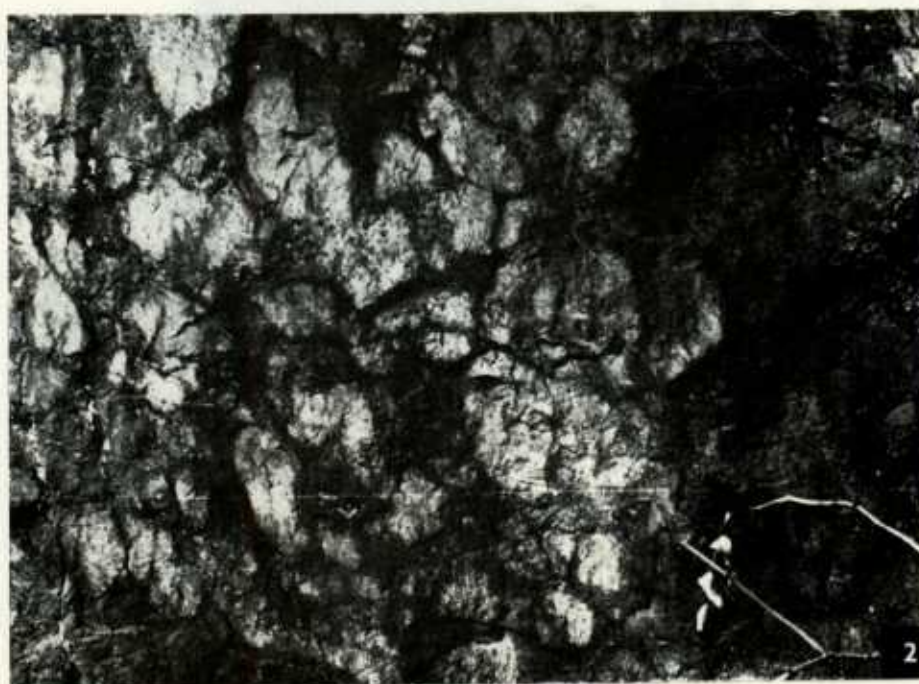




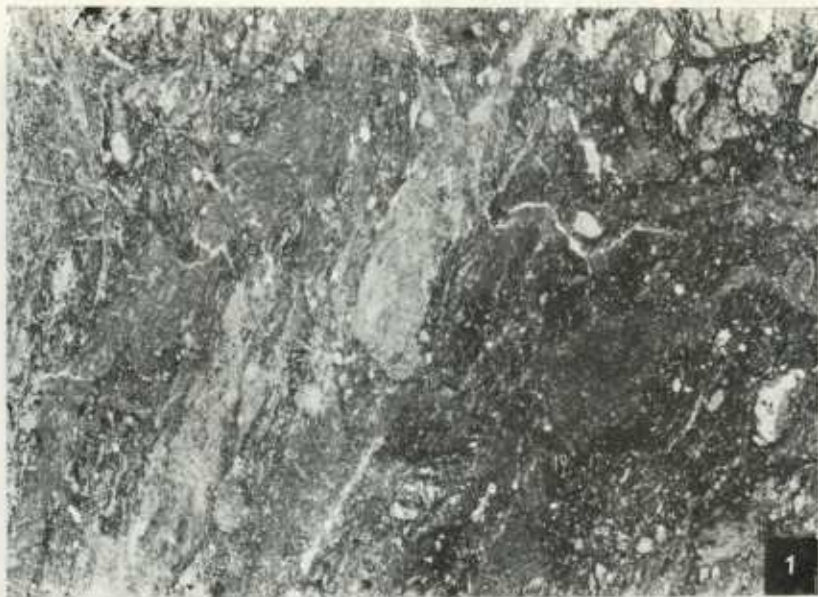
1

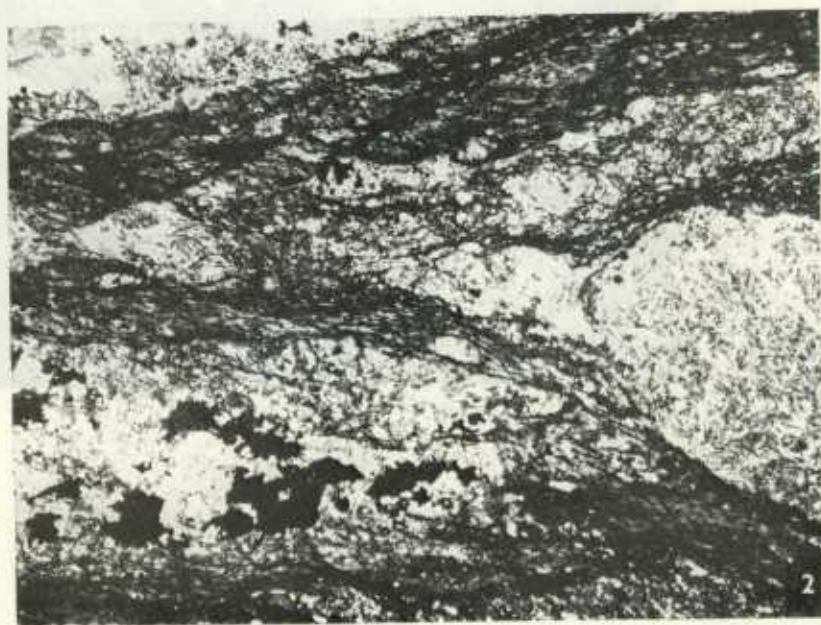


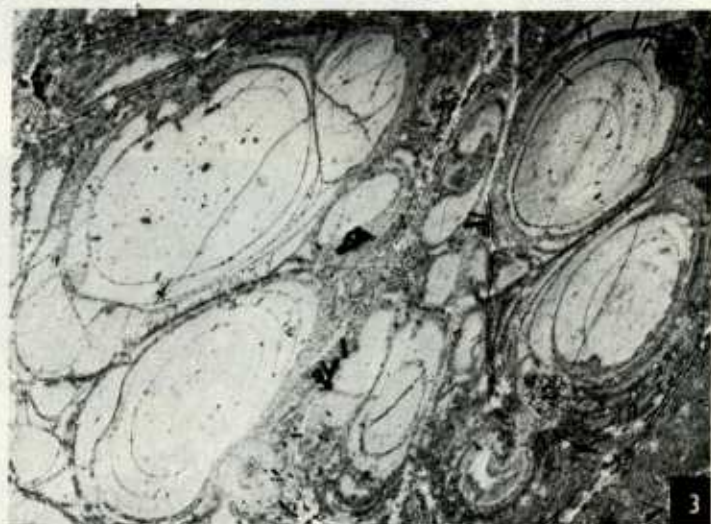
2



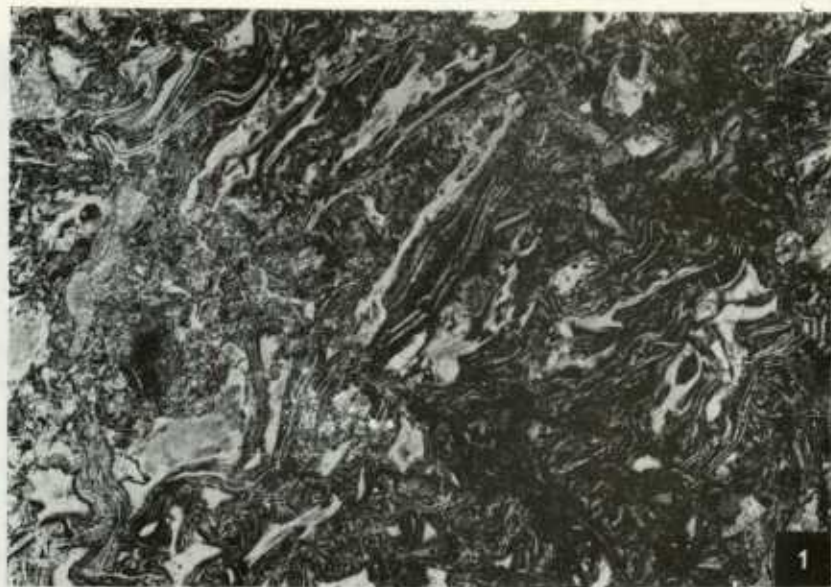




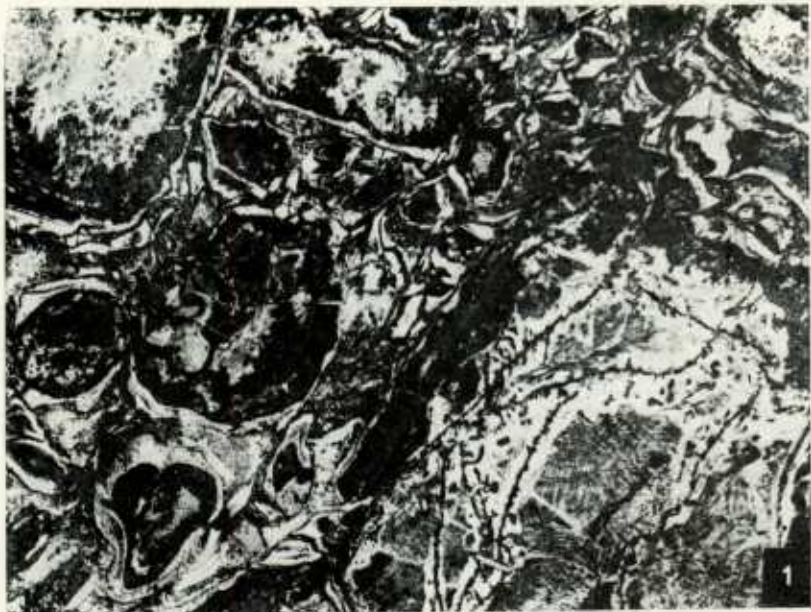


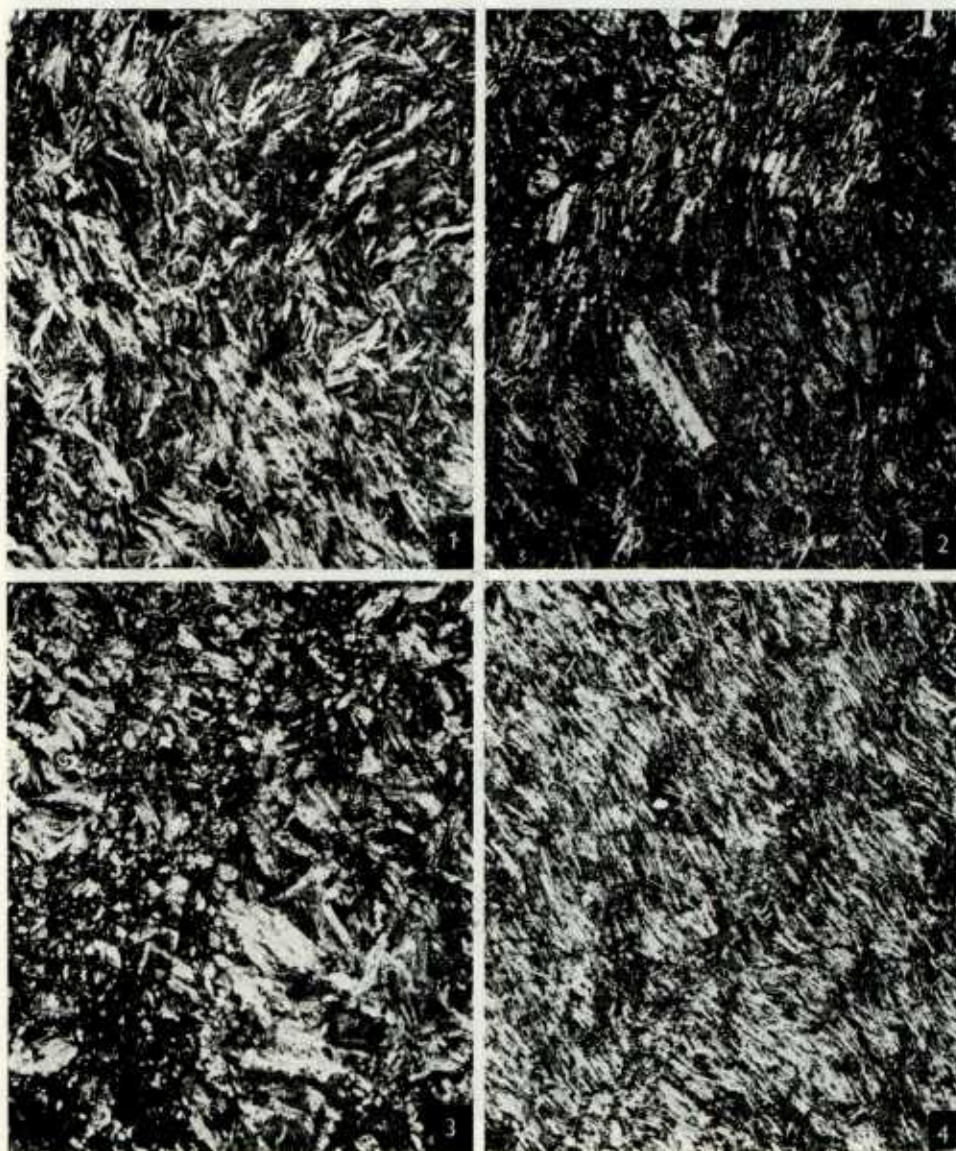


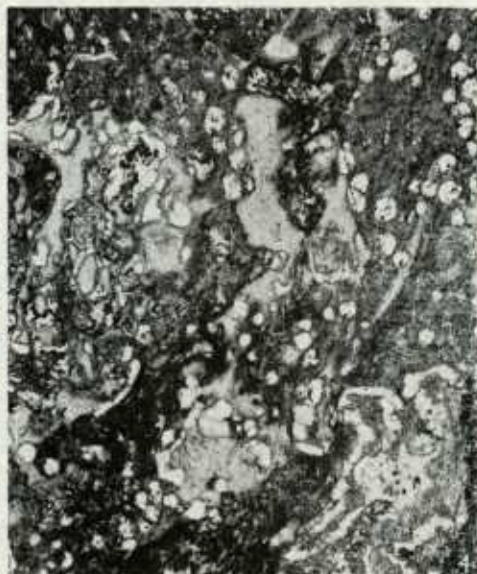
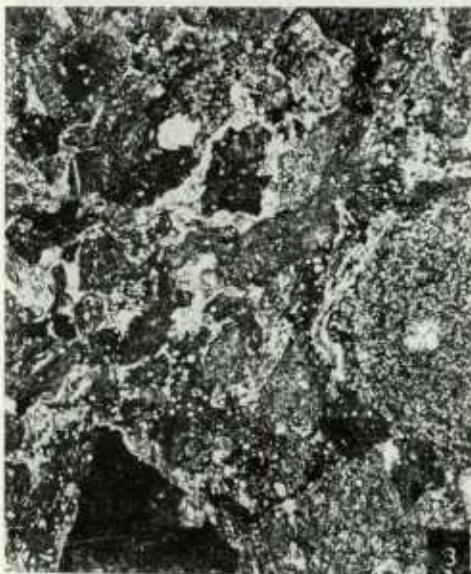
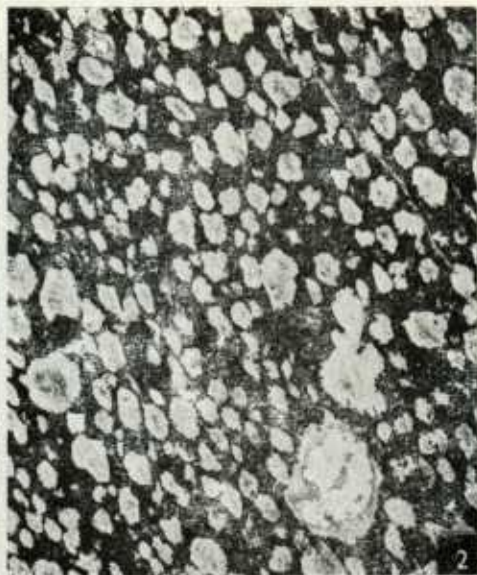
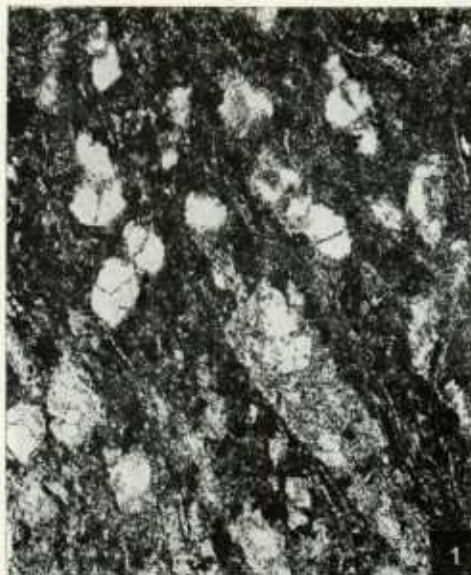


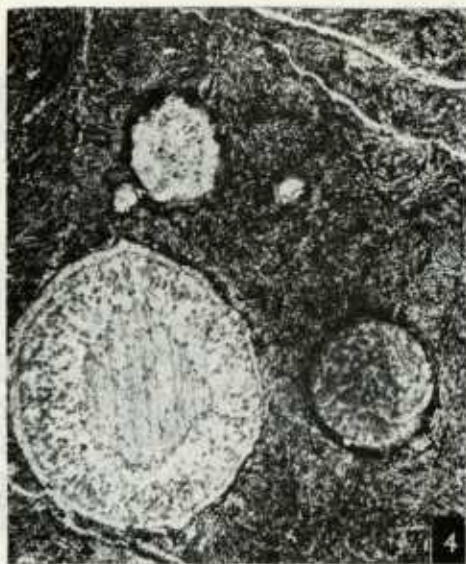


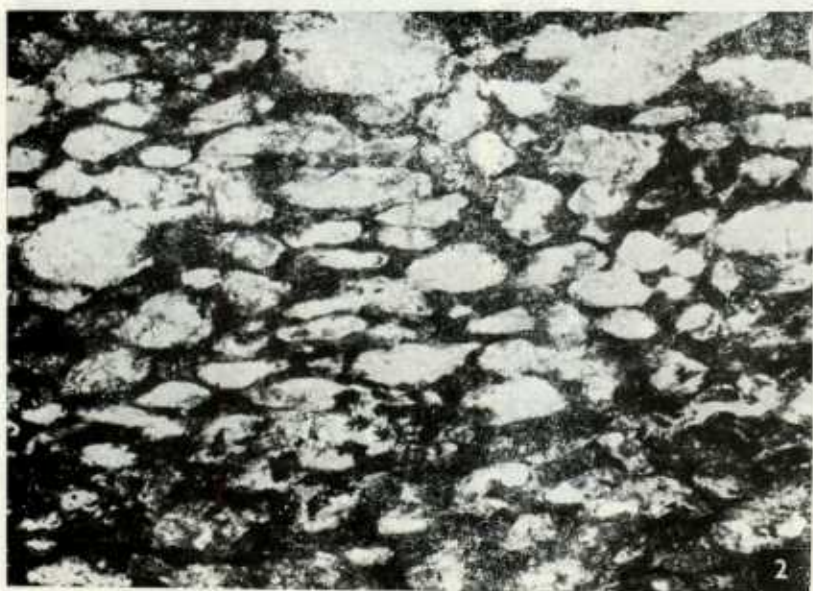


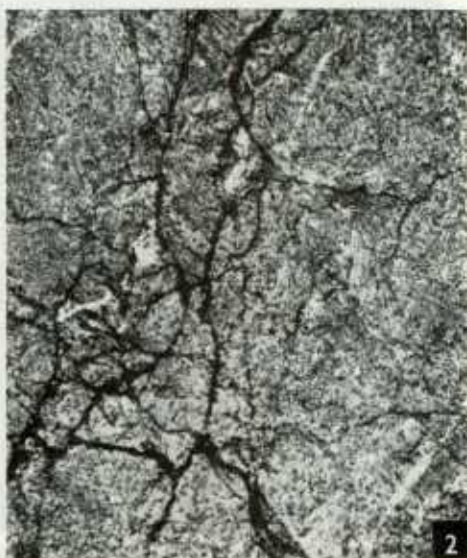


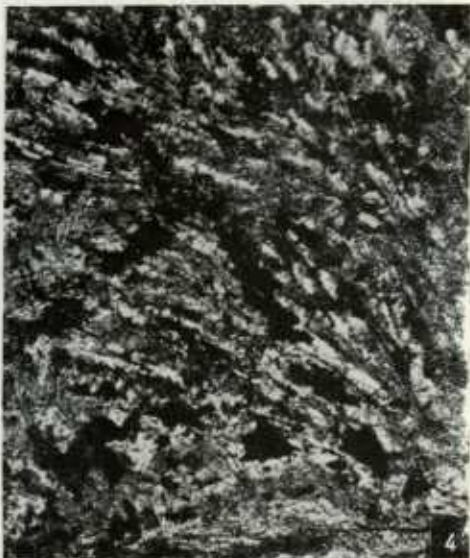
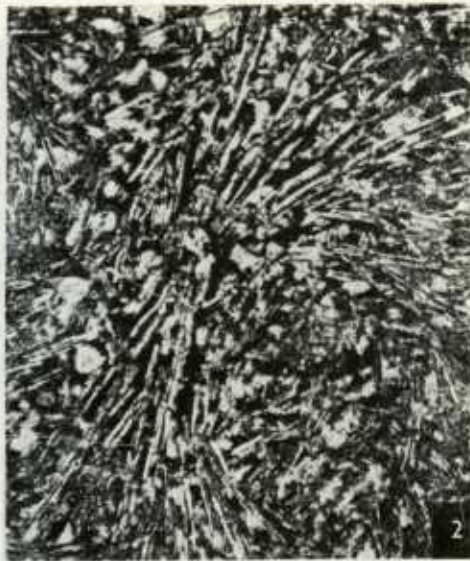


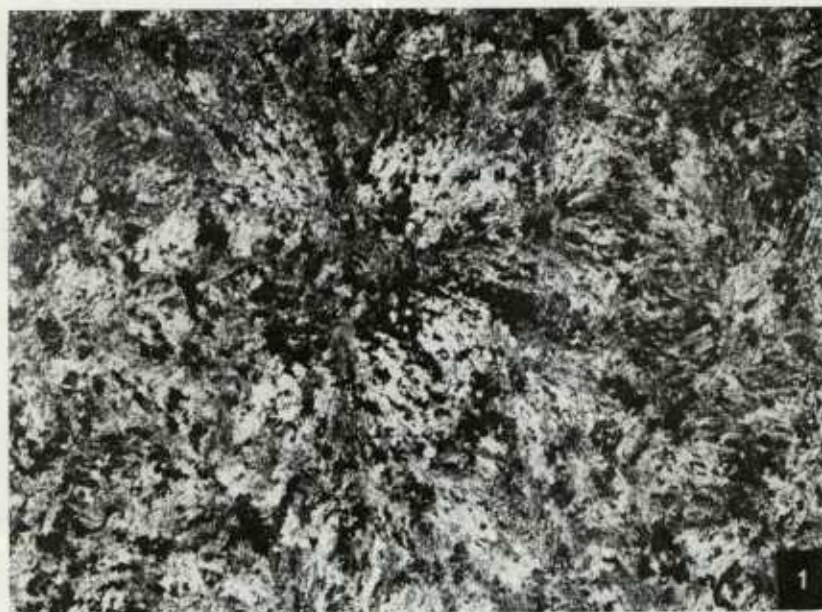








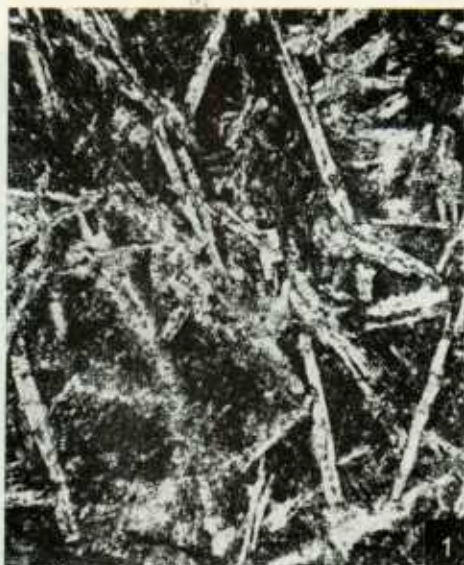


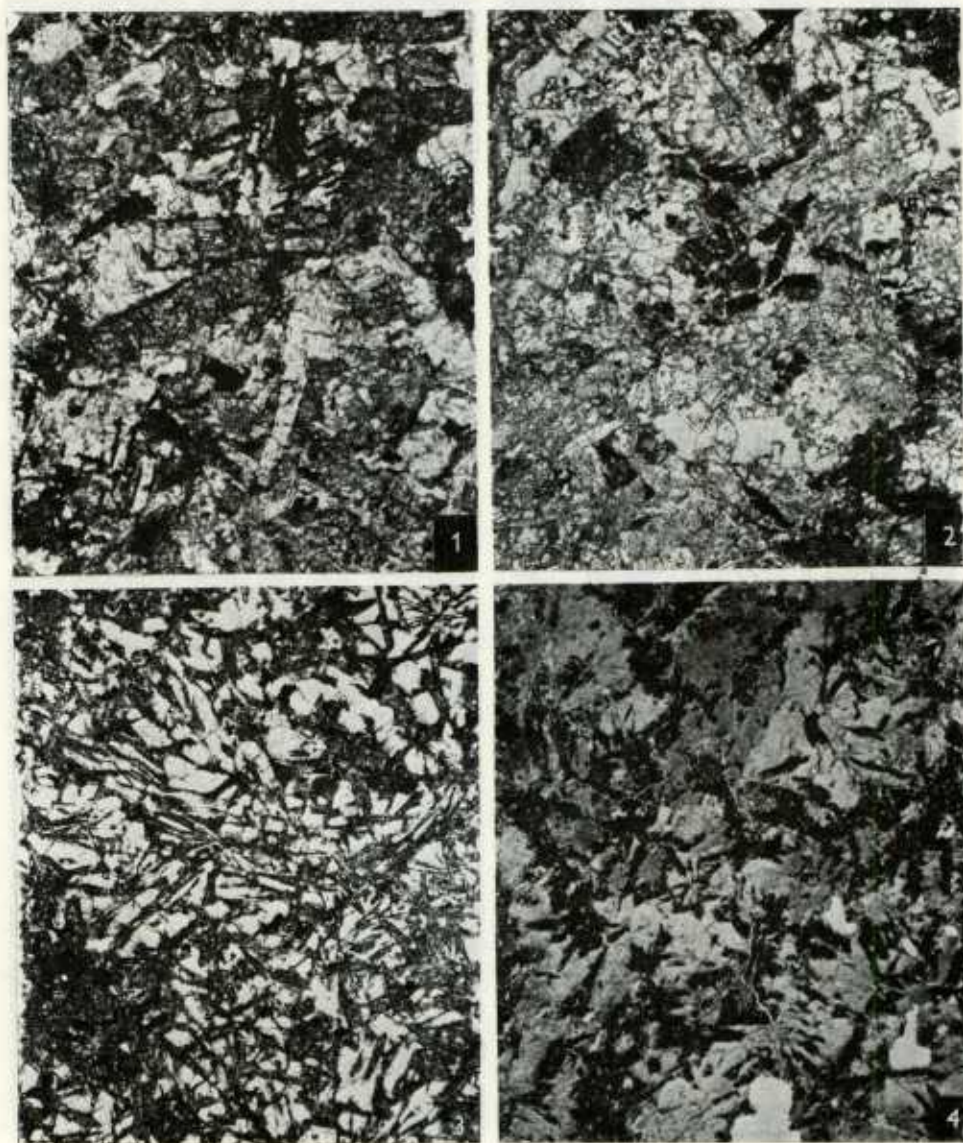




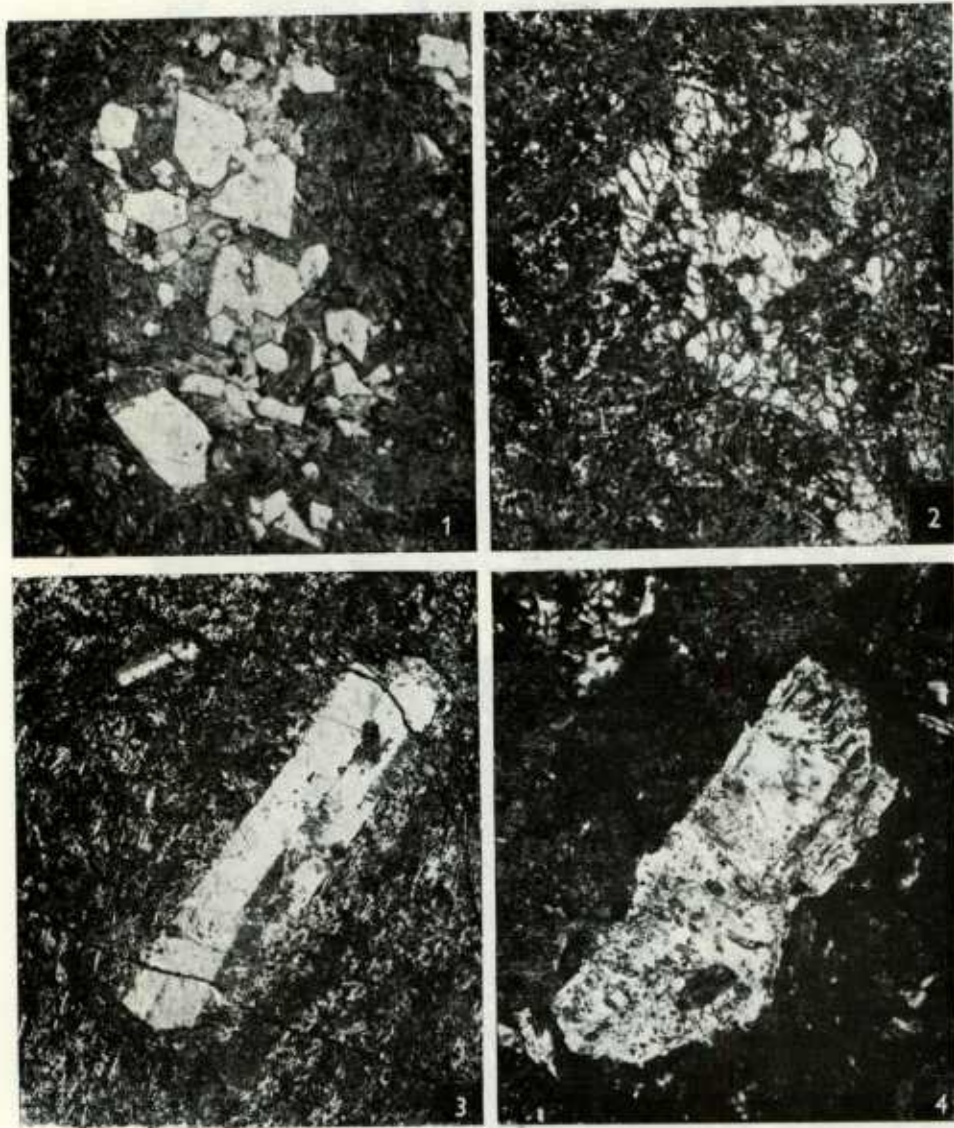
svrchnoproterozoických vulkanitů Barrandienu



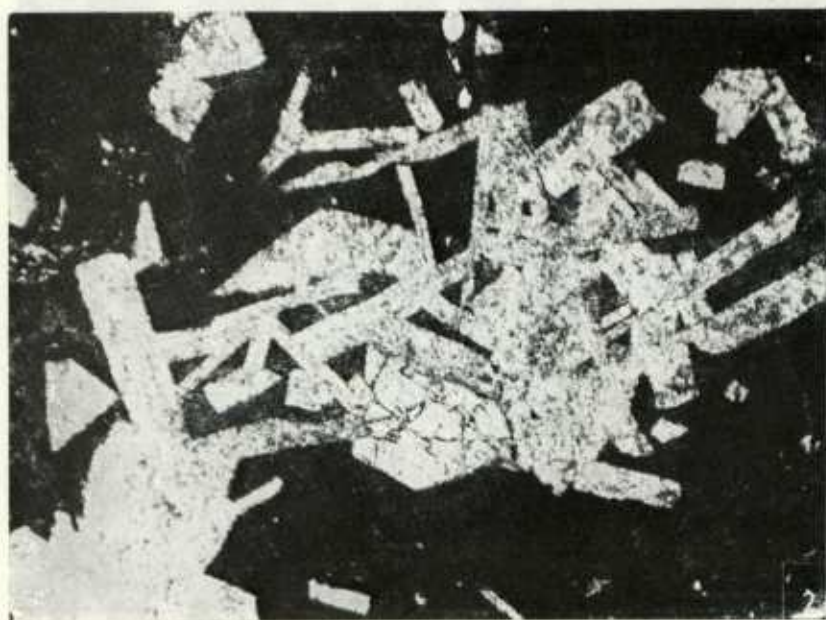
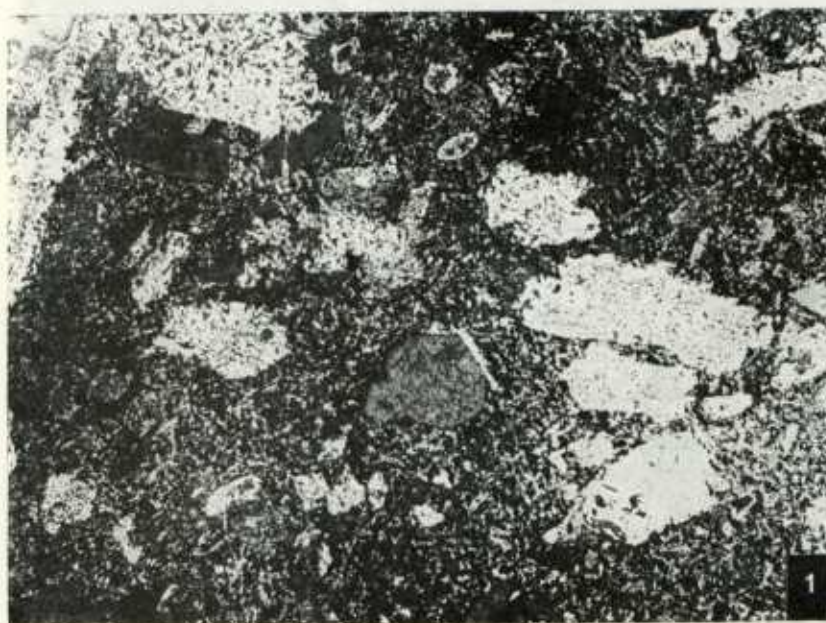


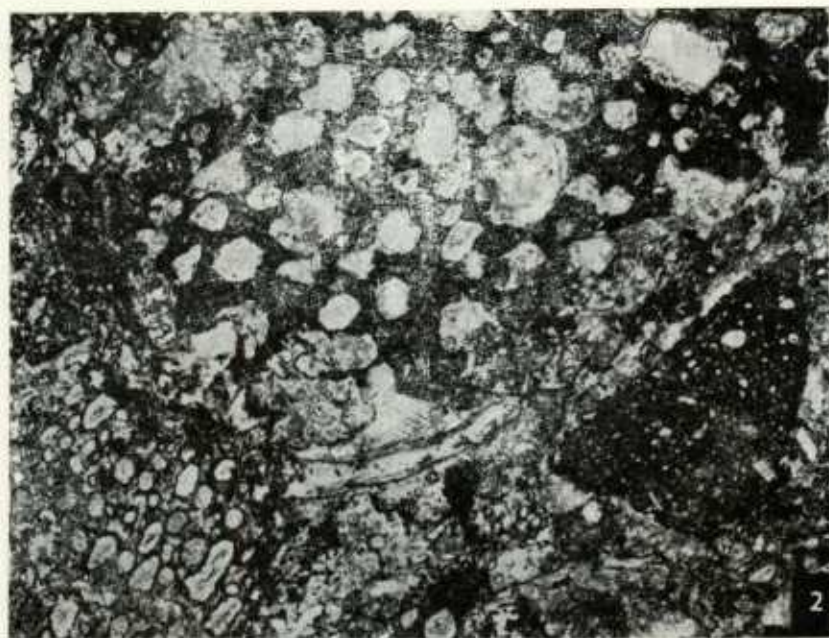
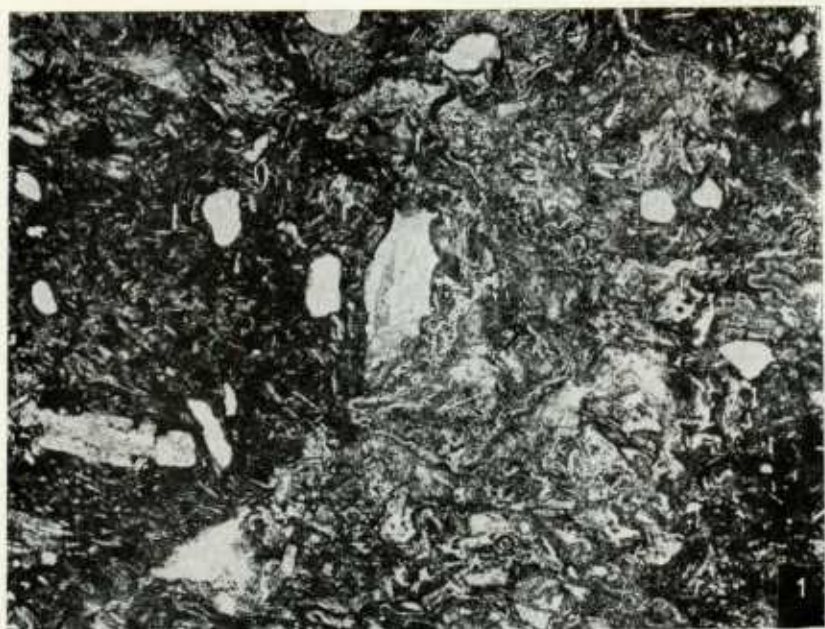




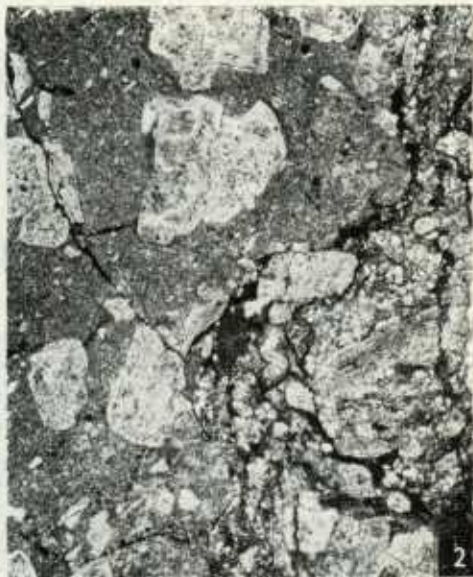
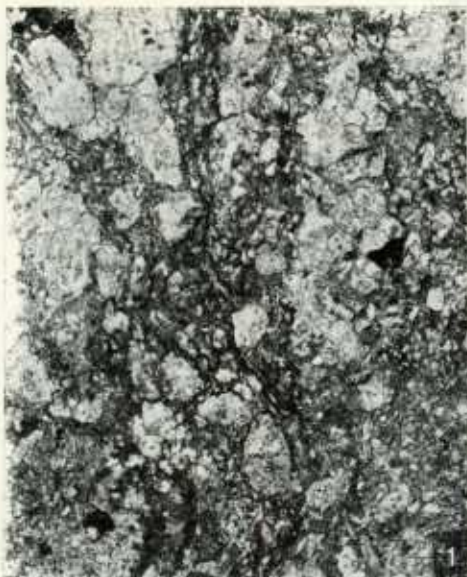






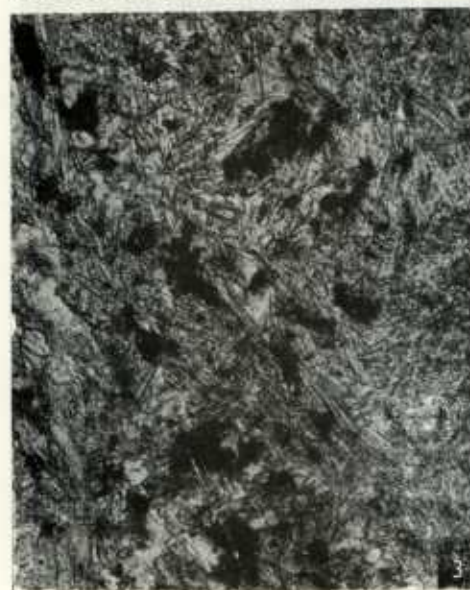
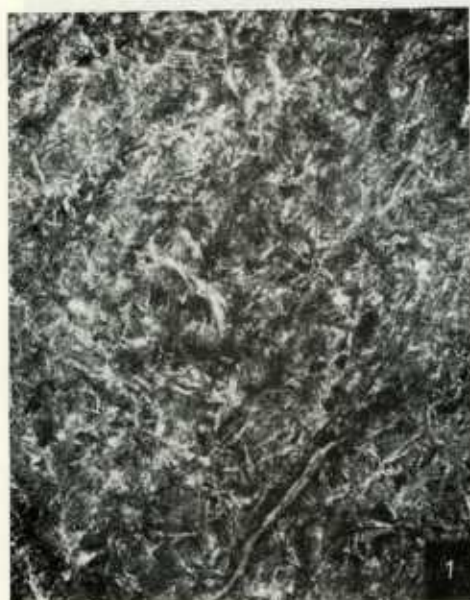


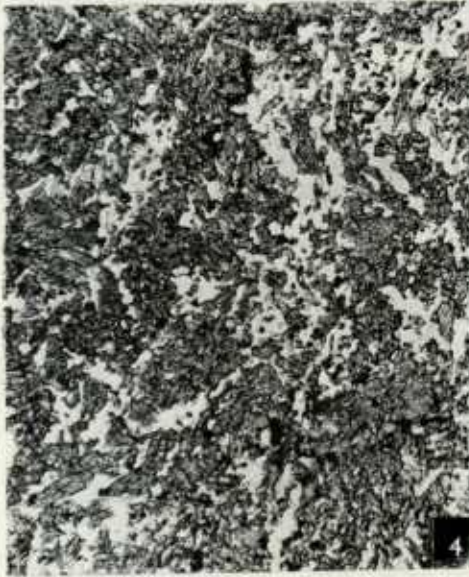
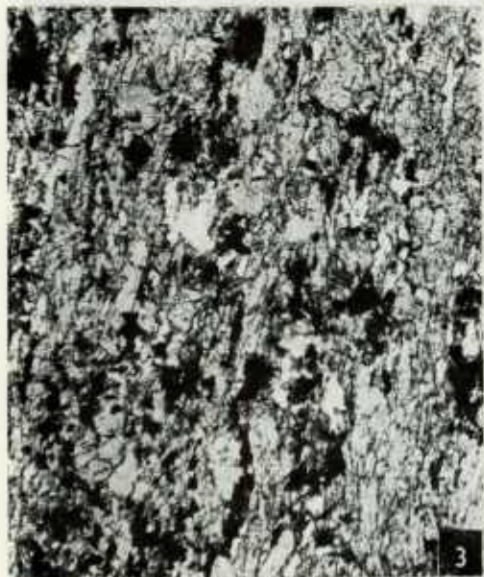
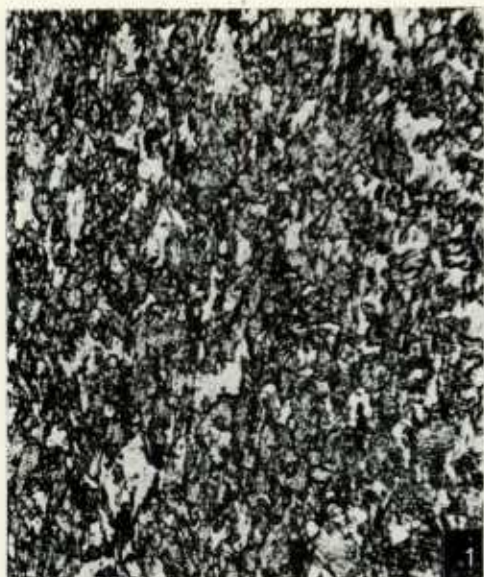












Structures and textures of the Upper Proterozoic volcanics of the Barrandian area

(Summary of the Czech text)

František Fiala

Received March 22, 1985

The present paper is a supplement to the monographic study of the Upper Proterozoic volcanism of the Barrandian area (Fiala 1977). Thanks to the understanding of the Editor, at least part of the prepared comprehensive photographic material could now be issued additionally.

On 36 plates, 104 photographs (mostly photomicrographs) of most characteristic types of the structures and textures of our Proterozoic volcanics are presented. In the Czech text a short survey of the volcanic zones of the Barrandian Proterozoic is given, and the mineral compositions and chemistries of their volcanics are briefly characterized. Their main structures and textures are defined and their distinctive features are pointed out with reference to the pertinent plates and, to a restricted extent, to the typical localities. — English explanation of the plates is appended.

Přeložila J. Košáková

Explanation of plates

Pl. I

1. Spillite pillow lava in the quarry near Mítov; southern wall of the original protective coulisse with a dyke of albite diabase.
2. Spillite pillow lava with a dyke of albite diabase in the northern wall of the original protective coulisse in the quarry near Mítov.
3. Front of the same coulisse in the quarry near Mítov.

Photographs by F. Fiala

Pl. II

1. Spillite pillow lava on the southern slope of the Buková hora hill NE of Měcholupy.
2. Ditto. — Detail. — The same locality.

Photographs by F. Fiala

Pl. III

1. Spillite pillows in the quarry near Koterov.
2. Finely amygdaloidal margin of a spillite pillow, visible on a transversal joint. Quarry near Koterov. Photographs by F. Fiala

Pl. IV

1. Variolitic structure of a metabasalt pillow. W. of Svinná at the road to Kamenec.
2. Variolitic structure of a metabasalt pillow; another section. The same locality. Photographs by ÚÚG — H. Vršťalová

Pl. V

1. Fusing of varioles in the margin of a metabasalt pillow furnishes evidence of their initial drop-like shapes and their origin due to liquid immiscibility. W of Svinná at the road to Kamenec.
2. Variolitic potassium spillite. SW of Rousínov, western slope of the Ostrý hill. Photographs by ÚÚG — H. Vršťalová

Pl. VI

1. Metabasalt pillow breccia. S. of Zbečno; rocky slope above the left bank of the Berounka river, ca 350 m SW of the railway station.
2. Metabasalt pillow breccia. Detail. The same locality. Photographs by F. Fiala

Pl. VII

1. Metabasalt granulation breccia, originally glassy. Abandoned quarry at the eastern margin of the village of Lišice.
2. Ditto. Detail. The same locality. Photographs by F. Fiala

Pl. VIII

1. Proterozoic graphitoid shale with small nests and injections of spillite. Rock type close to that of peperite. Quarry at Koterov. X6, ordinary light.
2. Keratophyre granulate to peperite. E of Hřešihlavy, S of Rybárna, 100 m from the Radubice brook mouth into the Berounka river, X6, crossed nicols. Photographs by ÚÚG — D. Hejdvová

Pl. IX

1. Metabasalt peperite with a small proportion of a sedimentary filling between the volcanic's fragments. Březové Hory, Anna shaft, 30th level, northern cross cut under the Lill shaft. X18.5, ordinary light.
2. Metabasalt peperite with a large proportion of shaly interstitial filling. Březové Hory, Anna shaft, 30th level, face of the branching along the Bezejmenná žíla vein from the northern cross cut under the Lill shaft. X14, ordinary light. Photographs by ÚÚG — D. Hejdvová

Pl. X

1. Perlitic structure of acid trachyte glass. WNW of Chocenice, slope of the Malý Chlumek elevation X16, ordinary light.
2. Perlitic structure of trachyte glass. W of Chocenice, Velký Chlumek elevation, 100 m SSE of the top. X16, ordinary light.
3. Perlitic structure of trachyte glass. W of Chocenice, eastern foot of the Velký Chlumek elevation, test pit no 184, X16, ordinary light. Photographs by ÚÚG — D. Hejdvová

Pl. XI

1. Granulated fluidal glass from the interstitial filling of metabasalt pillow lava. W of Svinná at the road to Kamenec. X15, ordinary light.
2. Fluidal structure of glassy spilite lava. ENE of Žitín, 950 m NE of the farm, 50 m from the road to Jarov. X11.5, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — S. Bártlová (1), D. Hejđová (2)

Pl. XII

1. Glassy metabasalt granulation breccia. NE of Koterov, quarry at the southern foot of the Háj hill, southern wall. X6, ordinary light.
2. Granulated fluidal glass from the interstitial filling of metabasalt pillow lava. E of Koterov, abandoned quarry at the road to Starý Plzeňec. X18.5, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — S. Bártlová

Pl. XIII

1. Glassy granulation breccia from the interstitial filling of metabasalt pillow lava. S of Letkov, quarry. X18.5, ordinary light.
2. Glassy granulate metabasalt tuff. SE of Nezabudice, above the road to Křivoklát. X18.5, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — S. Bártlová

Pl. XIV

1. Glassy metabasalt granulation breccia. SE of Zbečno, quarry opposite the railway station. X22.5, ordinary light.
2. Fluidal structure of glassy metabasalt granulate. NNE of Týřovice; southern spur of the Písarův vrch hill. X11.5, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejđová (1), S. Bártlová (2)

Pl. XV

1. Fluidal structure of keratophyre. NE of Měcholupy, 710 m N of elevation point 650, Čhýlava forest. X15, crossed nicols.
2. Fluidal structure of contact-metamorphosed biotite spilite keratophyre. ENE of Měcholupy, elevation point 616. X17.8, crossed nicols.
3. Eutaxitic banded structure of quartz keratophyre. Individual bands are of differing chemical composition and grain size. W of Jarov (Blovice area); eastern part of the Chroustov hill. X9.4, ordinary light.
4. Fluidal structure of keratophyre. E of Hřešihlavy, S of Rybárna, ca 100 m before the exit of the gorge into the Radubice brook valley. X18.4, crossed nicols.

Photographs by ÚÚG — D. Hejđová (1, 3, 4), S. Bártlová (2)

Pl. XVI

1. Amygdaloidal structure of keratophyre (albite porphyrite), clast from tuffs. NE of Měcholupy, 200 m SSW of elevation point 616. X54, ordinary light.
2. Amygdaloidal structure of glassy spilite. Amygdules of chlorite. NE of Měcholupy, 550 m NE of the Buková hora hill. X9.4, ordinary light.
3. Finely amygdaloidal, originally finely vesicular structure of spilite lithoclasts from tuff. NE of Měcholupy, 500 m WSW of the Buková hora hill. X4.9, ordinary light.
4. Ditto. The same thin section, detail. Amygdules containing albite and chlorite. X18.4, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejđová

Pl. XVII

1. Amygdaloidal structure of metabasalt. Amygdales of quartz and calcite. Březové Hory, Anna shaft, 30th level, northern cross cut under the Lill shaft. X10, crossed nicols.
2. Amygdaloidal structure of metabasalt. Amygdules filled with albite and quartz in a hyalopilitic groundmass. S of Zvíkovec, outcrop in a road bend. X41, crossed nicols.
3. Amygdaloidal structure of spilite keratophyre. Amygdules filled with albite and quartz in fluidal felsoid to subvariolic texture groundmass. W of Prádlo (Blovce area), southern slope of elevation point 521, S of the lonely house Chvostule. X5.2, crossed nicols.
4. Amygdaloidal structure of metabasalt. Chlorite amygdales with a calcite core and rim in a microvariolic texture groundmass. Březové Hory, Anna shaft, 30th level, northern cross cut under the Lill shaft. X50.4, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejđová [1, 3, 4], S. Bártlová [2]

Pl. XVIII

1. Amygdaloidal structure of spilite with tectonically elongated calcite amygdales. Měčin, 13 km N of Klatovy, elevation NW of the village. X18.5, ordinary light.
2. Amygdaloidal fluidal structure of metabasalt. Amygdales filled with chlorite, kaolinite and quartz. W of Šlovice, SW of Plzeň. X73, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejđová [1], S. Bártlová [2]

Pl. XIX

1. Variolic texture of metabasalt. Varioles very finely structured, felsoid at low magnification, in a groundmass of subvariolic texture. W of Svinná at the road to Kamenec. X5, ordinary light.
2. Subvariolic texture of metabasalt. Račice SE of Křivoklát, S of the village and SE of the Kamenné vrchy hills. X18.6, ordinary light.
3. Subvariolic texture of strongly granulated metabasalt. Interstices filled with quartz, chlorite and sericite. SSE of Skřivaň, foot of the slope above the Tyterský brook. X16.5, ordinary light.
4. Variolite of potassium spilite with felsoid and radiated varioles. S of Panoší Újezd, Na Hůrce hill. X18.9, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — S. Bártlová [1, 3, 4], D. Hejđová [2]

Pl. XX

1. Microvariolic texture of metabasalt. Skomelno, elevation SW of the Hůrka hill. X17.6, ordinary light.
2. Ditto. Detail. The same locality. X44.6, ordinary light.
3. Detail of a metabasalt variole. Between light radii of feldspar, stripes of very fine pigeonite augite grains. W of Svinná, at the road to Kamenec, X152, ordinary light.
4. Detail of a potassium spilite variole. Between feldspar laths, chloritized glass with abundant leucoxene and remnants of augite. S of Pavlíkov. Na strážní hill E above the road. X152, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — S. Bártlová

Pl. XXI

1. Spherocrystalline texture of variolic keratophyre. Jarov in the Blovice area; N of the western margin of the village, 250 m NE of elevation point 563. X22.5, crossed nicols.

2. Spherocrystalline texture of quartz keratophyre. Large feldspar spherocrystals in a groundmass of symplectic texture. S of Újezdec (Merklín area), the Ptenínská hora hill. X21.7, crossed nicols.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdomá

Pl. XXII

1. Skeletal feldspars (oligoclase) in microvariolitic metabasalt. N of Týřovice, gorge SW of the Čertova skála crag, 80 m W of the road. X64.5, ordinary light.
2. Skeletal feldspars in the chloritized glass of hypocrySTALLINE metabasalt. NNW of Týřovice, western margin of the Písarřuv vrch hill. X84, ordinary light.
3. Transition of microvariolitic texture into the divergent-radiated one. Potassium spilite, slightly actinolitized. S of Rousínov, southern foot of elevation point 462 "Šípy". X16.3, ordinary light.
4. Divergent-radiated texture of a slightly contact-metamorphosed keratophyre spilite. Between bunches of albite laths, filling of feldspar and biotite. E. of Březí (Blovice area), a road cut at the Žitín farm. X49.8, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdomá (1, 2, 4), S. Bártlová (3)

Pl. XXIII

1. Transition of microvariolitic texture into the intersertal one. N of Týřovice, the Čertova skála crag. X19.8, ordinary light.
2. Transition of divergent-radiated texture into the intersertal one. S of Račice 130 m S of elevation point 409. X66, ordinary light.
3. Intersertal texture of metabasalt. Bent laths of skeletal albite oligoclase; beginning actinolitization. S of Skomelno, elevation E of the Hůrka hill. X19.8, ordinary light.
4. Intersertal texture of metabasalt. S of Račice, SE of the Kamenné vrchy hills. X66, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — S. Bártlová (1, 3), D. Hejdomá (2, 4)

Pl. XXIV

1. Development of intergranular texture. Between laths of feldspar crystallize small augite columns oriented transversely to the feldspars. N of Týřovice, gorge S of the Čertova skála crag, 80 m W of the road. X64, ordinary light.
2. Intergranular texture of metabasalt. Between albite-oligoclase laths, filling of minute grains of pigeonite augite, albite and chlorite. W of Šlovce, southern slope of elevation point 394. X16, ordinary light.
3. Intergranular texture of metabasalt. Small grains of augite between feldspar laths. Častonice in the Křivoklát area, western flank of the Berounka valley, E of elevation point 399 "Sokolík". X45.6, ordinary light.
4. Intergranular texture of metabasalt. E of Bučiny, north-western slope of the Černá skalka hill, 3 km SW of Skryje. X46.4, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdomá (1, 4), S. Bártlová (2, 3)

Pl. XXV

1. Relict ophitic texture of doleritic spilite (albite diabase). Between platelets of albite, uraltite amphibole enclosing remnants of pigeonite, abundant leucoxenized ilmenite, epidote and some carbonate. N of Srby (Blovice area), hill 150 m SSW of elevation point 560. X18.8, ordinary light.
2. Relict subophitic texture of doleritic metabasalt. Between argillized feldspars, chlorite after pyroxene, ilmenite and some albite. S of Slabce, north-eastern slope of the Modřejovický potok brook. X14 ordinary light.

- 3 Poikilophitic texture of doleritic metabasalt. NW of Lučistě, E of the road to Mi-rošov. X16.5, ordinary light.
4. Poikilophitic texture of amphibolized and saussuritized doleritic metabasalt. SW of Chiumská, S of the road to Chudenice. X10, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdrová {1, 4}, S. Bártlová {2, 3}

Pl. XXVI

- 1 Ophitic texture of actinolitized and zoisitized doleritic metabasalt. NE of Biřkov, elevation point 481, bore GP V-2, depth 66 m. X46.6, ordinary light.
- 2 Prismoid texture of doleritic keratophyre-spillite. Between oblong cross-sections of feldspar, a very small proportion of minute ore grains, chlorite and some quartz. SSW of Bzí, 6 km SW of Blovice, 200 m from the road. X19.8, crossed nicols.
3. Holocrystalline panxenomorph granular texture of quartz albite. N of Dobříř, Lipíř valley. X5.3, crossed nicols.
4. Cataclastic texture of mylonitized quartz albite. N of Dobříř, Lipíř valley. X5.3, crossed nicols.

Photographs by ÚÚG — S. Bártlová {1}, D. Hejdrová {2, 3, 4}

Pl. XXVII

1. Glomeroporphyritic texture. Group of chloritized and partly corroded olivine phenocrysts in the subvariolithic margin of a metabasalt pillow. S of Zvíkovec, above the road to Mlečice. X21.4, ordinary light.
- 2 Porphyritic texture. Strongly corroded and partly chloritized phenocryst of diopside pyroxene in augite porphyrite. W of Malá Buková, elevation point 458 "Čihátko". X21, ordinary light.
- 3 Porphyritic texture of keratophyre; narrow tablet of albite phenocryst in a trachytoid fluidal groundmass. NE of Měcholupy, 315 m SSW of elevation point 520. X21, ordinary light.
4. Porphyritic texture of an albitophyre clast from tuff. K-feldspar phenocryst partly mantled and replaced by albite. S of Zbraslav, Severokámen quarry 2nd level. X71.2, crossed nicols.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdrová {1, 3, 4}, S. Bártlová {2}

Pl. XXVIII

1. Finely porphyritic texture of spillite. W. of Chocenice, southwestern foot of the Velký Chlumeck hill. X54, ordinary light.
2. Porphyritic texture of albitophyre. Broadly tabular albite phenocrysts in finely poikilitic granular groundmass. N of Dobříř, hill E above the Lipíř valley. X42, crossed nicols.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdrová

Pl. XXIX

1. Porphyritic texture of amphibole porphyrite (metaandesite-basalt). Phenocrysts of altered feldspars and green amphibole in a microcrystalline groundmass consisting of amphibole, feldspar and epidote. NNW of Vrčeaň at the path to Srby (Blovice area). X11.5, ordinary light.
2. Glomeroporphyritic texture. Group of plagioclase phenocrysts in pigeonite porphyrite. Margin of a pillow. SE of Skřivaň, north-western slope of the Valachov hill. X47, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdrová {1}, S. Bártlová {2}

Pl. XXX

1. Clastolava of keratophyre spilite. Fragments of altered glass and hypocrySTALLINE amygdaloids and spilites in a scarce chloritized groundmass. NW of Měcholupy at the road to Jarov. X18.5, ordinary light.
2. Vitro-lithoclastic texture of keratophyre-spilite tuff. WNW of Chocenice, 150 m W of elevation point 514. X11.5, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdvá

Pl. XXXI

1. Paleobasalt metatuff; lithoclastic texture. NE of Mínice (Kralupy area), N of elevation point 236. X11.5, ordinary light.
2. Vitroclastic texture of spilite tuff. N of Měcholupy, 280 m W of elevation point 604. X22.5, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdvá

Pl. XXXII

1. Crystallo-lithoclastic tuff of quartz albitophyre. S of Zbraslav, Severokámen quarry. X19.8, ordinary light.
2. Lithoclastic tuff of quartz albitophyre with a fragment of nevaditic albitophyre. S of Zbraslav, Severokámen quarry "Na baních". X16.3, ordinary light.
3. Extrusive breccia of quartz albitophyre; crystallo-lithoclastic texture. Davle, quarry. X5.3, ordinary light.
4. Brecciated crystallo-lithoclastic texture of quartz-albitophyre tuff with fragments of perlite glass. S of Zbraslav, southernmost small quarry at the road to Davle. X12.3, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdvá

Pl. XXXIII

1. Minute columns of pumpellyite in metabasalt. SSW of Radnice, NW of Ovčíná. X180, ordinary light.
2. Pumpellyite with quartz in an amygdale of granulated metabasalt. WNW of Městečko, south-western slope of the Rakovnický potok valley. X20.6, ordinary light.
3. Actinolite growing across the lathy feldspar in metabasalt. S of Hubenov, path to the Hřebensko forest. X123, ordinary light.
4. Actinolitization of metabasalt. Needles of actinolite grow across feldspar and the other constituents of the actinolitized metabasalt transformed into hornstone by contact metamorphism. S of Dolce, the Jindřín hill 4.5 km SE of Přeštice. X171, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdvá

Pl. XXXIV

1. Layer structure of small-scale folded chlorite-actinolite-carbonate greenschist (paleobasalt metatuff). S of Radonice, quarry on the elevation "Na ovčíně", 6 km ENE of Domažlice. X22.5, ordinary light.
2. Layer structure of small-scale folded actinolitized paleobasalt metatuff. NW of Liška, south-western foot of the Pušperk hill in the Chudenice area. X42, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — S. Bártlová

Pl. XXXV

1. Slightly actinolitized spilite with relics of intersertal texture, overgrown by finely acicular aggregates of actinolite (signs of transition to fibroblastic texture). NNW of Poleň, 300 m W of elevation point 455. X16.6, ordinary light.

- 2 Strongly actinolitized metabasalt; development of fibroblastic texture. S of Chlumská, western slope of the Řičej hill, E above the Bělýšov forest house. X45, ordinary light.
- 3 Strongly actinolitized metabasalt. Dark clusters of leucoxene between actinolite needles. Bukovec, northern slope of the Berounka valley, NE of Plzeň. X162, ordinary light.
- 4 Strongly amphibolized doleritic metabasalt. Within the columns of secondary amphibole, remnants of augite; in the interstices dark clusters of leucoxene. SW of Druztová, eastern slope of the Berounka valley. X20.2, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — D. Hejdrová [1], S. Bártlová [2, 3, 4]

Pl. XXXVI

1. Granoblastic texture of amphibolite — metamorphosed paleobasalt. WSW of Diažov, elevation point 642, N of the Saint Margaret chapel. X55.4, ordinary light.
- 2 Nematoblastic texture of amphibolite — metamorphosed paleobasalt. NE of Libkov, quarry at the southern foot of elevation point 629. X44.6, ordinary light.
- 3 Nematoblastic texture of amphibolite. NNW of Poleň, elevation point 488. X37, ordinary light.
- 4 Diablastic texture of amphibolite — metamorphosed paleobasalt. SSE of Sedlišť, NE below elevation point 512 "Chlumec". X37, ordinary light.

Photographs by ÚÚG — S. Bártlová

**Текстуры и структуры верхнепротерозойских
вулканических пород Баррандиена**

В рамках комплексной работы о верхнепротерозойском вулканизме Баррандиена (Fiala 1977) нельзя было, учитывая обширность текста, одновременно в приложении добавить также подготовленную объемистую фотодокументацию. Теперь можно опубликовать, в качестве дополнения к вышеприведенной монографии, по крайней мере, определенную часть фотодокументации, касающуюся текстур и структур протерозойских вулканических пород. Во вводном тексте дается краткий обзор вулканических зон протерозоя Баррандиена и главных типов встречающихся в них вулканических пород. Затем следует указатель и характеристика исследуемых текстур и структур со ссылками на соответствующие фотоснимки и в ограниченном объеме также на типические местонахождения. Собственная фотодокументация содержит в 36 приложениях 104 фотографии, в том числе 89 микрофотографий.

Přeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 42	Pages 41—88	24 figs.	3 tabs.	4 pls.	Praha 1987 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	----------------	-------------	------------	-----------	------------------------------

Geology of the Palaeozoic rocks in the vicinity of the Mokr Cement Factory quarries (Moravian Karst)

Geologie paleozoika v okolí lomů mokerské cementárny (Moravsk kras)

Jaroslav Dvořk¹ - Olga Frikov² - Jindřich Hladil¹ - Jiří Kalvoda³ - Zdeněk Kuka⁴

Presented December 10, 1984

Dvořák J. - Friáková O. - Hladil J. - Kalvoda J. - Kuka Z. [1987]: Geology of the Palaeozoic rocks in the vicinity of the Mokr Cement Factory quarries (Moravian Karst). — Sbor. geol. Vd, Geol., 42, 41—88. Praha.

Abstract: Biostratigraphical studies combined with evaluation of borehole material and regional structural synthesis have enabled the geological history of the Mokr area to be elucidated in detail. The area is divided into structural blocks each of which has had a profound influence on sedimentation and tectonics from early Famennian times to Viséan times; prior to Famennian times, during the Devonian, the whole area behaved, geologically, as an entity. Vertical tectonic movements controlled the facies development and thickness of the succession on a basement formed by the Brno Pluton. Hot, mineralized solutions rose along faults active during the sedimentary depositional process.

¹ *středn ústav geologick, Leitnerova 22, 602 00 Brno*

² *Geofyzika, n. p., Podbrdova 102, 612 46 Brno*

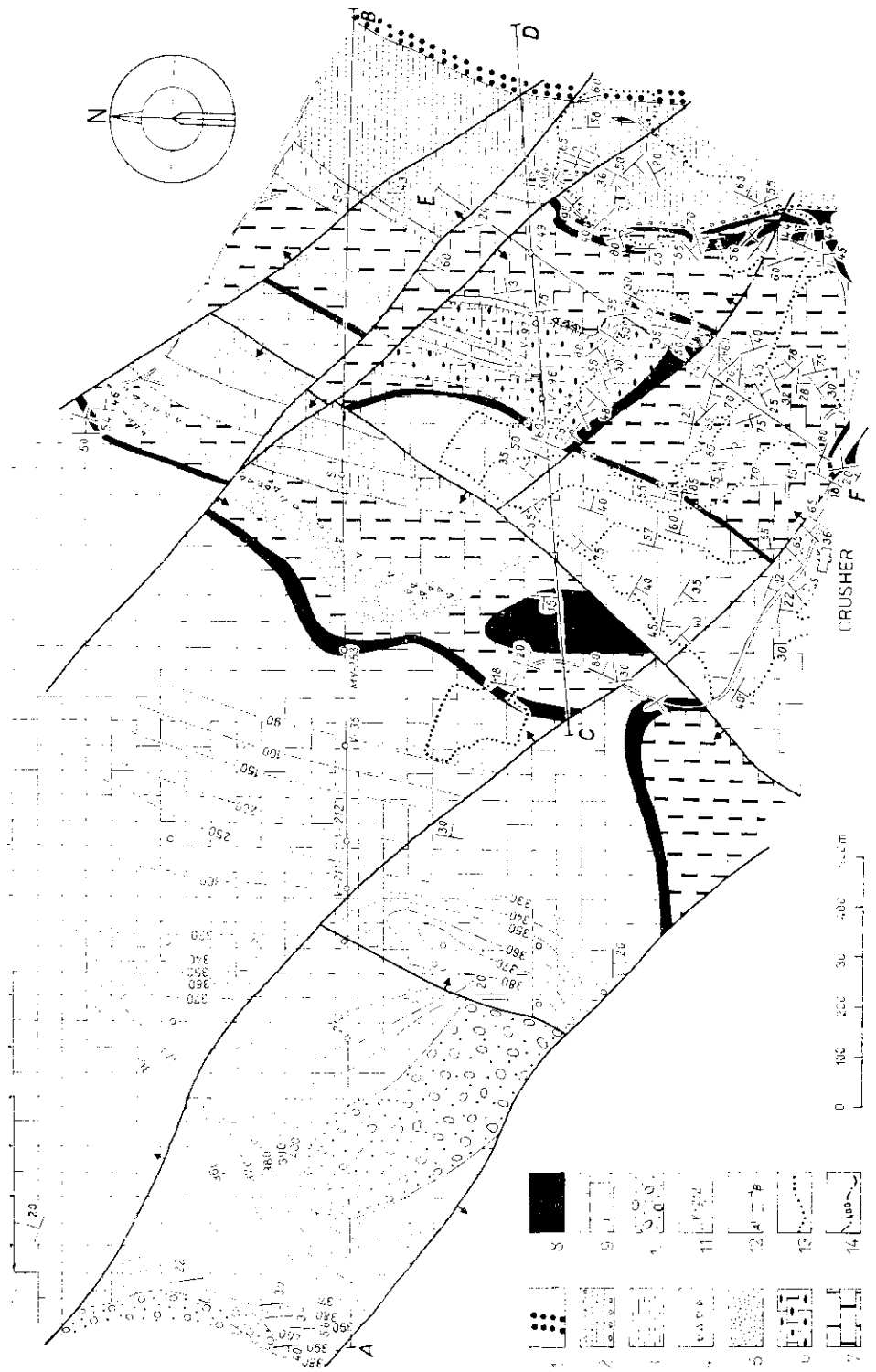
³ *Moravsk nařtov doly, k. p., 695 30 Hodonn*

⁴ *středn ústav geologick, Malostranské nm. 19, 118 21 Praha*

Introduction

The complex geologic history and structure of the surroundings of the Mokr Cement Factory were studied in 1977—181 as assistance to the quarrying industry. In addition to detailed investigations of the quarry faces and geological mapping of the district, boreholes of the former Nerudn przkum Brno and Geologick przkum, n. e., Ostrava, zvod Brno, were examined.

Previous work was concerned only with some of the problems (Conil et al. 1971, Dvořák et al. 1976). The complexity of the geologic



development is also evidenced by the geological setting of the southwestern surrounding areas (Dvořák 1967). Much biostratigraphical work was necessary to deduce the paleogeography and tectonics (O. Friáková — conodonts; J. Hladil — corals; J. Kalvoda — foraminifers). Sedimentology was studied by Z. Kukul, tectonics by J. Dvořák, who is also the compiler of the synthesis of all the observations (incl. plates). The geological evaluation of boreholes S-1 and S-2 was published separately (Dvořák et al. 1985).

Stratigraphy

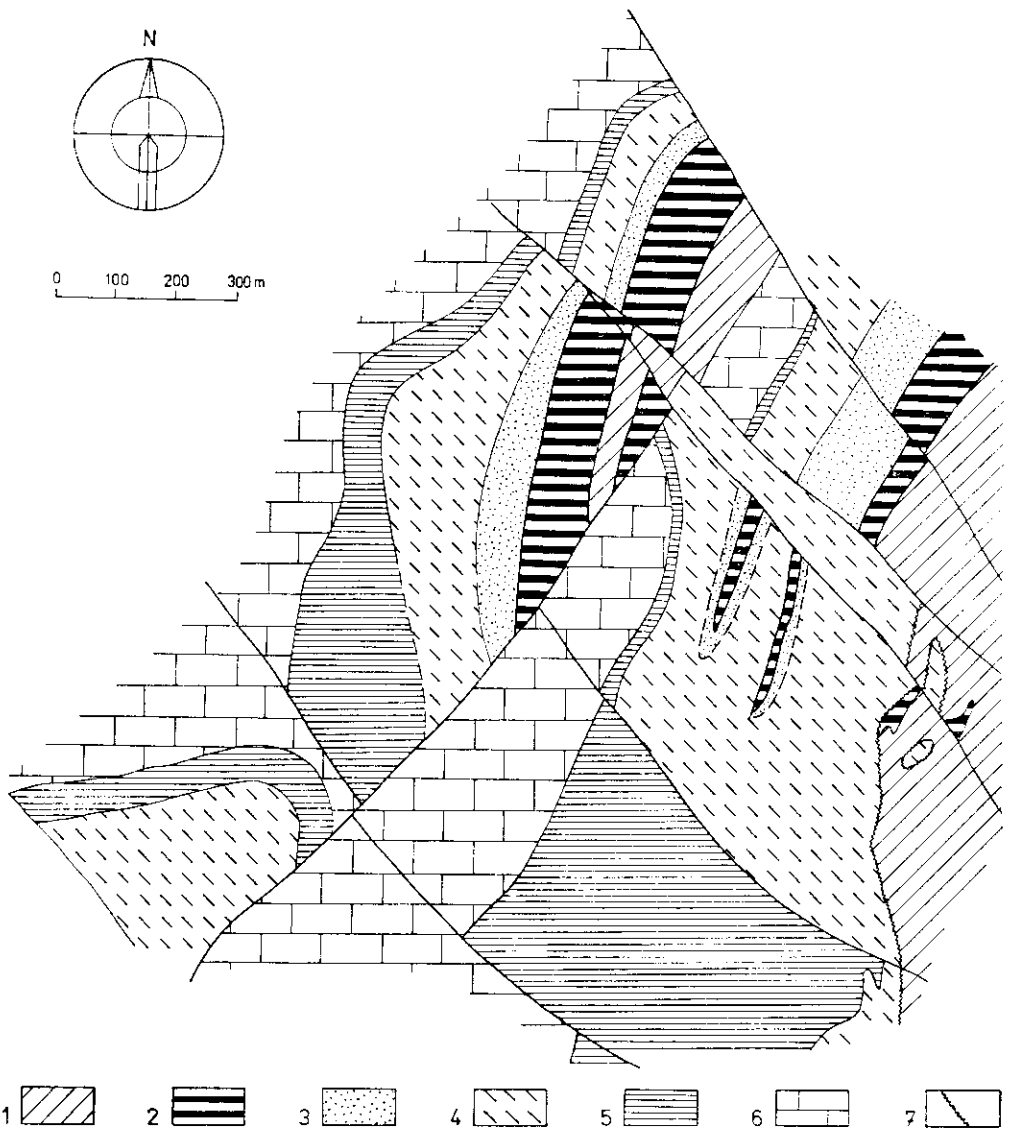
The investigated area has been divided on the basis of previous studies into six blocks (A—F, see Fig. 1 and 3 and Tab. 1). Because the development of individual blocks shows no marked differences up to the time of deposition of the Křtiny Limestone, the respective geologic history is presented together.

Basal Clastic Formation

The floor rock of the limestone complex consists of pale purple (locally greenish) fine- to coarse-grained arkosic sandstones or sub-greywackes; they enclose lensing-out intercalations of fine (mainly quartz) conglomerates with diffuse outlines. They are exposed west of Mokrá ranger's house in the centre of a flat anticline. They were also detected in numerous boreholes, incl. borehole V-35 at a depth of 335.2—347.0 m. Their total thickness is not known but may be estimated at several hundred metres.

The pale purple clastic sediments are overlain by both the Lažánky and Vilémovice Limestones. This is explained by the sea transgression progressing from east to west, or southwest. The age of the clastic sediments is estimated at Lower to Middle Devonian.

-
1. Uncovered geological map of the northern surroundings of Mokrá
1 — Račice Conglomerates (Upper Viséan); 2 — Rozstání Formation (lowermost Upper Viséan); 3 — Březina Shales (Lower and Middle Viséan); 4 — limestone breccia (Tournaisian, Viséan); 5 — sandy limestone to sandstone (Upper Tournaisian—Lower Viséan); 6 — black cherty limestone (Middle Tournaisian); 7 — dark grey organodetrital limestone (Middle Famennian—Middle Viséan); (4—7 — Hády—Říčka Limestones); 8 — Křtiny Limestone (Famennian—Lowermost Viséan); 9 — Vilémovice Limestones (Frasnian—Lower Famennian); 10 — terrestrial clastic formation (Lower to Middle Devonian); 11 — boreholes; 12 — cross sections (fig. 4); 13 — contours of the quarry walls; 14 — isohyps of the boundary between basal clastic sediments and overlying reefal limestones (Lažánky and Vilémovice Limestones) in m above sea level

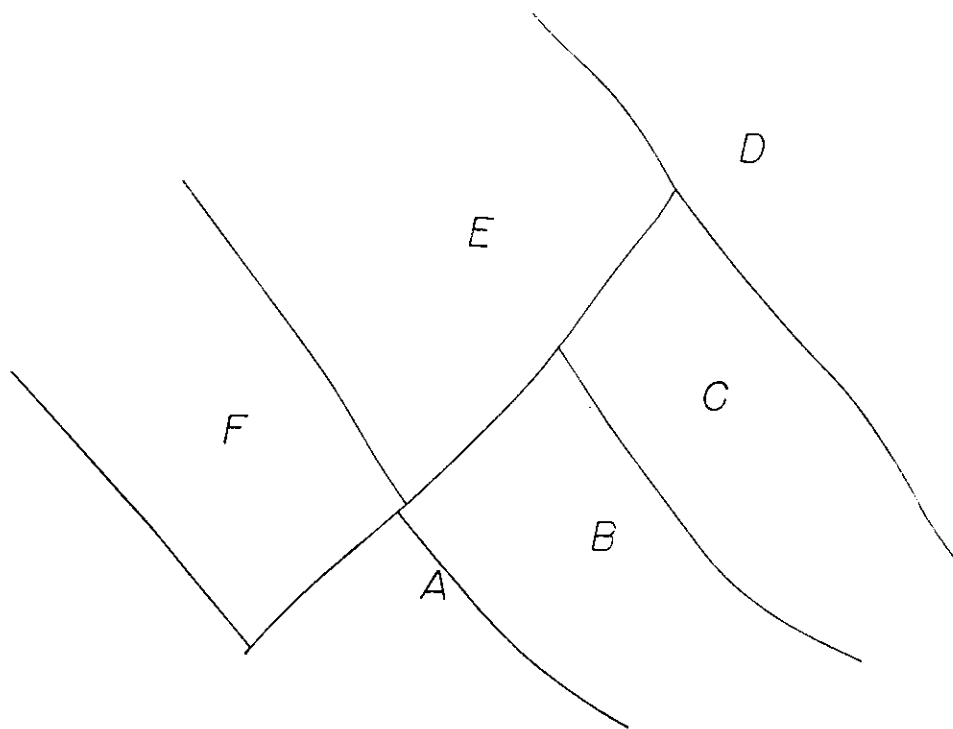


2. Map of the resolvable biostratigraphic units

1 — Upper Viséan; 2 — Middle Viséan; 3 — Lower Viséan; 4 — Tournaisian; 5 — Famennian; 6 — Frasnian; 7 — interruption of sedimentation

Lazánky Limestone

The Lazánky Limestone has only been recognized in the key borehole V-35, with a thickness of 180 m and overlying the basal clastic sediments (Fig. 14). It represents the oldest marine sediment in the area of the



3. Schematic plan of the resolvible blocks

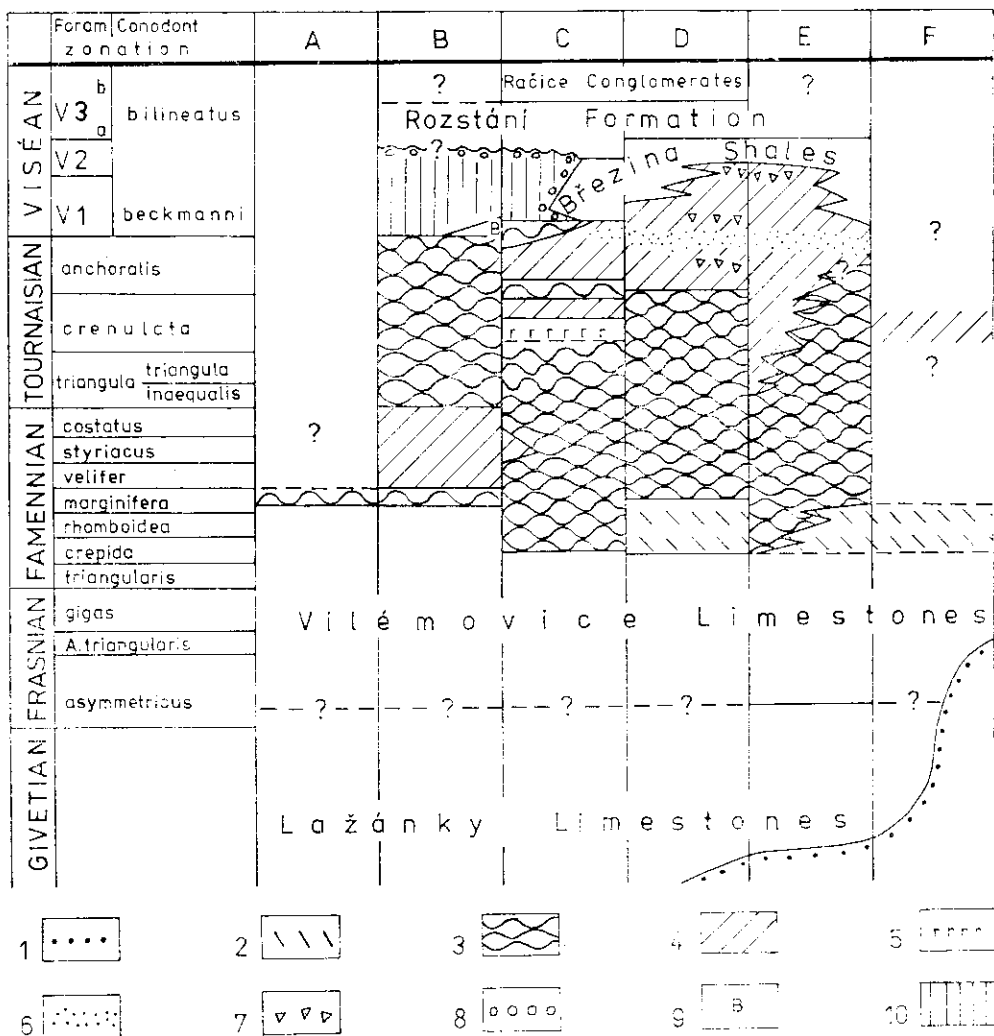
Mokra Cement Factory. Only part of the district was flooded by the marine transgression towards the northwest. The Lažanky Limestone is dark grey, thickly-bedded, very fine-grained and locally contains a rich stromatoporoid fauna; less commonly it contains a coral fauna. Laminae and thin argillaceous intercalations with increased content of organic matter are found, especially close to the base. These zones are also relatively enriched with magnesium. The prevalence of ramose forms of stromatoporoids in combination with algae and primitive foraminifers suggests a shallow, sheltered marine environment, separated from the more intensely aerated sea (semilagunal facies of "banks" type).

As indicated by the presence of *Amphipora ramosa* in the lowermost part of the Lažanky Limestone, a restricted marine transgression took place as early as in the Lower Givetian. The subsidence of the bottom of the basin in relation to the wider surroundings of the Moravian Karst was relatively slow (the thickness of the Lower Givetian is about 60 m). This tendency did not change even during the Upper Givetian (thickness about 47 m). More vigorous subsidence took place only at the Givetian/Frasnian transition (thickness about 60 m). This is evidenced by the simultaneous

Table 1

Stratigraphic table of the resolvable blocks A-F (see Fig. 3).

1 — terrestrial basal elastic formation; 2 — dark grey laminated and locally organo-detrital limestones; 3 — nodular limestones; 4 — dark grey organodetrital limestones; 5 — black cherty limestones; 6 — sandy limestones to sandstones; 7 — limestone breccias; 8 — limestone conglomerates; 9 — Březina Shales; 10 — stratigraphic gap



appearance of species of *Amphipora pinquis* together with *Amphipora laxeperforata*. The total thickness of the Lažánky Limestone in borehole V-35 is 180 m.

Vilémovice Limestone

The Vilémovice Limestone is of light-grey colour, very fine-grained, very thickly bedded to massive. Thin bedded to laminated layers are only occasionally observed in the uppermost part of the sequence.

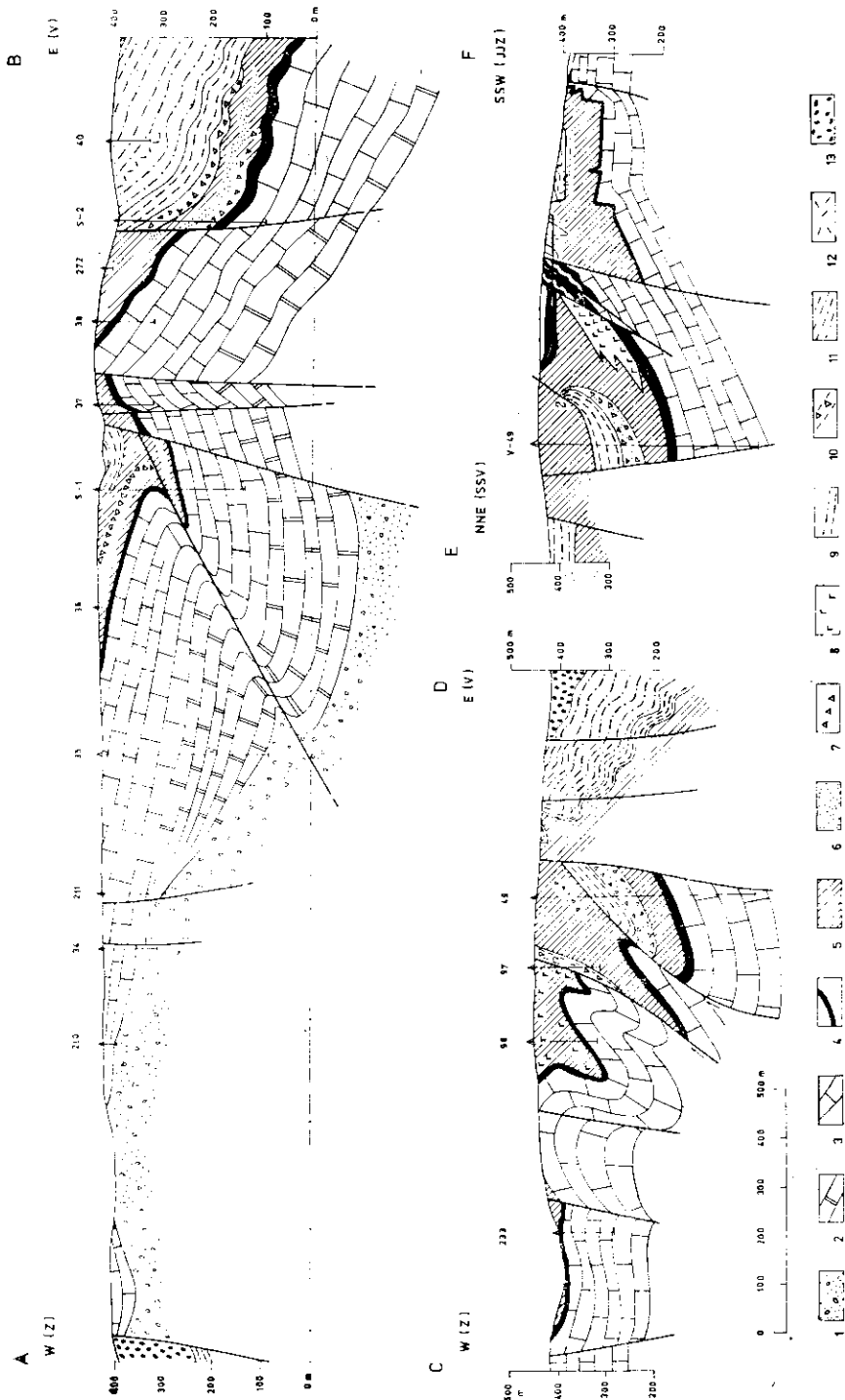
Chemically the Limestone is very pure; only very rarely thin interbeds (5 cm) of light-green claystones occur. Occasionally organodetrital layers may be observed containing fragments of stromatoporoids and corals. These fragments are lined with light-grey algal coatings which is suggestive of deposition in a very shallow aqueous environment well supplied with oxygen. Relatively more abundant are the white-grey, locally pinkish coloured, thinly laminated stromatolites of algal origin. Complex stromatactis (filled with granular, zonal calcite — Kuka 1971) are fairly common in this Limestone. In the southernmost part of the area micritic varieties appear that contain stromatactis of the bird's-eye type; they are intercalated with organodetrital limestone. This evidences a periodic deposition in semi-closed lagoons between minor reefs. The semilagoonal to lagoonal environment is characterized by algae and primitive foraminifers. Among the stromatoporoids the ramose forms of the genera *Amphipora* (especially *Amphipora moravica*, *Amphipora rudis* and *Amphipora laxeperforata*) and *Stachycodes* prevail. The spheroidal forms of stromatoporoids are rare and occur only in the southernmost part of the quarry (*Actinostroma*, *Atelodictyon*, *Tienodictyon*, *Stromatoporella*) and in the western quarry.

Interestingly, very small authigenic quartz crystals may be found in the algal limestones. The algae were capable of binding SiO_2 dissolved in seawater from which the quartz crystals grew in the course of diagenesis.

The Vilémovice Limestone was laid down during the course of a gradual marine transgression, in a southern direction but in this locality also towards the southwest, to the area of Hády; the transgression reached this area only in Upper Frasnian times. Almost no clastic material was introduced into the basin from the coast.

The Vilémovice Limestone was deposited during Lower and Upper Frasnian times (*Polygnathus asymmetricus* to *Palmatolepis gigas* conodont Zones) and Lower Famennian (*Palmatolepis triangularis* to *Palmatolepis rhomboidea* conodont Zones). In Block B, the lithological transition into the overlying Křtiny Limestone occurred in the Lower part of the *Palmatolepis marginifera* Zone (see below), in Block E in the *Palmatolepis crepida* Zone.

The Lower Frasnian sequence is known only from boreholes, especially borehole V-35 in which it attains a thickness of about 73 m. The



4. Geological cross sections
 1 — terrestrial basal clastic formation (Lower to Middle Devonian ?); 2 — Lažánky Limestones (Givetian); 3 — Vilémovice Limestones; 4 — Křtiny Limestones; 5 — organodetrital limestone; 6 — sandy limestone to sandstone; 7 — limestone breccia; 8 — black cherty limestone (5—8 — Hádý—Rička Limestones); 9 — Břežina Shales; 10 — limestone breccia in Břežina Shales; 11 — Rozstání Formation; 12 — limestone fragments and pebbles in the Rozstání Formation; 13 — Račice Conglomerates

acceleration of both subsidence and marine transgression trending southwestward took place only in late Frasnian times (occurrence of *Amphipora moravica*). The thickness of the Upper Frasnian and the Lower Famennian in the Vilémovice Limestone facies is estimated to be 120 m. In this period also the westernmost part of the investigated area was flooded by the sea. The total thickness of the Vilémovice Limestone does not exceed 200 m. The stratigraphy of the overlying strata, as mentioned above, will be described separately for each block.

Block A

Křtiny Limestone

The Křtiny Limestone was, in the past, exposed in the southeastern part of the block only but was totally extracted. It is a grey micritic, finely nodular Limestone with a yellow-grey marly matrix. Laminae and thin interbeds between individual limestone beds are also built of corresponding marly material. The preserved thickness does not exceed 5 m. The geological age is evidenced by a conodont fauna: the Lower part of the *Palmatolepis marginifera* Zone has been recognized. The Křtiny Limestone was laid down in the course of a slow marine regression in a shallow open sea; in this quiet environment micritic Limestones with an argillaceous admixture were deposited. The argillaceous substance is land-derived, from the deeply and intensively weathered rocks of the Brno Pluton, exposed along the coast (Dvořák 1972).

The overlying strata are not known from this block. They are probably beneath the Tertiary and Quaternary valley fill bounding the exploitation area of the cement factory to the south.

Block B

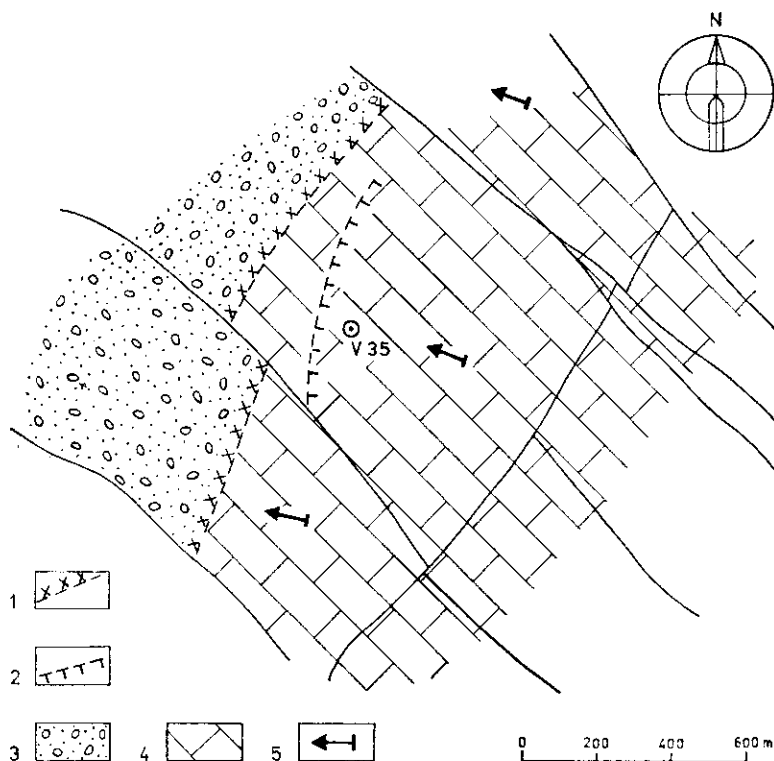
Křtiny Limestone

The Křtiny Limestone is exposed in the western and southern part of the fault block, along a NW—SE striking fault. The Limestone is similar to that of Block A.

To elucidate the age, samples of the conodont microfauna from both the uppermost Vilémovice Limestone and the base of the Křtiny Limestone were studied. The conodont fauna of both samples indicates a conformable age — the lower part of the *Palmatolepis marginifera* Zone. The upper part of the 8 m thick Křtiny Limestone again contained conodonts of the *Palmatolepis marginifera* Zone.

Hády—Říčka Limestone

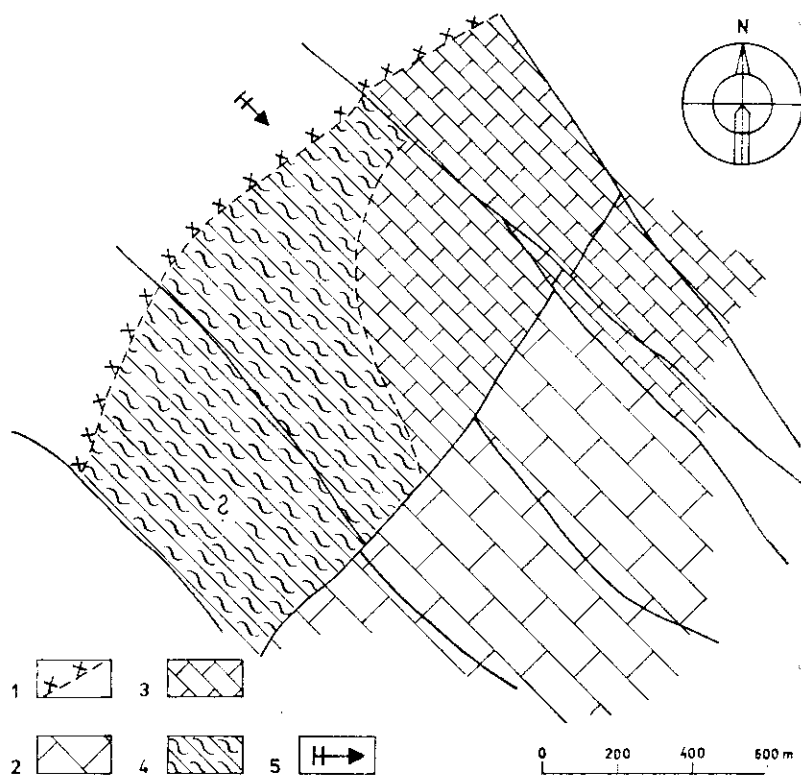
As these Limestones are developed in the facies of the Říčka Limestone within the entire area, only the term Říčka Limestone will be used subsequently.



5. Palaeofacies scheme for the Upper Givetian rocks
 1 — presumed shoreline; 2 — presumed shoreline of Lower Givetian; 3 — terrestrial purple arkoses and conglomerates; 4 — dark grey limestones with stromatoporoid fauna [Lažánky Limestones]; 5 — direction of transgression

Thickly bedded, only locally thinly bedded, grey to dark-grey, fine-grained organodetrital limestones with rare chert nodules (parallel with the bedding). Dark-coloured, thin (max. 3 cm thick) intercalations of calcareous shale are also rarely present. The limestone shows a considerable degree of chemical purity. The conodont and foraminiferal fauna demonstrates the middle and late Famennian age. The conodont Zone *Scaphignathus velifer* has been detected about 80 m above the Křtiny Limestone. At the eastern edge of the block, immediately underlying

the upper part of the Křtiny Limestone, a conodont fauna of late Famennian age was found: in the first locality the middle part of the *Bispathodus costatus* Zone was recognized; foraminifers *Quasiendothyra cobeitusana* and *Endothyra communis* are associated with it. In the second locality the presence of the *Bispathodus costatus* Zone (without



6. Palaeofacies scheme for the Lower Famennian (*Palmatolepis crepida* Zone)

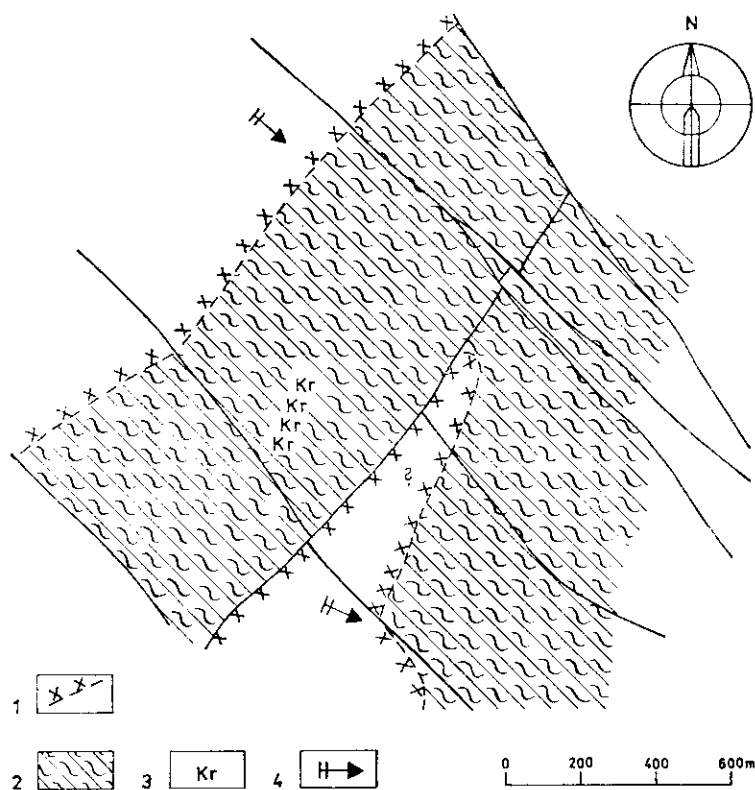
1 — presumed shoreline; 2 — light grey limestone with stromatoporoid and coral fauna (Vilémovice Limestones); 3 — dark grey laminated and locally organodetrital limestones; 4 — nodular limestone; 5 — direction of regression

any possibility of further subdivision) was detected in two samples; the third sample stratigraphically belongs to the middle or upper part of this zone.

The Říčka Limestone was laid down in a high energy shallow-water environment where almost all the mud fraction was scoured away into the deeper or sheltered parts of the basin. This is proved by the sorting of organic skeletal fragments. The bottom of the basin subsided relatively rapidly which led to accelerated deposition of calcareous clastic material

derived from local shallows. A diverse fauna (crinoids, brachiopods, foraminifers, etc.) enjoyed highly favourable conditions in these places.

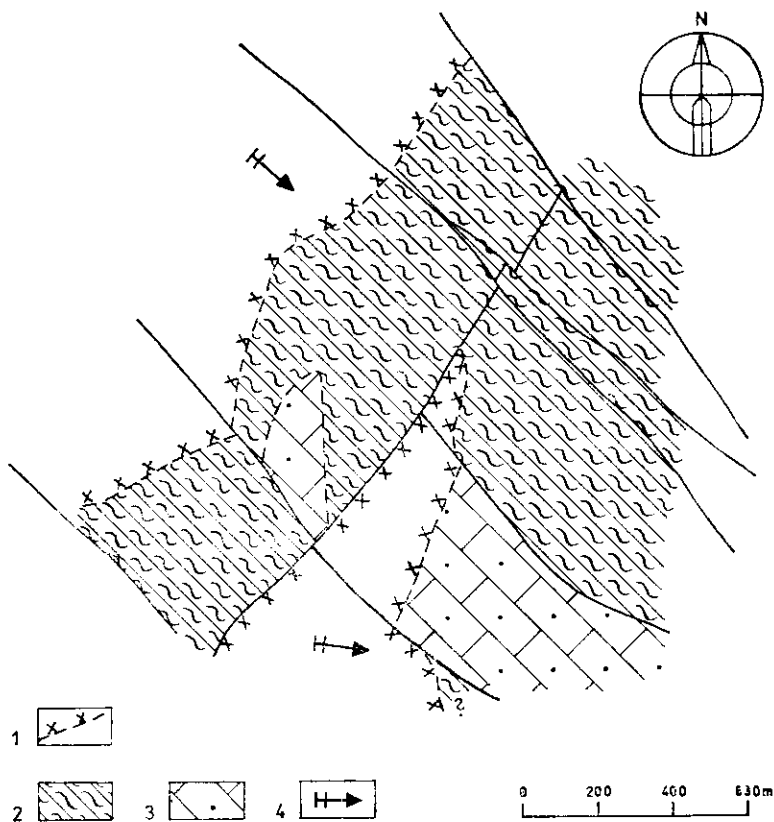
The skeletal fragments were transported by currents into the zones of subsidence, and accumulated there. This shale intercalations and bedding planes indicate breaks in the flow of water and deposition of organodetrital material. The possibility cannot be excluded that these intervals were much longer than those corresponding to the accumulation of individual organodetrital layers which could have been a rapid one-phase process. The thickness can be only roughly estimated at about 180—200 m because of the strong disharmonic folding present. After a short-lived slowing down of subsidence in the course of deposition of the Křtiny Limestone, a renewal of subsidence took place in the Middle and Upper Famennian which was, however, restricted to this single block.



7. Palaeofacies scheme for the Middle Famennian (Palmatolepis marginifera Zone)
 1 — presumed shoreline; 2 — nodular limestone; 3 — crinoidal limestone; 4 — direction of regression

Upper Křtiny Limestone

The Upper Křtiny Limestone resembles the Lower Křtiny Limestone. The lower part is developed as yellow-grey to light-grey micritic limestone with nodular structure and a small quantity of inter-nodular, argillaceous matrix of yellow-brown colour. In the uppermost part, wedging out intercalations of black chert are present. The thickness does not exceed 17 m. The early to middle Tournaisian age is proved by the conodont Zone *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* (in five samples) and the transition between the *Pseudopolygnathus triangulus triangulus* Zone and the *Siphonodella crenulata* Zone (in three samples) and the lower part of the Zone *Siphonodella crenulata* (one sample). The major part of the sequence thus belongs to the lower Tournaisian, **the base of the middle Tournaisian can be proved in the uppermost strata only.**



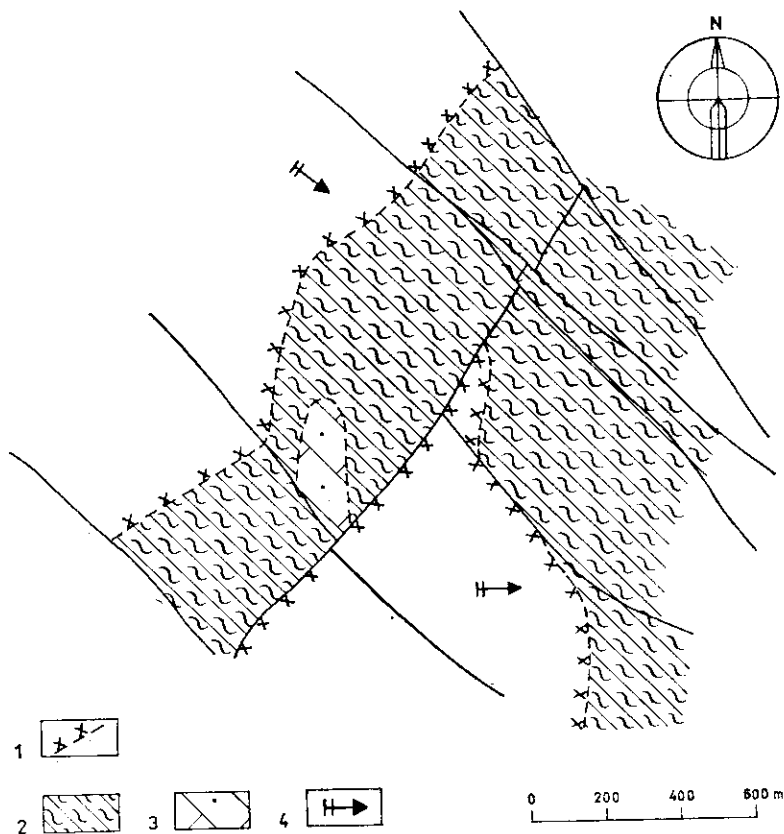
8. Palaeofacies scheme for the Upper Famennian [*Bispathodus costatus* Zone]

1 — presumed shoreline; 2 — nodular limestone; 3 — dark grey organodetrital limestone; 4 — direction of regression

Next comes an interbed, at maximum 2 m thick and wedging out towards the south, of thinly- to medium-bedded very fine-grained limestone with abundant, up to 2 cm thick intercalations and nodules of black chert. The uppermost part of this limestone encloses an admixture of fine sand. The conodont fauna is indicative of the lower part of the *Siphonodella crenulata* Zone, whereas foraminifers indicate the Middle Tournaisian age (R. Conil — Louvain, Belgium — recognized a. o.: *Earlandia vulgaris minor*, *Earlandia elegans*, *Tournaelidae* and *Chernyshinella glomiformis*). This interbed represents the facies transition to the fault block C (see below).

Near the top is yellow-grey, locally pinkish, micritic limestone with more abundant intercalations of yellow-grey (locally with a pale purple tinge) shales with some arenaceous admixture. Towards the top the proportion of shale increases. Near the base, a graded, 15 cm thick interlayer of dark-grey organodetrital limestone appears; near the base it contains a coarse-sand admixture which also includes weathered feldspar grains of pinkish colour and up to 1 mm in size. It is overlain by a 1 metre thick bed of micritic grey to light-brownish limestone with signs of nodular structure and very rare laminae of grey-green and yellow shales separating the individual layers. In small bedding plane depressions fragments of crinoid stems, skeletal parts of orthocone cephalopods, brachiopods and small rugose corals accumulated; these fragments are associated with quartz grains up to 1 mm in size.

Both at the base (below the graded arenaceous interlayer) and in this bed the conodont fauna corresponding to the *Scaliognathus anchoralis* Zone (4 samples) was detected. The proportion of shale with arenaceous and micaceous admixture increases rapidly towards the top. The shales enclose yellow-grey micritic limestone as small or large nodules or intercalations. Phosphorite concretions, orthocone nautiloids and small horny rugose corals are also found in the shales; the following corals were determined by J. Kullmann (Tübingen, F. R. G.): *Rylstonia* cf. *squlmensis*, *Fasciculophyllum* sp. A, sp. B and *Canadiphyllum?* sp. A. The conodont assemblage contained species that are characteristic of both the uppermost Tournaisian (*Scaliognathus anchoralis* Zone) and the lower Viséan. Of major importance therefore is the foraminiferal fauna; V. Čermnych (Syktyvkar, U. S. S. R.) identified: *Forshia* sp., *Paleotextularia diversa*, *Boendothyranopsis* sp., *Eoparastafella* sp., *Daniella* sp., *Tournayellina* sp., and *Paraendothyra* sp. It corresponds to the lowermost Viséan — V1a. The total thickness of the layers corresponding to the *Scaliognathus anchoralis* Zone and the lowermost Viséan does not exceed 5 m and this unit rapidly wedges out southward (see also Conil et al. 1971). In a westerly direction a syncline is developed above the



9. Palaeofacies scheme for the Lower Tournaisian
 1 — presumed shoreline; 2 — nodular limestone; 3 — dark grey organodetrital limestone; 4 — direction of regression

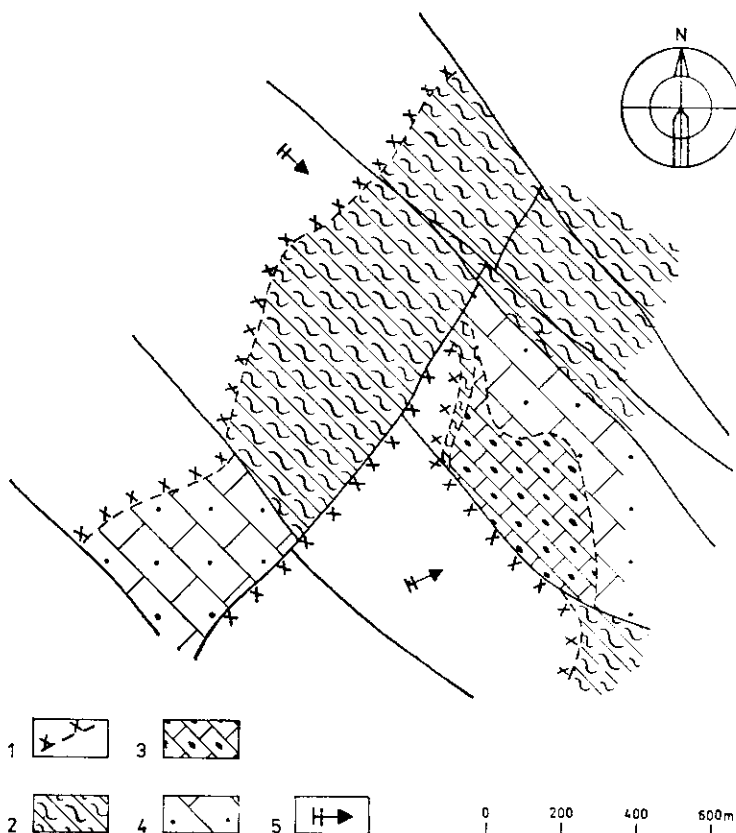
Říčka Limestone; it is filled with nodular limestone, with interlayers of medium-grained calcareous breccia. The breccias contain a redeposited conodont fauna of lower Famennian age — the *Palmatolepis marginifera* Zone.

The Upper Křtiny Limestone provides evidence of renewed marine regression toward the east (described in the paragraph on Block B), considerable decelerated subsidence and increased land-derived introduction of coarser clastic material. These clastic materials prove the existence of dry land west of the present exposure; this land extended up to the area where rocks of the Brno Pluton or basal clastic sediments were outcropping. A quiet and shallow depositional environment prevailed, interrupted [due to storms?] by deposition of organic and terrestrial detrital material from strong currents. The existence of

disturbed conditions along the edge of the shallow basin is confirmed by both the occurrence of calcareous breccias with redeposited conodont fauna of early Famennian age and phosphorite concretions, and the rapid wedging out of individual members towards the south (southwest as well?); this also proves the northeastern dip of the entire block even during the course of deposition (see the chapter on tectonics).

Březina Shale

Within the northeastern corner of the fault block, the Křtiny Limestone is overlain by fine, argillaceous grey-green shales with lens-like interlayers of pale purple-coloured shales. Minute flakes of mica cover



10. Palaeofacies scheme for the Middle Tournaisian
 1 — presumed shoreline; 2 — nodular limestone; 3 — black cherty limestone; 4 — dark grey organodetrital limestone; 5 — direction of regression

the bedding planes. Pebbles up to 10 cm in size are dispersed in the rock; these consist of dark-grey organodetrital limestone. Shales, mostly the pale purple ones, contain a rich trilobite, brachiopod and molluscan fauna. Fragments of goniatite shells and crinoid ossicles are also abundant. The trilobite fauna is identical with that from the Březina locality, described by Chlupáč (1966). The shales are of early to middle Viséan age (see below). Their maximum thickness in Block B is 1.5 m. They wedge out to both south and west. It is not possible to ascertain whether any depositional break existed between the Křtiny Limestone and Březina Shale. The shales were laid down in a period of prevailing argillaceous deposition in an oxygenated, shallow-water environment close to the coast. The strongly-weathered, argillaceous material was derived from the gradually rising elevation of the Brno Pluton. The majority of the fauna suggests a relatively short transportation (accumulation of fauna along the bedding planes together with mica flakes). Sporadic finds of entire trilobites indicate, however, that they lived within this environment. The period of the Březina Shale deposition coincides with the boundary between the regression and renewed transgression represented by the deposition of the Rozstání Formation. It may be assumed that the sedimentation process not affected by any breaks between the Křtiny Limestone and the Rozstání Formation took place farther to the east.

Rozstání Formation

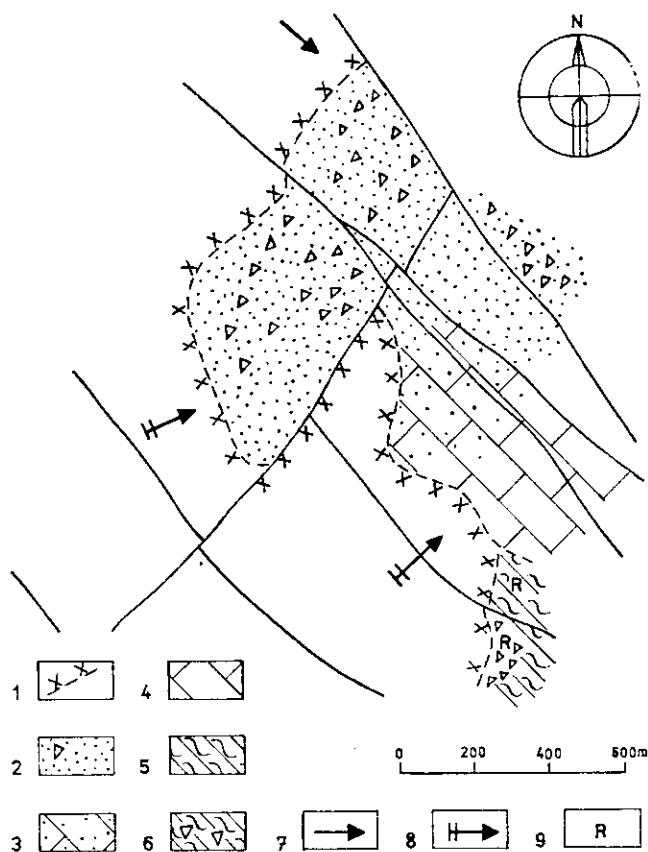
The Rozstání Formation is but poorly exposed within Block B and its description is given in the chapter on Block C.

Block C

Křtiny Limestone

Grey, markedly nodular micritic limestone with relatively abundant argillaceous matrix which is grey or varicoloured (mainly in the upper part of the sequence). The Křtiny Limestone is about 30 m thick. The conodont fauna from the outcrops in the western part of the block suggests a late Famennian age (the lower and middle part of *Bispathodus costatus* Zone) and early Tournaisian age (*Pseudopolygnathus triangulus triangulus* Zone). The *Bispathodus costatus* Zone is 5 m at minimum (probably 10 m thick) so that the lower Carboniferous part is about 15 m

thick. The onset of deposition of the Křtiny Limestone (with some limestone and iron ore oolites and onkoides on the base) was situated in the *Palmatolepis crepida* Zone (comp. Fig. 21).



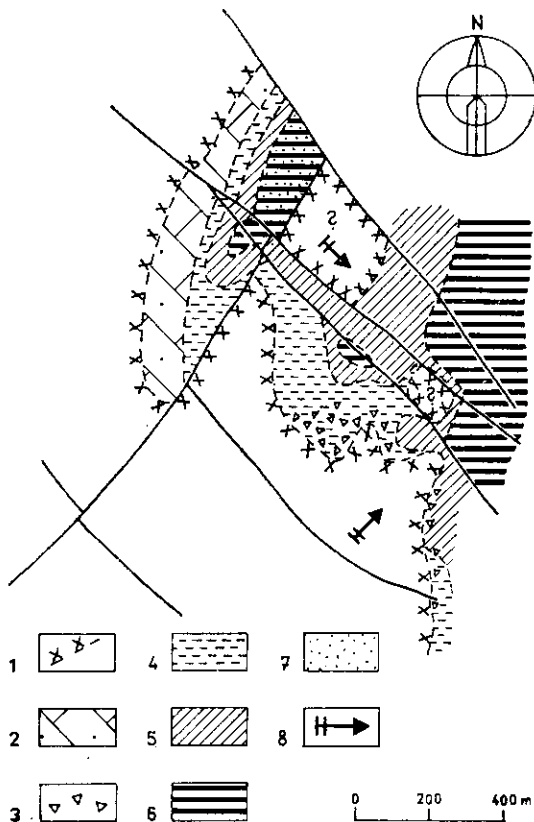
11. Palaeofacies scheme for the Upper Tournaisian and Lower Viséan)

1 — presumed shoreline; 2 — sandy limestone to sandstone with intercalations of limestone breccias; 3 — locally sandy organodetrital limestone; 4 — dark grey organodetrital limestone; 5 — nodular limestone; 6 — intercalations of limestone breccias in nodular limestone; 7 — direction of influx of clastic material in the basin; 8 — direction of regression; 9 — re-deposition of Lower Famennian conodonts

A similar situation exists within the eastern part of the block — the *Bispathodus costatus* Zone was localized in the V-49 borehole 3 m above the lithological base of the Křtiny Limestone and only 11 m above this lithostratigraphic boundary an early Tournaisian age has been demonstrated. The investigations in Block B and D suggest it is improbable that the start of deposition of the Křtiny Limestone should coincide with the *Palmatolepis crepida* Zone in Block C. Deposition in the lower and middle Famennian was markedly condensed.

Řička Limestone

Limestone with chert: the Křtiny Limestone is overlain by medium-bedded, black-grey, dense to fine-grained, organodetrital limestone; it contains abundant thin intercalations or concretions of black chert with



12. Palaeofacies scheme for the Middle Viséan

- 1 — presumed shoreline;
- 2 — dark grey organodetrital limestone;
- 3 — limestone breccia;
- 4 — predominant purple shale;
- 5 — predominant green shale;
- 6 — predominant black shale;
- 7 — sandstone at the base;
- 8 — direction of regression

diffuse boundaries. Thin interbeds of calcareous, black-brown shale are rather common. Conodonts and foraminifers suggest middle Tournaisian age (*Siphonodella crenulata* Zone). The thickness can only roughly be estimated at about 150 m. The Řička Limestone was laid down in a reducing and quiet, somewhat deeper environment. The life conditions were favourable for fauna building their skeletal parts of SiO_2 (radiolarians, sponges). The remaining organic detritus was brought in from shallows by periodic currents. The subsidence of the basin was relatively rapid.

Dense limestone: dark grey to black-grey, medium-bedded (bed thickness about 20 cm) dense limestone with subordinate intercalations (up to 8 cm thick) of laminated calcareous shales of dark-brown colour. Under the microscope the limestone shows a very fine organodetrital texture. The thickness is 20 m. Conodont fauna also proves a middle Tournaisian age. The depositional environment was similar to that of the underlying cherty limestone but the organisms with siliceous skeletons are no longer present. The currents introduced more clastic clay material from the coast and this is also reflected in a most notable way the deposition of black-brown calcareous shale of 2 m thickness and occurring above the described Limestone.

Křtiny Limestone

The shale interbed is overlain again by grey to dark-grey micritic, locally markedly nodular limestone with subordinate light grey-green argillaceous matrix. The conodont fauna still indicates a middle Tournaisian age (*Siphonodella crenulata* Zone). The thickness of the Křtiny Limestone is estimated at 20 m.

Chert-bearing limestone, black-grey dense limestone and the Křtiny Limestone (all of middle Tournaisian age) decrease in thickness eastwards and pass into dark grey, organodetrital limestone (with a chert-bearing interbed of several metre thickness); this organodetrital limestone is 40 m thick at maximum as recognized in the borehole V-49.

Calcareous breccia

The shale interbed is locally overlain by a coarse-grained calcareous breccia; it pinches out north- and westwards and attains a thickness of up to 4 m. The predominant constituents are angular fragments (up to 50 cm long) of dark grey fine-grained organodetrital limestone (occurring as plates) with very abundant concretions of black phosphorite of oval shape and up to 3 cm in size.

Řička Limestone

Organodetrital limestone: dark grey to black-grey thickly-bedded, fine-grained, organodetrital limestone, several tens of metres thick, overlies the upper part of the Křtiny Limestone or locally the calcareous breccia.

Křtiny Limestone

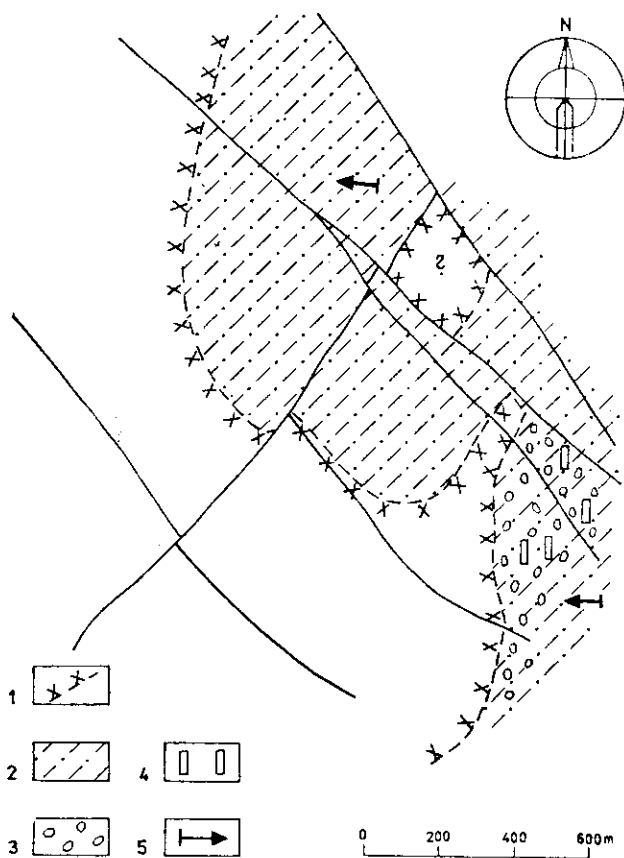
About 15 m of grey nodular limestone with intercalations of grey shale are exposed in the eastern quarry. No conodont fauna was ascertained.

Řička Limestone

Dark grey organodetrital limestone transits into the underlying nodular limestone in that it contains a great number of redeposited nodules of grey micritic limestone. Upward the quantity of nodules decreases and the nodules are accumulated near the base of individual beds only and thus provide an indication of graded bedding (graded units up to 20 cm thick). The nodules contain a conodont fauna of lower Famennian age (*Palmatolepsis marginifera* Zone) and sporadic

13. Palaeofacies scheme for the lowermost Upper Viséan

1 — presumed shoreline; 2 — dark grey silty shale with thin intercalations of siltstones and greywackes; 3 — limestone pebbles in shales; 4 — limestone olistoliths; 5 — direction of transgression



conodonts and foraminifers of upper Famennian and lower Tournaisian ages. This proves that the Famennian Křtiny Limestone was uplifted and exposed to erosion during the upper part of the middle and in upper Tournaisian times.

The overlying dark grey, medium-bedded, fine-grained, organodetrital limestone locally contains thin shale intercalations and in its upper part occasional black chert. The thickness increases from south to north, from 10 m up to 30 m. This limestone belongs to the upper part of the middle Tournaisian as evidenced by both conodont and foraminiferal fauna.

Křtiny Limestone

The uppermost part of the Křtiny Limestone consists again of grey micritic, locally nodular limestone, stained light yellow upon weathering.

In the northern part of the block it contains up to 10 cm in diameter nodules of a dark grey, fine-grained organodetrital limestone (most probably transported for a short distance by slumping and redeposited). Some nodules are surrounded by dark grey chert. The thickness is only a few metres but increases somewhat northward. The conodont and foraminiferal fauna is indicative of the upper Tournaisian and the lowermost Viséan.

Říčka Limestone

The Březina Shale is underlain in the western part of Block C (boreholes V-237, MV-274, V-49) by dark grey organodetrital limestone with arenaceous intercalations. Foraminifers and conodonts indicate the late Tournaisian age of the limestone; hence, it is equivalent to the Křtiny Limestone occurring in the southeastern part of the block (see above).

Březina Shale

The Březina Shale is exposed in the northern part of the block only. Within the eastern part, it is exposed with thicknesses of a few to 10 m in the quarry. Southwards, it passes into limestone conglomerate indicating the former coast (compare Fig. 19). It cannot be decided unequivocally whether or not the depositional process was interrupted between the underlying Křtiny Limestone and the Březina Shale.

The Březina Shale is fine, argillaceous, locally calcareous, grey-green

and pale purple shale, micaceous on some bedding planes. On some bedding planes fragments of crinoid stems, trilobites, and goniatites have accumulated. Locally (farther away from the original coast) the unit is developed as black, fine shale that was deposited in a somewhat deeper, anaerobic environment.

Within the more westerly area the Březina Shale was detected by the V-97 borehole and consisted of coarse-grained limestone breccia with abundant light green matrix and shale interbeds of the same colour; these shale interbeds contained entire cephalons and pygidia of larger trilobites. The breccia marks out the southern coastal zone. Within the area of MV-274 borehole, the pale purple Březina Shale passes both vertically and horizontally into dark grey organodetrital limestone with local arenaceous admixture. The foraminiferal fauna (in limestone intercalations) proves an early Viséan age. A gradual transition from the Říčka Limestone into the Březina Shale has most recently been observed in the eastern part of the uppermost bench of the quarry. The transitional zone consists of alternations of grey, fine-grained platy limestone and pale purple and red shale containing fragments of trilobite exoskeletons, brachiopod shells and other fauna.

Rozstání Formation

Dark grey, in a weathered state greenish-grey, silty-clayey shale; toward the roof, laminae and thin intercalations of siltstone and fine, locally medium-grained greywacke increase in number. The greywacke intercalations may locally attain a thickness of 10 cm, occasionally even 20 cm and the greywacke is calcareous with signs of graded bedding (only locally well apparent). The Rozstání Formation shows everywhere a sharp junction with the underlying limestone. This transgressive base is usually marked by the presence of conglomerate, the pebbles of which consist of limestone entirely. Where this basal conglomerate is missing, well-rounded pebbles may be seen dispersed in the shale matrix. In a corresponding way, near the western margin of its occurrence, the Rozstání Formation contains limestone conglomerate up to 2 m thick at its base at the contact with the Březina Shale; this evidences a break in deposition. Within the northern margin of the block, in places where the Březina Shale is represented by the black-shale facies, a gradual transition into the Rozstání Formation is recognizable. Westward and southwestward from here the marine transgression progressed in the course of the upper Viséan, during the deposition of the Rozstání Formation (see Fig. 13, 19).

Interbeds of coarse limestone conglomerates repeatedly occur throughout the sequence of the Rozstání Formation. Some pebbles are subrounded to well-rounded, other subangular; they consist of dark grey organodetrital limestone which is directly subjacent to the pebble bed. The size of pebbles fluctuates from 5 cm to 1 m. In addition, blocks of this limestone up to 10 m in length and 3 m wide occur. All this evidence suggests that in the course of deposition of the Rozstání Formation the sea encroached over the Říčka Limestone in which coastal cliffs existed. Such cliffs could only have been the source of those blocks that during storms underwent gravitational transportation to the places of present occurrence. In a similar way, the limestone conglomerate was transported by means of slumping. The rounding of pebbles suggests an origin in the surf zone. The limestone conglomerate gradually pinches out towards the east (see Fig. 22).

The clastic material of the shale and greywacke interbeds was introduced from the rising massifs of the crystalline metamorphic rocks of the Českomoravská vrchovina Highland. The material was rapidly laid down in the reducing environment of a subsiding basin, where a significant quantity of organic matter, mainly of floral origin, accumulated.

Fossil fauna was detected exclusively in the uppermost part of the Rozstání Formation beneath the Račice Conglomerate. In the V-240 borehole a lenticular intercalation of black-grey impure limestone was observed, showing cross sections of exoskeletons of juvenile goniatites and foraminifers; the fossils prove the base of the upper Viséan (V2b—V3a). The V-240 borehole is situated in the Block D, but the dating is valid for the entire region. Purkyňová (1979) described *Stigmaria jicoides* from the lower part of the Rozstání Formation.

Block D

Vilémovice Limestone (the uppermost part)

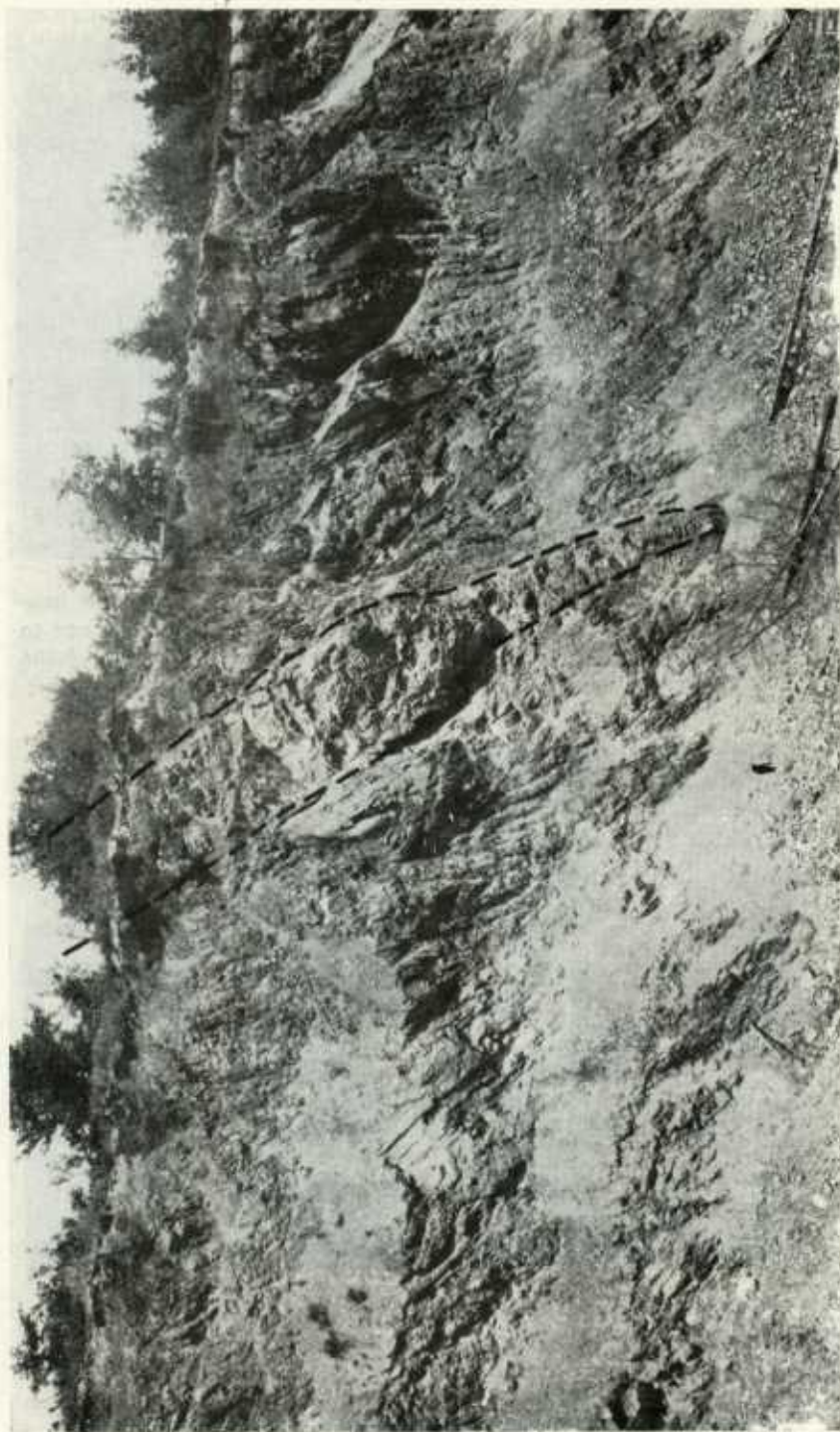
The uppermost Vilémovice Limestone is exposed in the west in an abandoned quarry as beige-coloured, medium-bedded, laminated micritic limestone with organic markings of tubiform cross sections 0.8 cm in diameter. This type of Vilémovice Limestone is but 1 m thick and contains a conodont fauna of early Famennian age (the upper part of *Palmatolepis crepida* Zone at the base of the bed). More easterly, this bed is mostly darker-coloured; micritic limestone alternates with the organodetrital limestone and locally a rare stromatoporoid fauna and more common foraminifers of upper Famennian age may be found (i.e.



1. Mokrá, the western quarry. The Vilémovice Limestones on the base of the outcrop (Lowermost Famennian), the Křtiny Limestones in the middle part (Lower to Upper Famennian), the Hády—Říčka Limestones in the uppermost part of the outcrop (Upper Famennian)



2. Mokrá, the E-wall of the northern floor of the quarry. Dislocation between the B and C blocks. The vertically standing organodetrital limestones (Hády—Říčka Limestones, Upper Famennian) on the right and folded and dislocated micritic limestones (Křtiny Limestones, Lower Tournaisian) on the left side

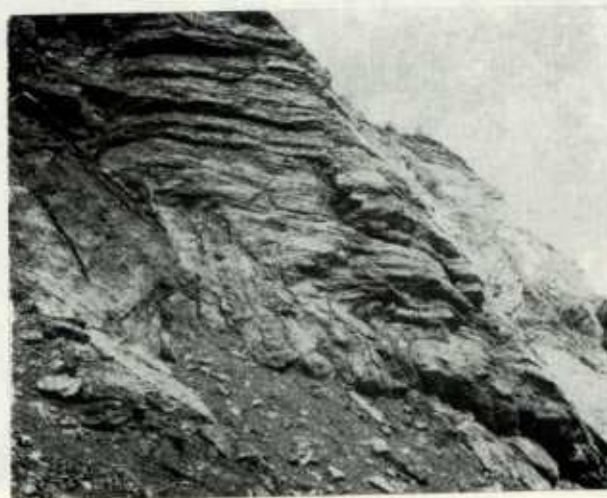


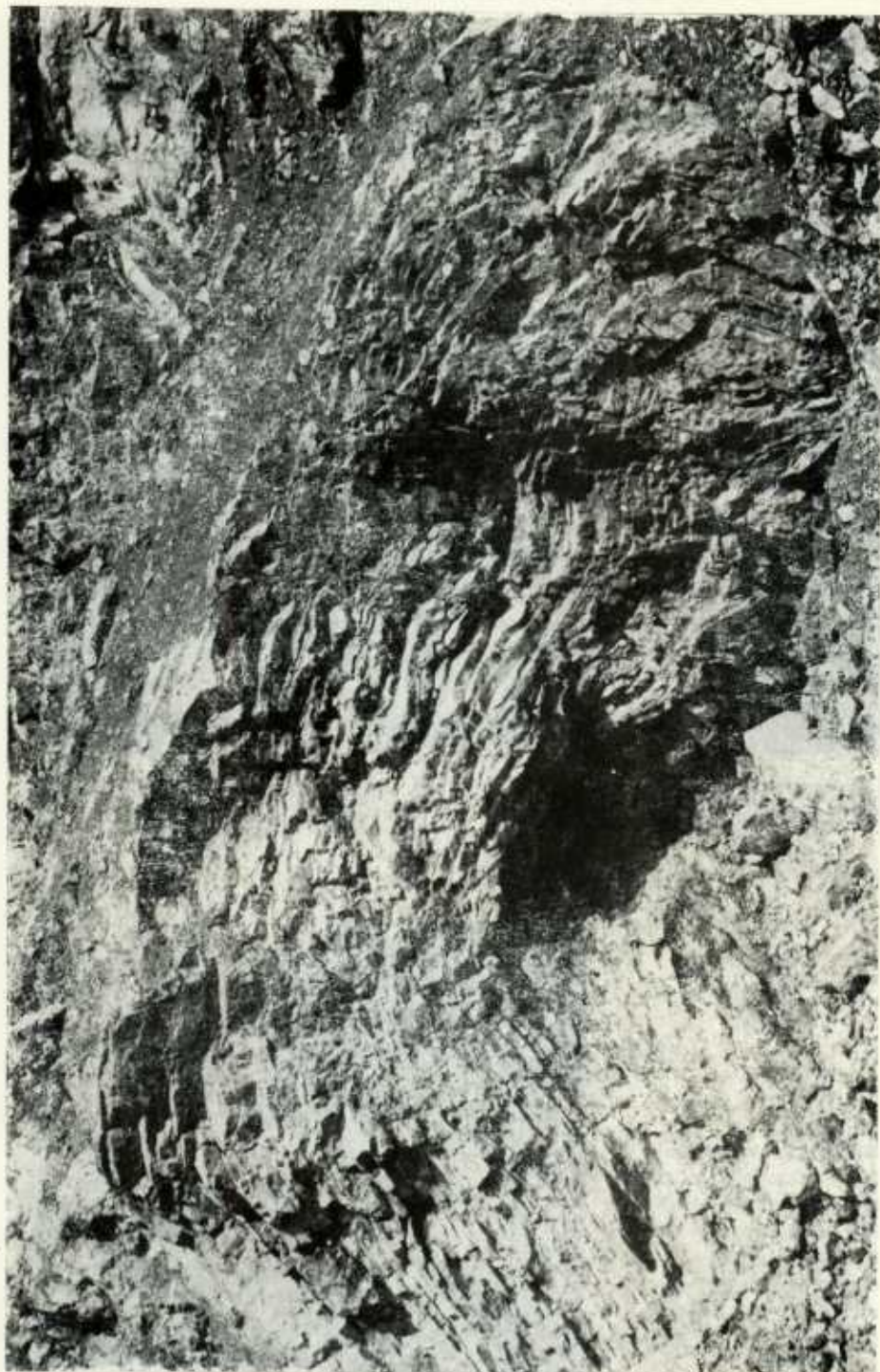
Mokrá, the eastern quarry. The big block of organodetrital limestones of Tournaisian age in subvertically standing in well-bedded alternation of shales and greywackes [Rozstani Formation, Upper Viséan]



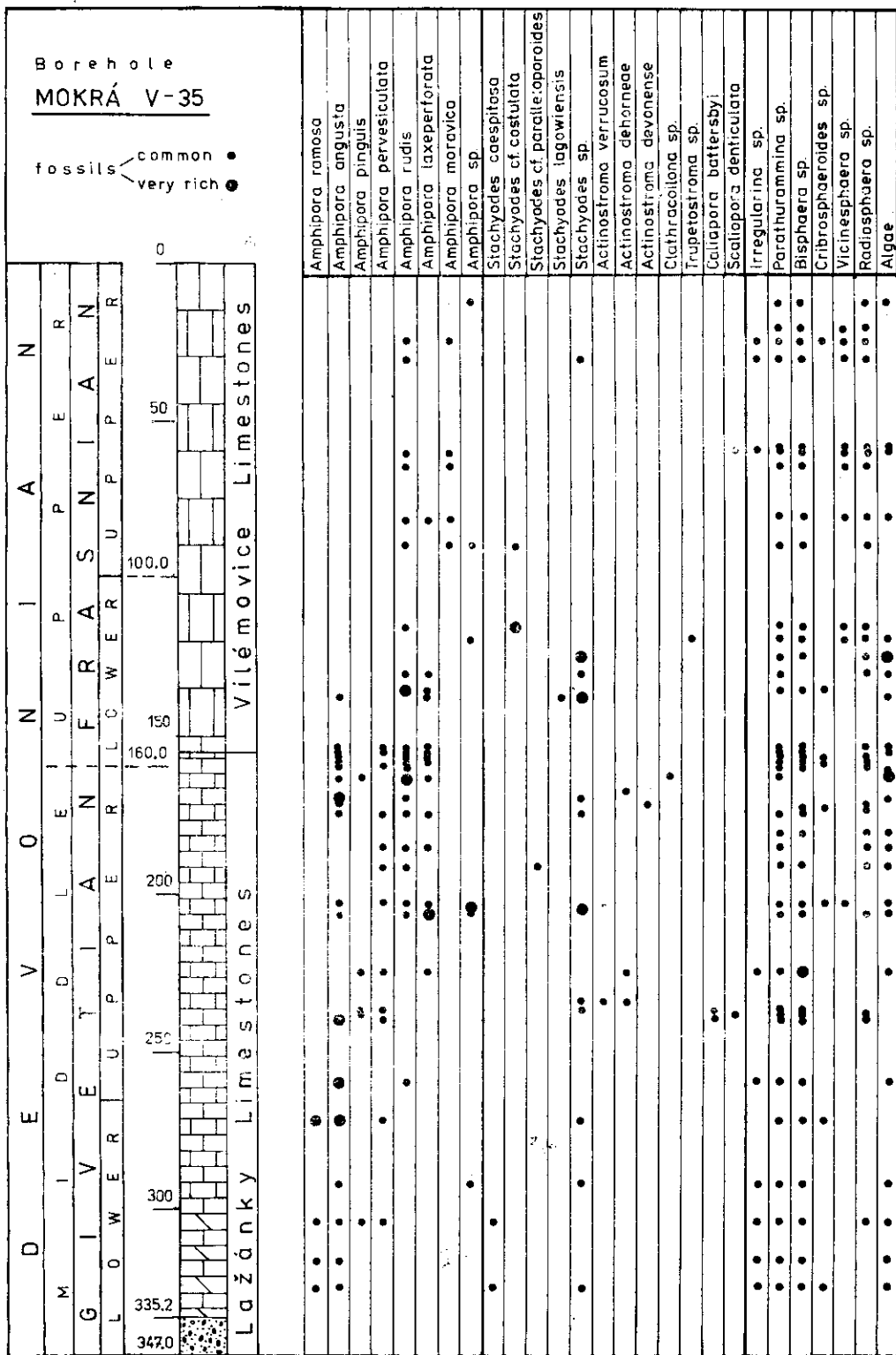
1. Mokrý, the E part of the northern floor of the quarry. Limestone breccias with black phosphorite concretions (M'od'e Tournaisian)

2. Mokrý, the W part of the northern floor of the quarry. Well-bedded nodular micritic limestone (Křtiny Limestones, Lower Tournaisian). The overturned fold with NNE vergency





Mokrá, the northern floor of the quarry. Well-bedded black limestone with silicites (Hády—Říčka Limestones, Middle Tournaisian). Suit-case form of the anticline.
All photographs by J. Dvořák



14. Section of the borehole Mokrá V-35 with stromatoporoid fauna

upward from the conodont *Palmatolepis rhomboidea* Zone — compare S-2 borehole). The uppermost part of the Vilémovice Limestone is about 15 m thick in this part of the block. With the exclusion of its lowermost part, the entire Famennian is represented. The rapid subsidence came to a halt in the course of deposition (a rapid subsidence is characteristic of the upper Frasnian and the lowermost Famennian). In the western section a regression started in the mid Famennian times while in the east the trend typical of the lower Famennian still prevailed. Movement of water in the basin was restricted and a reducing depositional environment predominated.

Křtiny Limestone

Grey, nodular micritic limestone about 10 m thick, with a minor dark grey, argillaceous admixture. By means of conodonts, ages of middle and late Famennian and early and middle Tournaisian (the lower part of *Palmatolepis marginifera* Zone and lower and middle part of *Bispathodus costatus* Zone, and *Siphonodella crenulata* Zone) have been proved; a significant condensation of the stratigraphic sequence is notable within this block.

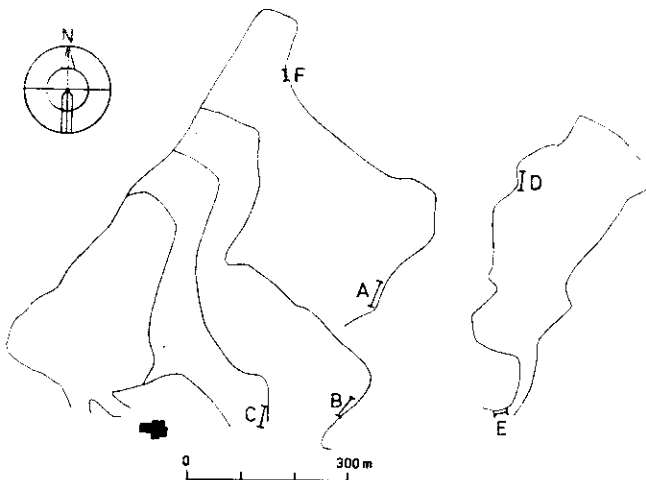
Říčka Limestone

The development is highly variable. Near the base, the limestone is black-grey to black, very fine-grained. In the southwestern part of the block it also contains black chert — this lithofacies is passing from Block C. The thickness is less than 10 m.

Upwards in the sequence, the size of faunal fragments and lithoclasts increases and the dark grey limestone becomes coarse-grained. It encloses fragments of brachiopods, large crinoid stems, fragments of corals, trilobites, bryozoans, foraminifers and other fauna. Occasionally fragments of green algae may also be seen. Secondary micrite is the essential constituent of the limestone. Intense algal activity transformed the fragments of the skeletal parts of the fauna into micrite. The micritization is sometimes of a selective nature. In places a progressive micritization starting from the surface is recognizable — after the encrustation by green algae the micritization continues by means of their filaments into the centre of the fragments. Sometimes it also spreads from the axial canal of the columnar plates of crinoids. Limestone passes very frequently into lenticular beds of microbreccia and breccia, locally

even coarse-grained. The breccia is mostly made up of fragments of dark grey organodetrital limestone and also of nodular, micritic Křtiny Limestone. The limestone is frequently arenaceous and passes into fine to coarse-grained calcareous sandstone. The coarse-grained arenaceous beds are 15–30 m thick. Abundant clastic quartz, derived from granitoid rocks of the Brno Pluton, is associated with sporadic grains of epizonal or mesozonal metamorphic rocks [from basal clastic sediments?].

15. Schematic map of the quarry walls (situation in the year 1983) showing the location of sketches A–F (Figs. 16–21)



Bipyramid grains of volcanic quartz occur occasionally. The average size of the quartz grains is up to 1 mm, the maximum up to 2 mm. The larger grains are subrounded and exhibit a corroded surface. They are indicative of redeposition from earlier sediments, presumably basal clastic sediments of Devonian age. In addition to quartz, opaque heavy minerals of leucoxene and alterite types and weathered feldspars (potassium feldspar and plagioclase) are present. Rock fragments are made up of granitoids, rarely mica schist or phyllite. Pyrite is locally common and silicification is observable everywhere. Black phosphorite occurs very frequently as grains in organodetrital limestone and as concretions of up to several cm in size in breccias. The sequence of the Říčka Limestone ends with calcareous breccias which may also have an argillaceous matrix and locally may be transitional into the overlying Březina Shale. Elsewhere thin-bedded, fine-grained organodetrital limestone with rare silicified or pyritized ooids appears.

The thickness of the Říčka Limestone increases from northwest to southeast from about 50 m to 100 m. It was laid down in a shallow

marine environment (within the photic zone) with intense movement of water rich in bottom life and introduction of large quantities of coarse-grained clastic material (quartz) from the coastal area (Řícmanice—Ochoz elevation, the more rapid rise of which started in this period). The abundant occurrence of calcareous breccias suggests the rise of the westerly situated area. Redeposition affected limestones of both Famennian and Tournaisian age.

The age of the Říčka Limestone is proved by conodont and foraminiferal fauna: the deposition of the Říčka Limestone commenced in the upper Tournaisian and ended around the lower/middle Viséan boundary.

Březina Shale

Within the southwestern border area (in the lower-grade block) the depositional break between the Říčka Limestone and Březina Shale is evidenced by the common occurrence of calcareous conglomerates. On the other hand, a gradual transition was observed in the S-2 borehole, but dispersed limestone pebbles may again be seen at the base. The Březina Shale is grey to grey-green, near the base black; it is fine, locally strongly calcareous. Besides crinoidal plates, sponge spicules may be common here and there; the spicules have usually accumulated in places of local silicification. The Březina Shale contains very rare laminae of siltstone or very fine-grained quartz sandstone and was predominantly deposited in a reducing, somewhat deeper environment.

The contact with the Říčka Limestone is not exposed in the north-western part of the area. Near the base, there is a thin-bedded, grey calcareous sandstone over 10 m thick; locally it is micaceous or laminated. The lamination is affected by bioturbation so that structures generated by churning and stirring of the sediment by organisms appear. The sandstone is overlain by light olive-green calcareous shale passing upward into pale purple and later grey-purple calcareous shale. This part of the sequence is 8 m thick. Both sandstone and shale were laid down in a shallow-water, energetic marine environment of oxidic nature. The top of the unit consists of black argillaceous shale with pyrite; its thickness is 50 m; the shale was deposited in a stagnant, anaerobic reducing environment, farther from the original coast.

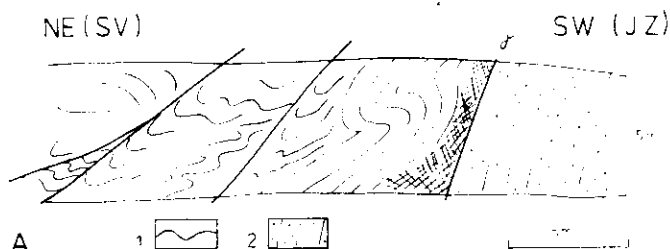
The age of the Březina Shale is determined by its position above the Říčka Limestone of early Viséan age (both units grade in part laterally one into the other) and rich goniatite and trilobite fauna studied earlier (Chlupáč 1966, Kumpěra - Dvořák 1961). The Březina Shale is of middle Viséan age.

Rozstání Formation

Within Block D, this unit is neither exposed nor sufficiently recognized in the boreholes. It is assumed on the basis of geological mapping that the Rozstání Formation is of greater thickness along the eastern border of the block than in Blocks C and B. However, the question of how many levels bearing calcareous pebbles, or blocks, are present in the sequence remains unsolved. The most easterly situated V-240 borehole proved the existence of an intercalation of black-grey organogenic limestone with an argillaceous admixture in the silty shale directly underlying the Račice Conglomerate. The foraminiferal fauna found in this limestone intercalation is the first direct evidence of the age of the Rozstání Formation in the Dražanská vrchovina Highland. This fauna proves the middle/upper Viséan boundary (V2b—V3a) without any possibility of a more refined dating; the base of the upper Viséan seems, however, more firmly established.

16. Sketch of the faulted contact between blocks B and C

1 — nodular limestones (Tournaisian);
2 — dark grey organodetrital limestone (Upper Famennian) — (A — on Fig. 15)

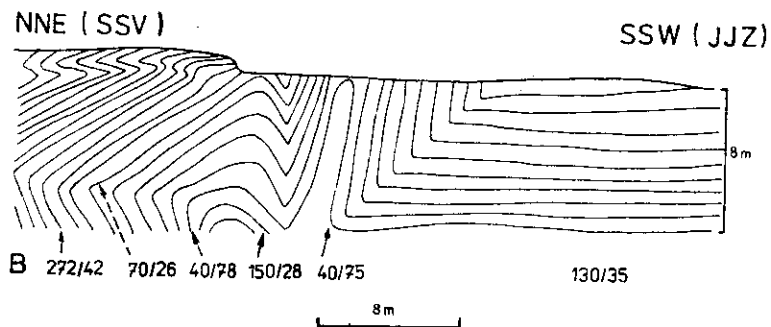


In the western part of the block, the Březina Shale passes gradually upward into dark grey silty shale (with rare siltstone laminae) and very fine-grained to fine-grained greywacke (lacking any graded bedding) of about 15 m total thickness. Siltstone laminae and intercalations of fine-grained greywacke (up to 4 cm in thickness) become more frequent upwards. Here, 2—5 cm thick graded layers also occur. No limestone pebbles or blocks were observed. The incomplete thickness (the overlying strata are not preserved) does not exceed 100 m.

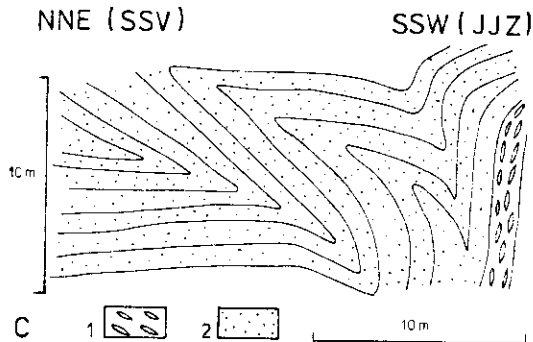
Ráčice Conglomerate

The Račice Conglomerate is in sharp contact with the Rozstání Formation in the southeastern part of the block whereas farther to the north greywacke intercalations appear between the conglomerate and shale. The Račice Conglomerate is coarse, polymictic and contains

a greywacke matrix. The majority of pebbles consists of metamorphic rocks of the Moravicum and Moldanubicum of the Českomoravská vrchovina Highland (Štelcl 1960). The basal part of the Račice Conglomerate, outcropping along the easter edge of the area, is a part of the 3000 m thick Myslejovice Formation; this formation consists mainly of conglomerate and much less greywacke and shale in the southern part of the Dražanská vrchovina Highland. The age is upper Viséan (Go α , β , γ Zones — Dvořák 1969, Kump era - Lang 1975).



17. Sketch of disharmonic folding within organodetrital limestones (Upper Famennian)
Numbers — orientation and angle of inclination of beds (B — on the Fig. 15)



18. Sketch of disharmonic folding of the nodular (1) and organodetrital (2) limestones with NNE vergence (C — on Fig. 15)

Boulders of up to 1 m in size and made up of dark grey, fine-grained organodetrital limestone are found close to the base of the Račice Conglomerate. The limestone locally contains large brachiopods of the genus *Gigantoproductus*, rugose corals and foraminifers; it is of late Viséan age (V3a) and was laid down simultaneously with the upper part of the Rozstání Formation (Dvořák 1958, Dvořák - Conil 1969). The site of their original deposition is not yet known; it was probably some-

where near the coast at places sheltered against the introduction of clastic material. The destruction of this sediment and transportation to the site of deposition as pebbles to boulders most probably occurred during the course of an extensive marine transgression accompanied by a rapid and general subsidence.

The Račice Conglomerate originally covered the entire area. Southwestward of the area under study, it transgressively overlies directly the Říčka Limestone of Tournaisian age.

Block E

Upper Vilémovice Limestone

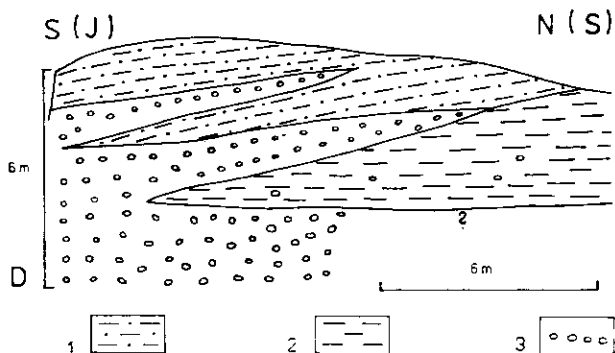
In the vicinity of S 1 borehole, the upper Vilémovice Limestone shows a similar development as in the western part of the Block D. Its thickness ranges from 6 to 20 m. In the southwestern part of the block, as may be seen in the western quarry, Vilémovice Limestone is markedly bedded and locally contains a rich stromatoporoid fauna of upper Frasnian. Even 0.5 m below the base of the Křtiny Limestone spherical coenostea of stromatoporoids were found in association with conodonts of the *Palmatolepis crepida* Zone.

Křtiny Limestone

The more or less markedly nodular limestone is predominantly of grey colour but in the uppermost part of the unit it turns black-grey; the thickness fluctuates around 15 m. In the southern part of the block, the limestone encloses an interbed of 0.5 m thickness consisting of crinoidal coarse-grained limestone that supplied a rich conodont fauna of the lower part of the *Palmatolepis marginifera* Zone. Within this block, the Křtiny Limestone deposition started in the lower Famennian, in the *Palmatolepis crepida* Zone. The uppermost part of the Křtiny Limestone in the southwestern section of Block E yielded a conodont fauna belonging to the lower part of the *Bispathodus costatus* Zone (the overlying Říčka Limestone is of the same age).

In the southwestern part of the block, however, the Křtiny Limestone extends up to the lower Tournaisian (*Pseudopolygnathus triangulus triangulus* Zone) whereas in the northern section it extends up to the upper part of middle Tournaisian (*Polygnathus carinus* Zone).

A wedging out intercalation, up to 20 cm thick, was observed in the Křtiny Limestone in the western quarry; it consists of dark grey limestone rich in cross sections of clymenias.



19. Sketch of the inter-fingering of dark grey shales, siltstones and greywackes (1 — Rozstání Formation), green shales (2 — Březina Shales) and limestone conglomerates (3). The gradual transgression towards the SSW is illustrated (D — on Fig. 15)

Říčka Limestone

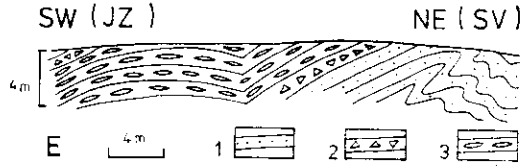
In the southwestern part of Block E the Říčka Limestone is of late Famennian age (*Bispathodus costatus* Zone) and is made up of medium-bedded dark grey to grey fine-grained limestone alternating with subordinate intercalations of micritic limestone with signs of nodular structure; this alternation is indicative of a lateral transition into the Křtiny Limestone toward the N and E. Graded beds 10 cm thick are occasionally seen; their base consists of dark grey fine-grained limestone (6 cm) grading upward into laminated, very fine-grained limestone (2 cm) which is finally overlain by grey micritic limestone (2 cm).

Within the northern and southeastern part of the block, the Křtiny Limestone is overlain by black-grey to black very fine-grained to dense limestone, enriched with organic material and about 2 m thick. The rock does not contain any conodonts or foraminifers. Above it, calcareous breccia occurs; its thickness is 5 m and it contains abundant phosphorite concretions at the base. The conodont fauna of the breccia is of late Tournaisian age (base of *Scaliognathus anchoralis* Zone). The same age is evidenced by the foraminiferal assemblage. The rate of subsidence increased in late Tournaisian times and the sea again flooded the original area. This period is characterized by the deposition of limestone breccias with phosphorite; the phosphorite probably formed during the Upper Tournaisian along the coast.

The deposition of fine coarse-grained organodetrital limestone continued in the Upper Tournaisian; the limestone contains a great admixture

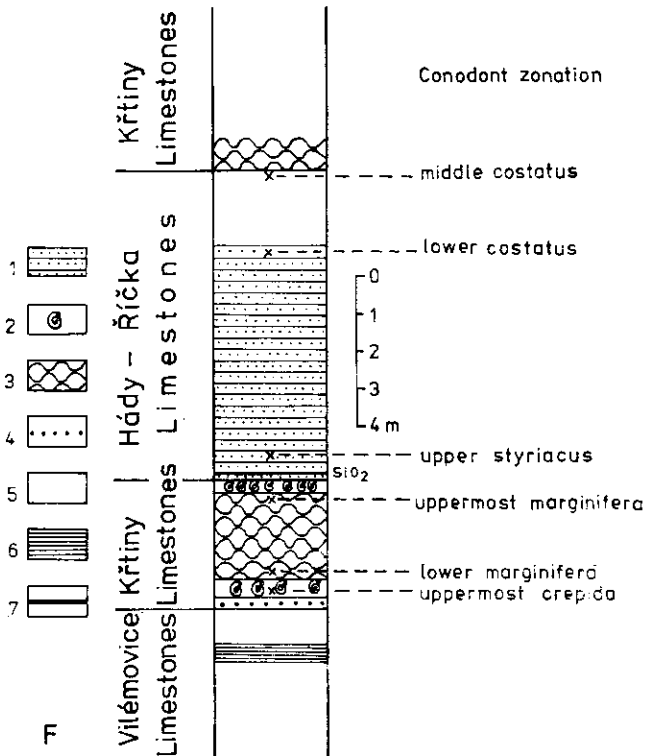
of sand and may locally pass into calcareous sandstone (see Fig. 1). Graded beds up to 10 cm thick, with a base consisting of a coarse sandstone, appear in the southeastern part of the block (V-235 borehole).

20. Sketch of the relationship between organodetrital limestones (1 - Upper Famennian), limestone breccias (2) and nodular limestones (3 - Tournaisian). In the limestone breccias, a redeposited conodont fauna of Lower Famennian age was found (E - on Fig. 15)



The arenaceous limestone attains a thickness of about 30 m in the west; eastwards it decreases to 10 m (autochthonous part of the S-1 borehole), but towards the southeast (V-235 borehole) the thickness is virtually unchanged.

21. Detailed stratigraphical section of the Famennian limestones
 1 - grey organodetrital limestone grading up to micrites in each layer; 2 - cephalopod bearing grey biomicrite; 3 - grey nodular limestone; 4 - oolitic ironstones and limestones; 5 - light grey to grey dense micritic limestone; 6 - light grey laminated limestone; 7 - black chert (F - on Fig. 15)



The V-235 borehole is located in the thrust block and is comparable only to the allochthonous thrust part of S-1 borehole, in which the arenaceous limestone is 28 m thick. In some places the arenaceous limestone encloses interbeds of arenaceous limestone breccia. Fragments of rugose corals and relatively rare foraminiferal and conodont faunas of late Tournaisian age occur in the arenaceous limestone.

The arenaceous limestone is overlain by dark grey, organodetrital limestone, containing sporadically quite subordinate intercalations of dark-coloured shale. The thickness is about 15 m. The limestone contains a foraminiferal fauna of early Viséan age. Next comes coarse limestone breccia with phosphorite concretions, about 5 m thick, observed in both S-1 and V-235 boreholes. A lithologically different development has been observed in these two boreholes only above the limestone breccia. Whereas the limestone breccia represents the end of deposition of the Říčka Limestone in the V-235 borehole (it is overlain by Březina Shale), in the S-1 borehole a black shale with strongly compressed goniatites and abundant intercalations of coarse-grained organodetrital limestone is superjacent to the breccia; upward, the limestone intercalations increase in quantity and finally prevail. This part of the sequence is 12 m thick and contains a foraminiferal fauna of middle Viséan age. The described Říčka Limestone of early and middle Viséan age is in time terms an equivalent of the lower part of the Březina Shale, mainly in the Block C and partly also in the eastern section of Block D.

Březina Shale

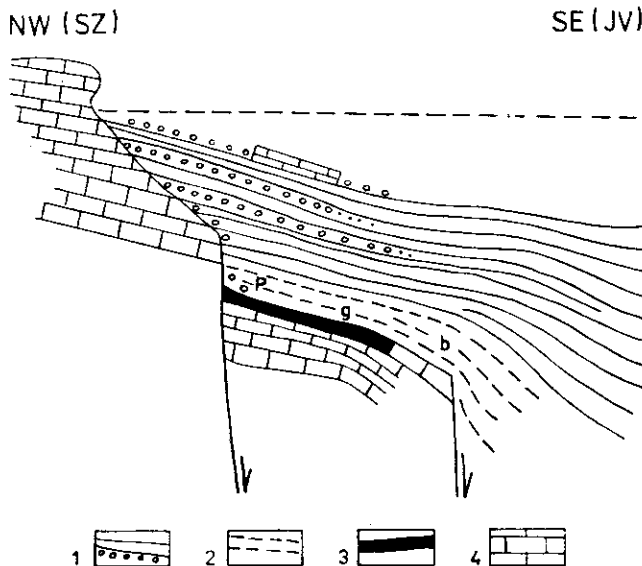
The Březina Shale is of pale purple colour in the south (V-235 borehole) but northward and toward the roof it passes into olive-green, fine argillaceous shale. Within the area of the S-1 borehole, near the base the shale alternates with thin intercalations of dark organodetrital limestone. The Březina shale is mostly of middle Viséan age. Its thickness is estimated at 50–80 m.

Rozstání Formation

The Rozstání Formation is preserved only in the northeastern part of the block as a relict that escaped erosion. The unit is again represented by dark grey, silty-argillaceous shale with sporadic laminae of siltstone and very fine-grained greywacke. The thickness does not exceed 80 m.

22. Model of the deposition of the Rozstání Formation on the SE edge of the locality.

1 — dark grey shale with thin intercalations of siltstones, greywackes and limestone pebbles (lowermost Upper Viséan); 2 — Březina Shales (*p* — purple, *g* — green, *b* — black — Lower and Middle Viséan); 3 — nodular limestone (Upper Tournaisian to Lowermost Viséan); 4 — dark grey organodetrital limestone (Middle Tournaisian). Not to scale!



Block F

Upper Vilémovice Limestone

The lithological development equals that in the western part of Block D. Thicknesses are greater than 8 m. There is no paleontological evidence of age (the studied samples were free of any conodont fauna).

Křtiny Limestone

The lithology is similar to that in Block E, but the thickness is reduced even further — only to a few metres. No conodont fauna has been detected so far. The succession became considerably condensed in this block during Famennian times and even a break in deposition cannot be excluded.

Řička Limestone

Dark grey, fine to very fine-grained organodetrital limestones containing a poorly preserved conodont fauna near the base. The fauna

is indicative of a Tournaisian age (there are no clues to more detailed dating). The thickness of the preserved sequence does not exceed 50 m.

Tectonics

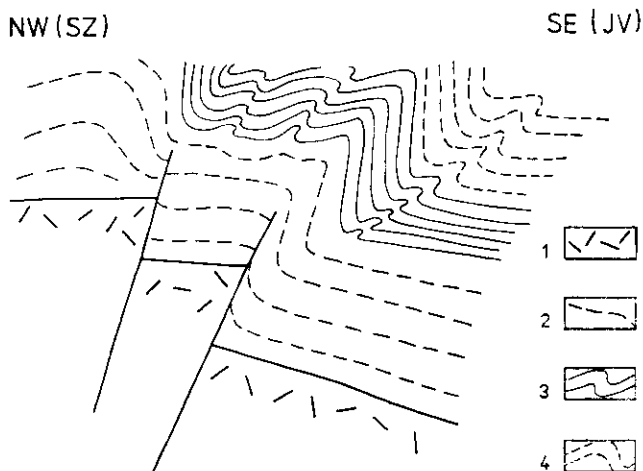
Tectonic movements, mainly vertical ones, exerted a great influence upon the nature of deposition (facies control), but mainly upon the thicknesses of the succession. As the substratum of the Devonian sequence is built of granitoids of the Brno Pluton (dissected by old dislocations of NW—SE and NNE—SSW direction into minor blocks), the Devonian and Carboniferous depositional process reacted to the differing subsidence of small blocks by varied thickness and different lithofacies. This is most marked in the succession following the deposition of the reefal Vilémovice Limestone.

The differing subsidence of blocks A to D in the Famennian, Tournaisian and Viséan time is regular in that the northeastern block always subsided relative to the southwestern block. Block B subsided in the middle and upper Famennian (Říčka Limestone is 200 m thick), Block C in the middle Tournaisian (over 200 m of cherty limestone, organo-detrital limestone, Křtiny Limestone), Block D in the upper Tournaisian and lower Viséan (over 100 m of Říčka Limestone, mainly arenaceous limestone and limestone breccia). While no depositional break occurred within the Block D from the Famennian up to the upper Viséan, in Blocks A, B, and C a hiatus occurred between the lowermost Viséan and the upper Viséan (transgression of Rozstání Formation). From the Famennian onward, these blocks came gradually to be dry land (compare Figs. 9—13).

The direction of the main fold and thrust structures is NNE—SSW (compare Fig. 4). As a result of the synsedimentary subsidence of individual partial blocks, dragging and deformation of sediments deposited took place along faults of NW—SE direction. The southwestern blocks, that were relatively rising, were expanding and exerted pressure on unconsolidated sediments of the northeastern blocks. In this way disharmonic folds formed, usually showing a northeastern vergence. This has been proved by both detailed measurements of strata in the quarry faces (compare the geological map, Fig. 1 and sketches of tectonic deformation as observed in the quarry faces of the NNE—SSW direction, comp. Figs. 16—18). Thus e.g. in the western part of Block B, near the contact of the Vilémovice Limestone with the Křtiny Limestone, the strike of the beds is NNE-SSW with a steep dip to the east (the strata may be overturned towards the east). This transition of medium dips of strata, as observed in the Vilémovice Limestone in the

westernmost part of the block, into the steep dips at the boundary with the younger units may also be related to a deeper-lying strike fault zone in the granitoids of the Brno Pluton (NNE—SSW direction — comp. Fig. 23). Farther to the southeast, the strike of the strata and fold axes are rapidly changing to a NW—SE direction (the fold axes are mostly dipping SE). At places of contact of limestones with the Rozstání Formation (in the east), the structures regain the NNE—SSW direction (the fold axes dip NNE). This phenomenon was proved in Blocks B and C. The recognized differential block movements taking place in the course of the depositional process, indicate that a great part of the deformation processes took place probably during sedimentation.

23. The structure of the superimposed Devonian and Carboniferous sediments is related to the block pattern of the crystalline basement. The faultlines acted as normal faults during sedimentation and later on they were converted to thrust-faults within the basement and overturned folds within the overlying succession. The disharmonic folding was induced within the mechanically inhomogeneous sequence by a tectonic compression connected with a shortening of the Late Palaeozoic sedimentary basin



1 — Brno granitoid massif of Proterozoic age; 2 — basal clastic formation of Devonian age, Lažánky and Vilémovice Limestones; 3 — Křtiny and Hády—Říčka Limestones; 4 — Březina Shales and Rozstání Formation. Not to scale!

The great increase of thickness of the Rozstání Formation along the eastern margin of Block C, associated with the occurrence of abundant intercalations of limestone conglomerates and blocks of the Říčka Limestone of Tournaisian age, indicate another deep boundary within the Brno Pluton (of NNE—SSW direction); its existence is reflected in the differing nature of deposition within the easternmost partial blocks. So far, there are no sufficient data available to evaluate the nature of deposition in this area and it may only be assumed that no depositional break occurred between the Devonian and the upper Viséan (compare Figs. 6—13).

Table 2

Distribution of important forams found in the environs of Mokrá

Foram. zones	Characteristic forams	Belgium		British Isles	Urals (yarus)
11	<i>Palaeotextularia consobrina</i> , <i>Cribrostomum</i> , abundant <i>Archaeodiscus</i> , rare <i>Ammarchaediscus</i> , <i>Glomodiscus</i>	V2b-V3a	VISEAN	Holkerian	Gubakhinskii Ust-Ilimskii
10	<i>Tubispirodiscus</i> , <i>Archaeodiscus</i> , <i>Endothyranopsis</i> , <i>Eoendothyranopsis</i> , <i>Glomodiscus</i> , <i>Uralodiscus</i> , <i>Planoarchaediscus</i> , <i>Ammarchaediscus</i>	V1b-V2a		Arundian	Druzhininskii
9	<i>Omphalotis</i> , <i>Eoendothyranopsis</i> , <i>Globoendothyra</i> , <i>Eoparastafella</i> , <i>Plectogyranopsis</i> , <i>Pseudolituotuba</i> , <i>Pseudolituotubella</i> , <i>Tetrataxis</i> , <i>Eotextularia diversa</i> , <i>Dainella</i> , <i>Florennella</i> , <i>Latiendothyranopsis</i>	V1a		Chadian	Ilychskii Pesterkovskii Kosvinskii
8	rare <i>Dainella</i> , <i>Florennella</i> , <i>Latiendothyranopsis</i> ; <i>Spinoendothyra</i> , <i>Brunsia</i> , <i>Pseudoammoidiscus</i> , <i>Inflatoendothyra</i> , <i>Eoforschia</i> , <i>Paraendothyra</i> , <i>Spinobrunsiina</i>	Tn3c Tn3a—b	TOURNAISIAN	Courseyan	Kizelovskii
7	<i>Paraendothyra</i> , <i>Spinobrunsiina</i> , <i>Tuberendothyra</i> , <i>Latiendothyra latispiralis</i>	Tn2c			Kynovskii
6	<i>Chernyshinella tumulosa</i> , <i>Chernyshinella glomiformis</i> , <i>Palaeospiroplectamina</i> , <i>Septabrunsiina</i>	Tn2b Tn2a Tn1b (pt.)			Kynovskii
5	<i>Uviella</i> , <i>Quasiendothyra kobeitusana</i> , <i>Quasiendothyra konensis</i> , <i>Quasiendothyra lipinae</i> , <i>Quasiendothyra communis</i> , <i>Latiendothyra parakosvensis</i> , <i>Septatournayella rauserae</i> , <i>Septabrunsiina</i>	Tn1b (pt.) Tn1a Fa2d Fa2c Fa2b	FAMENNIAN	DEVONIAN	Lytvenskii Kushelginskii Murzakaevskii
4	unilocular forams, <i>Septabrunsiina</i> , <i>Tournayellidae</i>	Fa2a Fa1b Fa1a			Makarovskii
3	<i>Nodosaria</i> , <i>Geinitzina</i> , <i>Multiseptida</i> , <i>Tikhinella</i> , <i>Paratikhinella</i> , <i>Tournayellidae</i>	Fr2			FRASNIAN

Table 3

Distribution of important conodonts found in the environs of Mokrá

Gnathodus homopunctatus — Mestognathus beckmani Zone (Lower Viséan)	
<i>Gnathodus delicatus</i> Branson et Mehl <i>Gnathodus girtyi simplex</i> Dunn <i>Gnathodus girtyi sonia</i> Rhodes, Austin et Druce <i>Gnathodus texanus</i> Roundy <i>Gnathodus typicus</i> Cooper	
Scaliognathus anchoralis Zone (Upper Tournaisian)	
<i>Hindeodella segaformis</i> Bischoff <i>Gnathodus girtyi simplex</i> Dunn <i>Gnathodus semiglaber</i> Bischoff <i>Polygnathus communis carinus</i> Hass <i>Pseudopolygnathus</i> cf. <i>P. triangulus pinnatus</i> Voges <i>Scaliognathus anchoralis</i> Branson et Mehl	
Spathognathodus bultyncki Zone (Upper Tournaisian)	
<i>Polygnathus communis carinus</i> Voges <i>Spathognathodus bultyncki</i> Groessens	
Polygnathus communis carinus Zone (Middle Tournaisian)	
<i>Gnathodus delicatus</i> Branson et Mehl <i>Gnathodus</i> cf. <i>G. punctatus</i> (Cooper) <i>Polygnathus delicatus</i> Branson et Mehl	
Upper part S. — <i>P. triangulus</i> Zone — Lower part <i>Siphonodella crenulata</i> Zone (Lower Tournaisian)	
<i>Polygnathus inornatus inornatus</i> Branson et Mehl <i>Polygnathus inornatus nodulatus</i> Druce <i>Polygnathus inornatus rostratus</i> Rhodes, Austin et Druce <i>Polygnathus purus purus</i> Voges <i>Polygnathus purus subplanus</i> Voges <i>Polygnathus symmetricus</i> E. R. Branson <i>Pseudopolygnathus fusiformis</i> (Branson et Mehl) <i>Pseudopolygnathus primus</i> (Branson et Mehl) <i>Pseudopolygnathus triangulus triangulus</i> Voges <i>Siphonodella cooperi</i> Hass <i>Siphonodella duplicata</i> (Branson et Mehl) <i>Siphonodella crenulata</i> (Cooper) <i>Siphonodella isosticha</i> (Cooper) <i>Siphonodella lobata</i> (Branson et Mehl) <i>Siphonodella obsoleta</i> Hass <i>Siphonodella quadruplicata</i> (Branson et Mehl) <i>Siphonodella sulcata</i> (Huddle)	
Bispathodus costatus Zone (Upper Famennian)	
Middle	<i>Bispathodus aculeatus aculeatus</i> (Branson et Mehl)
	<i>Bispathodus aculeatus</i> cf. <i>plumulus</i> (Rhodes, Austin et Druce)
	<i>Bispathodus costatus</i> (E. R. Branson)
	<i>Bispathodus jugosus</i> (Branson et Mehl)
	<i>Bispathodus ultimus</i> (Bischoff)
	<i>Palmatolepis gracilis gontoclymentiae</i> Müller
	<i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i> Ziegler
<i>Polygnathus communis communis</i> Branson et Mehl	

Table 3 (continued)

Lower	<i>Bispathodus costatus</i> (E. R. Branson) <i>Bispathodus jugosus</i> (Branson et Mehl) <i>Palmatolepis gracilis sigmoidalis</i> Ziegler <i>Polygnathus communis communis</i> Branson et Mehl <i>Polygnathus extralobatus</i> Schäffer <i>Polygnathus znepolensis</i> Spassov
Polygnathus styriacus Zone (Middle Famennian)	
Upper	<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> Branson et Mehl <i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> Branson et Mehl <i>Palmatolepis perlobata maxima</i> Müller <i>Palmatolepis rugosa rugosa</i> Branson et Mehl <i>Polygnathus marginatus</i> Schäffer <i>Polygnathus styriacus</i> Ziegler <i>Polygnathus znepolensis</i> Spassov
Scaphignathus velifer Zone (Middle Famennian)	
Upper?	<i>Palmatolepis gracilis gracilis</i> Branson et Mehl <i>Palmatolepis</i> cf. <i>P. rugosa trachytera</i> Ziegler <i>Spathognathodus inornatus</i> (Branson et Mehl)
Lower	<i>Bispathodus stabilis</i> (Branson et Mehl) <i>Palmatolepis glabra lepta</i> Ziegler et Huddle <i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> Müller <i>Polygnathus nodocostatus nodocostatus</i> BM <i>Polygnathus nodocostatus ovatus</i> Helms <i>Polygnathus Semicostatus</i> Branson et Mehl <i>Polygnathus znepolensis</i> Spassov <i>Spathognathodus strigosus</i> (Branson et Mehl)
Palmatolepis marginifera Zone (Lower Famennian)	
Uppermost	<i>Palmatolepis perlobata schindewolfi</i> Müller <i>Palmatolepis perlobata sigmoidea</i> Ziegler <i>Polygnathus fallax</i> Helms et Wolska <i>Polygnathus lagowiensis</i> Helms et Wolska
Upper	<i>Palmatolepis glabra lepta</i> Ziegler et Huddle <i>Palmatolepis marginifera marginifera</i> Helms <i>Polygnathus glaber glaber</i> Ulrich et Bassler <i>Polygnathus glaber bilobatus</i> Ziegler <i>Polygnathus nodocostatus ovatus</i> Helms <i>Polygnathus perplexus</i> (Thomas) <i>Polylophodonta confluens</i> (Ulrich et Bassler)
Lower	<i>Ieriodus alternatus</i> Branson et Mehl <i>Palmatolepis glabra acuta</i> Helms <i>Palmatolepis glabra pectinata</i> Ziegler <i>Palmatolepis glabra prima</i> Ziegler et Huddle <i>Palmatolepis marginifera marginifera</i> Helms <i>Palmatolepis quadrantinodosa</i> Branson et Mehl <i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexa</i> Müller <i>Palmatolepis quadrantinodosa inflexoidea</i> Ziegler <i>Palmatolepis stoppeli</i> Sandberg et Ziegler <i>Polygnathus glaber glaber</i> Ulrich et Bassler <i>Polygnathus nodocostatus nodocostatus</i> Branson et Mehl <i>Polygnathus triphyllatus</i> (Ziegler)

Table 3 (continued)

Palmatolepis crepida Zone (Lower Famennian)	
Upper	<i>Palmatolepis crepida</i> Sannemann <i>Palmatolepis glabra lepta</i> Ziegler et Huddle <i>Palmatolepis glabra prima</i> Ziegler et Huddle <i>Palmatolepis minuta loba</i> Helms <i>Palmatolepis minuta wolskae</i> Szulczewski <i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> Sannemann <i>Palmatolepis</i> cf. <i>P. regularis</i> Cooper <i>Palmatolepis subperlobata</i> Branson et Mehl <i>Palmatolepis tenuipunctata</i> Sannemann <i>Palmatolepis termini</i> Sannemann <i>Polygnathus procerus</i> Sannemann
Middle	<i>Palmatolepis delicatula delicatula</i> Branson et Mehl <i>Palmatolepis quadrantinodosalobata</i> Sannemann <i>Palmatolepis regularis</i> Cooper <i>Palmatolepis</i> cf. <i>P. regularis</i> Cooper <i>Palmatolepis subperlobata</i> Branson et Mehl <i>Palmatolepis tenuipunctata</i> Sannemann <i>Palmatolepis termini</i> Sannemann <i>Palmatolepis triangularis</i> Sannemann

western block was repeatedly downfaulted up to the thrust line. On the other hand, the geological map shows the thrust detected by the V-97 borehole; the course of the thrust detected by the V-49 borehole has not been localized because of a thick, weathered mantle.

The majority of blocks shows an inclination towards the northeast conformable with the inclination at the time of deposition; Block F is an exception as it is inclined southwestward. For this reason the greatest thickness of the Křtiny and Říčka Limestone can be expected along the northeastern edges of blocks, together with much more complex fold structures accompanied by thrusts.

The entire Palaeozoic sedimentary succession experienced strong heating, even during the depositional process and soon afterwards. Metamorphism reached the higher meta-anthracite stage. In the course of this process mineralized hot solutions were rising along faults active during the depositional process and affected especially the brittle and very pure Vilémovice Limestone. The mineralization ranges from minute quartz veinlets to more extensive silicification (near the southeastern boundary of A and B Blocks) and galena mineralization (detected in the S-2 borehole) inside thick calcite veins.

K tisku doporučila redakční rada 4. května 1985

Přeložil J. Petránek

References

- Chlupáč I. [1966]: The Upper Devonian and Lower Carboniferous Trilobites of the Moravian Karst. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 7, 1—143. Praha.
- Conil R. - Dvořák J. - Freyer G. (1971): Lower Carboniferous from the cement-work quarry near Mokrý (southern part of the Moravian Karst). — Věst. Ústř. Úst. geol., 46, 9—18. Praha.
- Dvořák J. (1958): Předběžná zpráva o nálezu valounů spodnokarbonských vápenců ve spodnokarbonských slepencích Dražanské vysočiny u Brna. — Věst. Ústř. Úst. geol., 33, 384—385. Praha.
- (1967): Vývoj synsedimentárních struktur jižní části Moravského krasu. — Čas. Mineral. Geol., 12, 237—246. Praha.
- (1969): Geologie des oberen Teiles der Myslejovice-Schichtenfolge am östlichen Rande der Dražaner Höhe. — Čas. Morav. Mus., 54, 45—60. Brno.
- (1972): Shallow-water character of the nodular limestones and their paleogeographic interpretation (Sudeticum, Moravia, Czechoslovakia). — N. Jb. Geol. Pal., Mh., 509—511. Stuttgart.
- Dvořák J. - Conil R. (1969): Foraminifères du Dinantien de Moravie. — Bull. Soc. belge Géol., 77, 75—88. Bruxelles.
- Dvořák J. - Friáková O. - Kalvoda J. - Kukař Z. - Zukařová V. (1984): Vývoj sedimentace během svrchního devonu a spodního karbonu na vrtech Mokrý S 1 a S 2 v j. části Moravského krasu. — Čas. Slez. Muz., Sér. A, 33, 205—216. Opava.
- Dvořák J. - Friáková O. - Lang L. (1976): Block Structure of the old basement as indicated by the facies development of the Devonian and the Carboniferous in the Moravian Karst (Sudeticum, Moravia, ČSSR). — Geologica et Palaeontologica, 10, 153—160. Marburg/Lahn.
- Kukař Z. (1971): Open-space structures in the Devonian limestones of the Barrandian (Central Bohemia). — Čas. Mineral. Geol., 16, 346—362. Praha.
- Kumpeřa O. - Dvořák J. (1961): Nejstarší známá spodnokarbonská goniatitová fauna v moravskoslezské zóně Českého masívu. — Sbor. věd. Prací Vys. Šk. báň., Ř. horn.-geol., 7, 431—436. Ostrava.
- Kumpeřa O. - Lang V. (1975): Goniatitová fauna v kulmu Dražanské vysočiny [moravskoslezská zóna Českého masívu]. — Čas. Slez. Muz., Sér. A, 24, 11—32. Opava.
- Purkyňová E. (1979): Poznámky k rozšíření některých zástupců rodu *Stigmaria* Sternberg v moravském dinantu. — Čas. Slez. Muz., Sér. A, 28, 77—79. Opava.
- Štelcl J. (1960): Petrografie kulmských slepenců jižní části Dražanské vysočiny. — Folia Univ. Purkyn. brun., Geol., 1, 80. Brno.

Geologie paleozoika v okolí lomů mokerské cementárny (Moravský kras)

(Résumé anglického textu)

Jaroslav Dvořák - Olga Friáková - Jindřich Hladil -
Jiří Kalvoda - Zdeněk Kukal

Předloženo 10. prosince 1984

Biostratigrafický výzkum konodontové, foraminiferové, korálové a stromatoporoidové fauny umožnil rozpoznat složitý vývoj sedimentace a deformace v jednotlivých drobných krách, ohraničených subvertikálními synsedimentárně fungujícími dislokacemi. Mozaika ker má základ v podložním proterozoickém brněnském granitoidním masívu. Rozdíly v mocnostech a charakteru sedimentace se projevily hlavně po ukončení depozice útesových vilémovických vápenců ve spodním famenu. Kondenzovaný sled hlíznatých vápenců se ukládal během pozvolné regrese moře z míst, kam dospělo během depozice vilémovických vápenců. Na krách s rychlejší subsidencí se ukládaly tmavě šedé lavicovité organodetrické vápence, až 200 m mocné (famen—spodní visé). Nejmladší vápence laterálně přecházejí do červenofialových, zelených i černých březínských břidlic, obsahujících trilobity (spodní—střední visé). Během mořské transgrese ve svrchním visé se ukládaly tmavě šedé prachovité břidlice s laminami prachovců a gradačně zvrstvenými tenkými vložkami drob. Sedimentace byla ukončena račickými slepenci.

Jednotlivé kry klesaly rychleji postupně od JZ k SV: kra B během svrchního famenu, kra C během středního tournoi a kra D během svrchního tournoi a spodního visé. Jihozápadněji ležící kry se vyznačovaly kondenzovanou sedimentací a vynořením vždy po zrychlené subsidenci. Během sedimentace se jednotlivé kry nakláněly k SV, takže nedávno předtím uložené sedimenty, schopné plastické deformace, byly gravitací hrnuty ve stejném směru. Vznikala tak složitá struktura disharmonických vrás se sv. vergencí, která byla synsedimentárně i později zkomplikována tektogenní kompresí, směřující od Z k V.

Vysvětlivky k tabulkám

Tabulka 1. Stratigrafická tabulka rozlišovaných ker A—F (obr. 3).

1 — terestrické bazální klastické souvrství; 2 — tmavě šedé laminované a lokálně organodetrinitické vápence; 3 — hlíznaté vápence; 4 — tmavě šedé organodetrinitické vápence; 5 — černé rohovcové vápence; 6 — písčité vápence až pískovce; 7 — vápencové brekcie; 8 — vápencové slepence; 9 — březinské břidlice; 10 — hiát.

Tabulka 2. Distribuce důležitých foraminifer nalezených v okolí Mokrě.

Tabulka 3. Distribuce důležitých konodontů nalezených v okolí Mokrě.

Vysvětlivky k obrázkům

1. Odkrytá geologická mapa s. okolí Mokrě.

1 — račické slepence (svrchní visé); 2 — rozstáňské souvrství (nejnižší svrchní visé); 3 — březinské břidlice (spodní a střední visé); 4 — vápencové brekcie (tournai, visé); 5 — písčité vápence až pískovce (svrchní tournai—spodní visé); 6 — černé rohovcové vápence (střední tournai); 7 — tmavě šedé organodetrinitické vápence (střední famen—střední visé); (4—7 — hádsko-říčské vápence); 8 — křtinské vápence (famen—nejnižší visé); 9 — vilémovické vápence (frasn—spodní famen); 10 — terestrické klastické sedimenty (spodní až střední devon?); 11 — vrty; 12 — profily (obr. 4); 13 — kontury lomových stěn; 14 — izohypsy rozhraní mezi bazálními klastickými sedimenty a nadložními útesovými vápenci (lažáneckými a vilémovickými) v metrech nad mořem.

2. Mapa rozlišitelných biostratigrafických jednotek.

1 — svrchní visé; 2 — střední visé; 3 — spodní visé; 4 — tournai; 5 — famen; 6 — frasn; 7 — přerušeni sedimentace.

3. Schematická mapa rozlišitelných ker.

4. Geologické řezy.

1 — terestrické klastické sedimenty (spodní až střední devon?); 2 — lažánecké vápence (givet); 3 — vilémovické vápence; 4 — křtinské vápence; 5 — organodetrinitické vápence; 6 — písčité vápence až pískovce; 7 — vápencové brekcie; 8 — černé rohovcové vápence; (5—8 — hádsko-říčské vápence); 9 — březinské břidlice; 10 — vápencové brekcie v březinských břidlicích; 11 — rozstáňské souvrství; 12 — vápencové úlomky a valouny v rozstáňském souvrství; 13 — račické slepence.

5. Paleofaciální schéma svrchního givetu.

1 — předpokládané pobřeží; 2 — předpokládané pobřeží ve spodním givetu; 3 — terestrické červenofialové arkózy a slepence; 4 — tmavé vápence se stromatoporoidovou faunou (lažánecké vápence); 5 — směr transgrese.

6. Paleofaciální schéma spodního famenu (zóna *Palmatolepis crepida*).

1 — předpokládané pobřeží; 2 — světle šedé vápence se stromatoporoidovou a korálovou faunou (vilémovické vápence); 3 — tmavě šedé laminované a místy organodetrinitické vápence; 4 — hlíznaté vápence; 5 — směr regrese.

7. Paleofaciální schéma středního famenu (zóna *Palmatolepis marginifera*).

1 — předpokládané pobřeží; 2 — hlíznaté vápence; 3 — krinoidové vápence; 4 — směr regrese.

8. Paleofaciální schéma svrchního famenu (zóna *Bispathodus costatus*).

1 — předpokládané pobřeží; 2 — hlíznaté vápence; 3 — tmavě šedé organodetrinitické vápence; 4 — směr regrese.

9. Paleofaciální schéma spodního tournai.
1 — předpokládané pobřeží; 2 — hlíznaté vápence; 3 — tmavě šedé organodetrinitické vápence; 4 — směr regrese.
10. Paleofaciální schéma středního tournai.
1 — předpokládané pobřeží; 2 — hlíznaté vápence; 3 — černé rohovcové vápence; 4 — tmavě šedé organodetrinitické vápence; 5 — směr regrese.
11. Paleofaciální schéma svrchního tournai a spodního visé.
1 — předpokládané pobřeží; 2 — písčité vápence až pískovce s vložkami vápencových brekcií; 3 — jen místy písčité organodetrinitické vápence; 4 — tmavě šedé organodetrinitické vápence; 5 — hlíznaté vápence; 6 — vložky vápencových brekcií v hlíznatých vápencích; 7 — směr přínosu klastického materiálu do pánve; 8 — směr regrese; 9 — redepozice spodnofamenských konodontů.
12. Paleofaciální schéma středního visé.
1 — předpokládané pobřeží; 2 — tmavě šedé organodetrinitické vápence; 3 — vápencové brekcie; 4 — převládající červenofialové břidlice; 5 — převládající zelené břidlice; 6 — převládající černé břidlice; 7 — pískovce na bázi; 8 — směr regrese.
13. Paleofaciální schéma nejnižšího svrchního visé.
1 — předpokládané pobřeží; 2 — tmavě šedé prachovité břidlice s tenkými vložkami prachovců a drob; 3 — vápencové valouny v břidlicích; 4 — vápencové olistolity; 5 — směr transgrese.
14. Profil vrtem Mokrý V-35 se stromatoporoidovou faunou.
15. Schematická mapa stěn lomů (situace v roce 1983) s lokalizací nákresů A—F (obr. 16—21).
16. Nákras dislokačního kontaktu mezi bloky B a C.
1 — hlíznaté vápence (tournai); 2 — tmavě šedé organodetrinitické vápence (svrchní famen) [A na obr. 15].
17. Nákras disharmonického vrásnění organodetrinitických vápenců (svrchní famen). Číslo — směr sklonu vrstev a jeho velikost [B na obr. 15].
18. Nákras disharmonického vrásnění hlíznatých (1) a organodetrinitických (2) vápenců se ssv. vergencí [C na obr. 15].
19. Nákras prstovitého zastupování tmavě šedých břidlic, prachovců a drob (1 — rozstáňské souvrství), zelených břidlic (2 — březinské břidlice) a vápencových slepenců (3). Odkryv ilustruje postupnou transgresi moře k JJZ [D na obr. 15].
20. Nákras znázorňující vztah mezi organodetrinitickými vápenci (1 — svrchní famen), vápencovými brekciemi (2) a hlíznatými vápenci (3 — tournai). Ve vápencové brekcií byla nalezena redeponovaná konodontová fauna stáří spodního famenu [E na obr. 15].
21. Detailní stratigrafický profil vápenci famenského stáří.
1 — šedé organodetrinitické vápence, přecházející do mikritových v každé vrstvě; 2 — biomikrity, obsahující cefalopody; 3 — šedé hlíznaté vápence; 4 — oolitické železné rudy a vápence; 5 — světle šedé až šedé celistvé mikritové vápence; 6 — světle šedé laminované vápence; 7 — černé rohovce [F na obr. 15].
22. Model ukládání rozstáňského souvrství na jv. okraji lokality.
1 — tmavě šedé břidlice s vložkami prachovců a drob a valouny vápenců (nejnižší svrchní visé); 2 — březinské břidlice (*p* — červenofialové, *g* — zelené, *b* — černé — spodní a střední visé); 3 — hlíznaté vápence (svrchní tournai až nejnižší visé); 4 — tmavě šedé organodetrinitické vápence (střední tournai). Bez měřítka.
23. Vztah struktur v devonských a karbonských sedimentech ke kerné stavbě krystalinika podkladu. Dislokace fungovaly jako poklesové během sedimentace a později se změnilly na násunové v podkladu a překocené vrásy v nadložním sledu. Dishar-

monické vrásnění v mechanicky nehomogenních vrstvách bylo způsobeno tektonickým stlačením, které doprovázelo zkrácení pozdně paleozoické sedimentační pánve.

1 — brněnský granitoidní masív proterozoického stáří; 2 — bazální klastické souvrství devonského stáří, lažánecké a vilémovické vápence; 3 — křtinské a hádsko-říčské vápence; 4 — březinské břidlice a rozstáňské souvrství. Bez měřítka.

24. Paleotektonická rekonstrukce rozdílné subsidence ker a gravitačního disharmonického vrásnění během svrchního famenu (I), středního tournai (II) a spodního visé (III).

1 — brněnský granitoidní masív; 2 — bazální klastické souvrství; 3 — rifové vápence; 4 — hlíznaté vápence; 5 — organodetrilitické vápence (černé rohovcové vápence, písčité vápence, vápencové brekcie). A—D — rozlišované kry. Bez měřítka.

Vysvětlivky k fotografiím

Příl. I

1. Mokrá, z. lom. Na bázi odkryvu vilémovické vápence [nejnižší famen], uprostřed křtinské vápence [spodní až svrchní famen] a hádsko-říčské vápence v nejvyšší části odkryvu [svrchní famen].
2. Mokrá, v. stěna s. etáže lomu. Dislokace mezi krami B a C. Svisle stojící vrstvy [hádsko-říčské vápence, svrchní famen] napravo a zvrásněné a dislokované mikritové vápence [křtinské vápence, spodní tournai] na levé straně.

Příl. II

Mokrá, v. lom. Velký blok organodetrilitických vápenců tournaiského stáří svisle stojící v dokonale vrstevnatých břidlicích a drobách, které se střídají (rozstáňské souvrství, svrchní visé).

Příl. III

1. Mokrá, v. část s. etáže lomu. Vápencové brekcie s černými fosforitovými konkréncemi [svrchní tournai].
2. Mokrá, z. část s. etáže lomu. Dokonale vrstevnaté hlíznaté mikritové vápence [křtinské vápence, spodní tournai]. Překocená vrása se ssv. vergencí.

Příl. IV

Mokrá, s. etáž lomu. Dokonale vrstevnaté černé vápence se silicity (hádsko-říčské vápence, střední tournai). Kufrovitá antiklinála.

Všechny fotografie J. Dvořák

Геология палеозоя в окрестностях карьеров цементного завода Мокра

Биостратиграфические исследования вместе с использованием данных по буровым скважинам и регионально-структурная система предоставили возможность начертить картину геологического развития окрестностей м. Мокра. Область изучения разделяется на 6 глыб, имеющих каждая отдельно принципиальное влияние на осадкообразование и тектонику в период с нижнего фаменского яруса по визе. До фаменского

времени вся область обладала единым характером. Вертикальными тектоническими движениями контролировались фациальное развитие и мощности осадочных пород, залегающих на основании, образованном брненским гранитоидным массивом. Горячие минеральные растворы восходили по синседиментационно действующим разломам.

Přeložil A. Kríž

Sbor. geol. věd	Geologie 42	Str. 83—112	8 obr.	— tab.	4 příl.	Praha 1987 ISSN 0381-9172
--------------------	----------------	----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Litofaciální vývoj křídových uloženin v Praze a okolí

Lithofacies development of Cretaceous deposits in Prague and its surroundings

Přemysl Zelenka¹

Předloženo 20. srpna 1984

Zelenka P. (1987): Litofaciální vývoj křídových uloženin v Praze a okolí. — Sbor. geol. Věd, Geol., 42, 89—112. Praha.

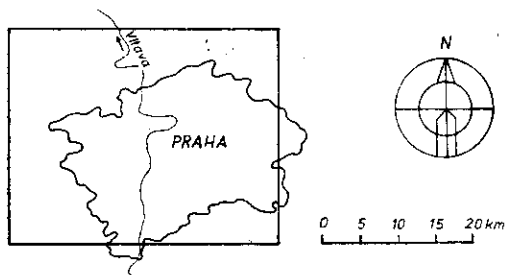
V ý t a h: Na základě podrobného geologického mapování, zpracování vrtů, zhodnocení archivních údajů a v návaznosti na starší faciální mapy byly sestaveny litofaciální mapky všech litostratigrafických jednotek, zastoupených v jz. části české křídové pánve, na území Prahy a jejím okolí. Hlubší poznání litofaciálního a paleogeografického vývoje spolu s výsledkem studia textur, granulometrie aj. umožnilo lépe charakterizovat sedimentační prostředí v této části pánve.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

Při podrobném geologickém mapování území středních Čech byla získána řada nových poznatků o křídových sedimentech. Podrobná dokumentace výchozů a odkryvů na území větším než 1000 km² (obr. 1) spolu s vyhodnocením mělkých i hlubších vrtů a zpracování rozsáhlých archivních údajů umožnily konstruovat litofaciální mapky pro českou křídovou pánve na území Prahy a okolí. Litostratigrafické jednotky zobrazené v těchto mapách odpovídají návrhu Č e c h a et al. (1980). Jsou paralelizovány s biostratigrafickým členěním pánve vypracovaným M a c á k e m a M ü l l e r e m (1968) a později upraveným M ü l l e r e m (1974). Mapky navazují na litofaciální mapy sestavené kolektivem pod vedením M ü l l e r a (1971, 1974), v sz. části území na mapy M ü l l e r a (1972). Byly vzaty v úvahu rovněž přehledné mapky pánve (např. K l e i n 1964, V a l e č k a 1979, K l e i n - M ü l l e r - V a l e č k a 1979). Mapky byly konstruovány metodikou obdobnou citovaným autorům, převážně v měřítku 1 : 25 000, zčásti v měřítku 1 : 50 000. Zobrazují rozsah sedimentačního prostoru a rozšíření základních typů sedimentů v křídě a nepřihlížejí k pozdější denudaci. O plošném rozsahu dnes zachovaných sedimentů

je možné se přesvědčit konfrontací s příslušnou přehlednou geologickou mapou ČSSR 1 : 200 000, v podrobném měřítku pak srovnáním s mapami nové edice 1 : 25 000, které jsou postupně vydávány Ústředním ústavem geologickým.



1. Rozsah popisované části české křídové pánve

Nepravidelné rozmístění údajů a vesměs neúplné mocnosti jednotlivých souvrství neumožňují konstrukci izolinií. Hustota dokumentace (zejména na území hl. m. Prahy) není v daném měřítku vyjádřitelná. Tato dokumentace je zachycena především v souboru inženýrskogeologických map 1 : 5000 PŮDIS Praha, na které odkazují.

Poznátky o litofaciálním vývoji a paleogeografii spolu se studiem textur a granulometrie umožnily přesněji charakterizovat sedimentační prostředí. Získané výsledky zároveň přináší podněty k dalším výzkumům v popisované části české křídové pánve.

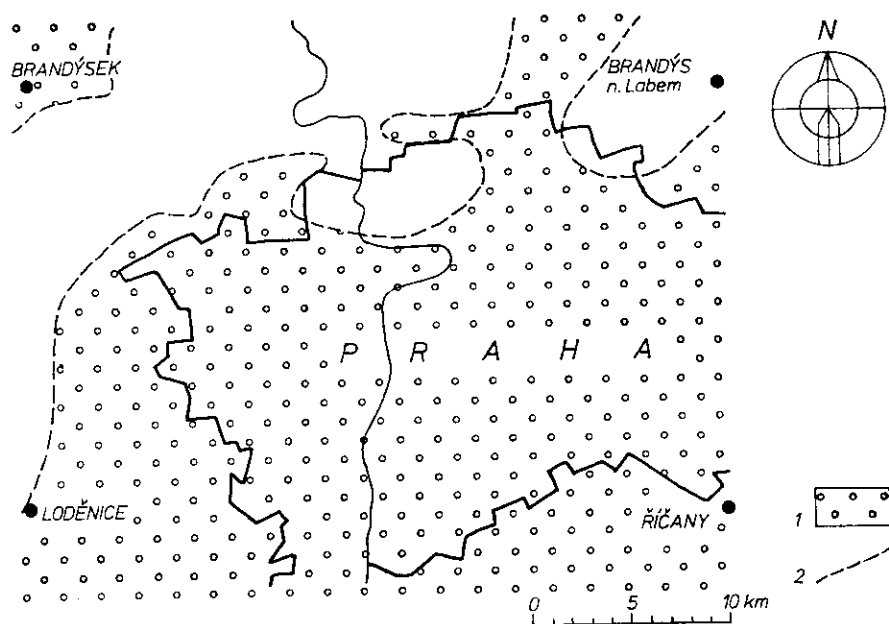
Stratigrafie a litologie

Perucké vrstvy

V české křídové pánvi se v podloží prokazatelně mořských sedimentů v depresích paleoreliéfu lokálně vyskytují litologicky pestré vrstvy, kterým je přičítán kontinentální, fluviálně limnický, příp. brakický původ. Krejčí (1869) a Frič (1869) je označili jako perucké vrstvy. K tomuto názvu se vracejí i Čech et al. (1980). Müller (1972, 1974) je označuje jako sladkovodní, resp. brakický cenoman. V různých etapách výzkumu našich křídových uloženin se několikrát objevily názory, že tyto sedimenty by mohly být starší než cenomanské (albské). Definitivně není tato otázka vyřešena dodnes (Pačtová 1971, 1978, Malkovský 1979).

Lze předpokládat, že tyto bazální křídové sedimenty jsou snad zčásti svrchnoalbské, převážně pak spodno- a středocenomanské. V místech

výraznějších elevací podloží, kde začala sedimentace později, se mohly ukládat současně se sedimenty mořskými v jiné části pánve (jako heteropická facie) a pak mohou stratigraficky náležet až svrchnímu cenomanu.

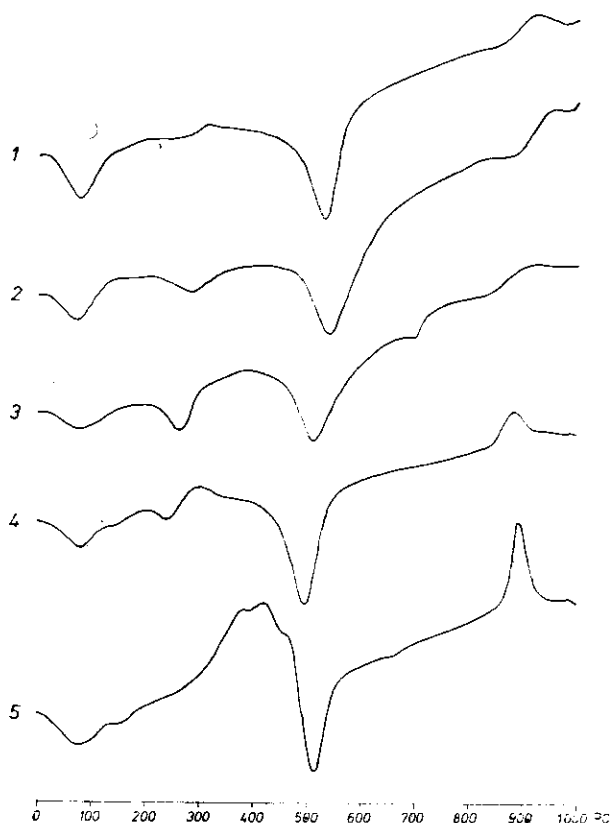


2. Litofaciální mapka peruckých vrstev

1 — konglomeráty, pískovce, prachovce a jílovce; 2 — předpokládaná hranice sedimentačního prostoru

Uvedené uloženiny, dále označované jako perucké vrstvy, se vyskytují i v popisované části pánve (obr. 2). Vycházejí na povrch zejména v j. části území. Směrem k S tvoří lemy plošin, budovaných mladšími křídovými sedimenty. Typický vývoj mají perucké vrstvy v okolí Brandýska v sz. části území, kde je podloží tvořeno sedimenty permokarbonu, a na řadě míst na území Prahy, kde byly studovány na klasických lokalitách (Slivenec, Vidoule, Petřín, Prosek, Hloubětín) již od minulého století. V ideálním případě mají uloženiny peruckých vrstev charakter jednoduchého nahoru se zjemňujícího cyklu konglomerát—pískovec—prachovec—jílovec. Uvedená sekvence, označovaná většinou jako fluviální cyklus (Valečka 1975), může však podle názoru některých autorů (např. Havlena, ústní sdělení) být ve značné míře i výsledkem limnické sedimentace, obdobně jako uhelná cyklotéma permokarbonských pánví (Havlena 1978). Jednotlivé členy cyklu jsou obvykle

spojeny řadou přechodů. Křemenné konglomeráty a pískovce s jílovitou základní hmotou jsou výrazně nestejnnozrnné, s proměnlivým stupněm zaoblení klastické složky. Kromě křemene jsou relativně hojně zastoupeny proteozoické silicity, v závislosti na typu podloží lokálně i útržky paleozoických břidlic, úlomky vápenců a rohovců. Ojedíněle byly zjištěny i granitoidy [Havlíček - Macoun - Mašek 1975]. V asociaci těžkých minerálů výrazně převládají rutil, turmalín a zirkon, místy se uplatňuje též disten, staurolit a topaz [Zelenka 1980a]. Jílovitá základní hmota bývá často nahrazena limonitem.



3. Křivky DTA jílovitých zvětralín podloží křídý [3, 4] a jílovců peruckých vrstev [1, 2, 5] z jz. části Prahy

Další členy cyklu — prachovce a jílovce — obvykle obsahují uhlénatělé rostlinné zbytky, takže přecházejí místy až v uhelné prachovce a jílovce s tenkými slojkami nekvalitního hnědého uhlí. Z jílových minerálů převládá v jílovcích kaolinit, někdy je zastoupen i illit. Podrobně se zabývá litologií a rozšířením těchto hornin především Vachtl [1962]. Úplný vývoj čtyřčlenného cyklu peruckých vrstev je vzácný; převažují

cykly neúplné, které se několikrát opakují. Počet cyklů kolísá. Někdy nasedají perucké vrstvy na podloží přímo polohou jílovců. Zejména v těchto případech je vztah jílovců k litologii podloží velmi markantní (obr. 3) a v řadě případů je obtížné rozhodnout, zda se jedná ještě o fosilní zvětraliny podloží *in situ*, nebo o jejich v křídě redeponované ekvivalenty. Velká variabilita v litologii peruckých vrstev existuje zejména v jz. části území (Klein - Zelenka *in* Kovanda 1984), kde je podloží křídly tvořeno staropaleozoickými uloženinami Barrandienu. Nedořešena je problematika odlišení nezpevněných psefitických uloženin, resp. zvětralin peruckých vrstev od litologicky obdobných hornin terciárního stáří, jejichž výskyt se v této oblasti předpokládá (Petránek 1947, Štafl 1952). V několika případech byly zjištěny na jílovcích peruckých vrstev produkty fosilního zvětrávání (např. v Horních Měcholupech, nebo u Hostovic — Valečka 1983), které dokumentují delší přerušení sedimentace v době jejich ukládání. To potvrzují i nálezy kořínkových půd (Hluščík 1974).

Mocnost uloženin peruckých vrstev kolísá od několika decimetrů do 10—15 m. V extrémních případech, podmíněných způsobem akumulace, dosahuje několika desítek metrů (Chlupáč 1958), příp. až 100 m (Zelenka 1984).

Korycanské vrstvy

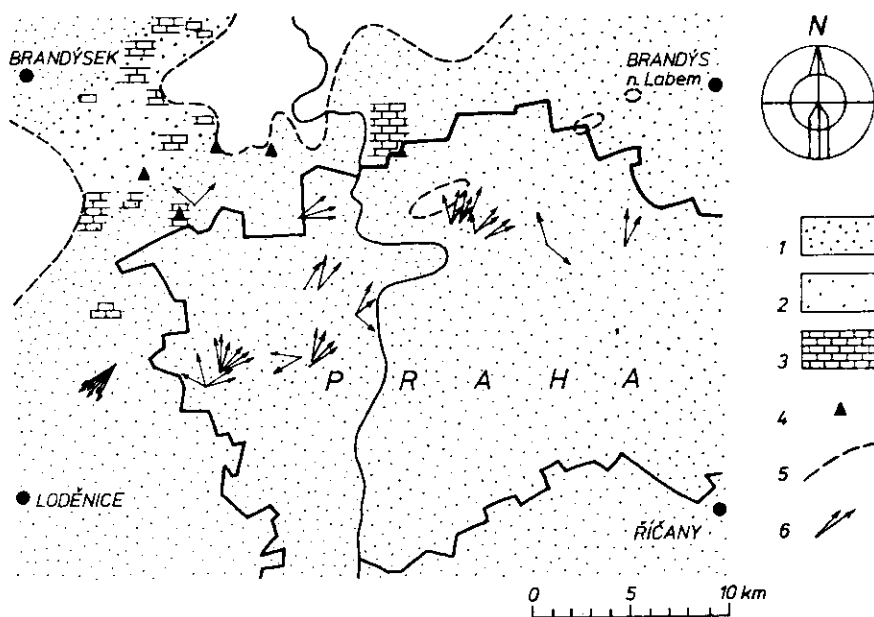
Sedimenty korycanských vrstev, které jsou výhradně marinního původu, pokrývaly původně téměř celé sledované území (obr. 4). Jsou řazeny ke svrchnocenomanské zóně *Inoceramus pictus* (Müller 1974), příp. k zóně *Inoceramus crippsi* (Klein 1983). Mají výrazně transgresivní charakter. V území, kde mají v podloží starší křídové sedimenty, probíhá spodní hranice korycanských vrstev nad nejvyšší jílovcovou polohou peruckých vrstev. V případě, že jílovce v této litostratigrafické jednotce chybějí, je stanovení hranice peruckých a korycanských vrstev, resp. odlišení kontinentálních a marinních uloženin někdy dost problematické (Müller 1972, 1974), a to zejména v případě, kdy jsou obě litostratigrafické jednotky v litologicky obdobném vývoji (jílovité křemenné pískovce — odpovídá termínu křemenný pískovec s proměnlivým podílem jílové složky). O zařazení daných uloženin k peruckým či korycanským vrstvám je pak možné rozhodnout teprve na základě přítomnosti nebo absence marinní makro- a mikrofauny nebo obsahu glaukonitu. V případě nepřítomnosti těchto prvků je třeba si všimnout též textur horniny, vytržení, bioglyfů a dalších znaků. Jako důkaz marinního původu sedimentu bývá uváděna rovněž přítomnost ichnogenu *Ophiomorpha*

(Kříž - Čech 1974; Hokr - Kříž 1976). Tento názor je však přinejmenším diskutabilní (Hillmer 1963, Crome et al. 1969).

U většiny starších vrtů, kde není k dispozici hmotná dokumentace, nelze často na základě archívního popisu hranic peruckých a korycanských vrstev objektivně stanovit. Čech et al. (1980) navrhují pro případ, kdy nelze perucké a korycanské vrstvy navzájem odlišit, resp. vyčlenit jejich hranici, označovat takový komplex jako perucko-korycanské souvrství.

Ve sledovaném území je možné vyčlenit tři typy vývoje sedimentů korycanských vrstev, jejichž faciální odlišnost je podmíněna hloubkou sedimentačního prostoru:

- a) příbřežní facie — odpovídá příbřežní plážové facii v pojetí Pražáka (1970). Je reprezentována jílovitými křemennými pískovci, v nejvyšších polohách glaukonitickými. V místech, kde nemají tyto uloženiny v podloží perucké vrstvy, jsou na bázi vyvinuty konglomeráty,
- b) prahová facie — je vyvinuta jako vápnité pískovce s polohami písčitých organodetritických vápenců,
- c) příbojová facie — je zastoupena konglomeráty.



4. Litofaciální mapa korycanských vrstev

1 — jílovité křemenné pískovce; 2 — vápnité pískovce; 3 — organodetritické vápence; 4 — konglomeráty s mikrosparitickou základní hmotou; 5 — předpokládaná hranice sedimentačního prostoru; 6 — směry spádníček deskovitého diagonálního zvrstvení

Všechny tři typy faciálního vývoje sedimentů korycanských vrstev jsou spjaty pozvolnými laterálními i vertikálními přechody. Plošně výrazně převládají uloženiny příbřežní facie. Sedimenty prahové až příbojové facie jsou vázány na elevační struktury v sedimentační pánvi.

Základní horninou *příbřežní facie* jsou středně zrnité až jemnozrnné, místy i hrubozrné jílovité křemenné pískovce, relativně dobře vytrříděné. Jsou většinou šedavě, bělošedě nebo nažloutle zbarvené. Klastický materiál je reprezentován téměř výhradně křemenem, místy, zejména v hrubozrnějších partiích, se objevují i valounky buližníku. Akcesoricky obsahují muskovit, zuhelnatělé částice rostlinné hmoty a klastický živec. Stupeň opracování křemenných zrn je poměrně vysoký. Ve vyšší části tohoto psamitického komplexu se objevuje jako příměs až podíl glaukonit. Pískovce bez glaukonitu byly většinou starších autorů řazeny ke sladkovodním sedimentům, i když nechyběly názory, že některé části tohoto souvrství jsou mořského původu (K o d y m - Š u l c 1931). V celém profilu pískovců korycanských vrstev se hojně objevují polohy s výrazně vyvinutým deskovitým diagonálním zvrstvením. Ojedinele se uvnitř komplexu pískovců vyskytují vložky světle žlutavých nebo šedavých písčitých jílovců. V nejvyšších polohách psamitů korycanských vrstev se zvětšuje podíl glaukonitu a zároveň obvykle dochází ke zjemnění zrna sedimentu, takže nejvyšší část je vyvinuta jako silně jílovito-prachovité jemnozrné glaukonitické pískovce, místy až prachovce. Úplná mocnost pískovců korycanských vrstev, která obecně vzrůstá se vzdáleností od elevací v sedimentační pánvi, se obvykle pohybuje kolem 15 až 20 m, někdy přesahuje 25 m. Mocnost svrchní, silně glaukonitické polohy je v průměru do 1,5 m.

Mořské sedimenty korycanských vrstev ve výše popsáném litofaciálním vývoji jsou velmi pěkně odkryté zejména v centrální části území na teritoriu Prahy (Vidoule, Petřín, okraje bělohorské a střešovické plošiny, Housle, Střížkov, Prosek, Hloubětín aj.). Původně pokrývaly pravděpodobně velkou většinu studovaného území. Vzhledem k tomu, že byly později na rozsáhlých plochách zcela denudovány, je jejich dnešní rozsah mnohonásobně menší a zejména v j. a jz. části území jen izolované výskyty dokládají jejich původní rozšíření (Z e l e n k a 1981).

Uloženiny *prahové facie*, reprezentované vápnitými pískovci s polohami písčitých organodetrčitických vápenců, jsou vázány na dílčí elevace v sedimentační pánvi. Zatímco vápnité pískovce podlehly ve značné míře denudaci a zachovaly se jen ojedinele (Dřetovice, Budeč), s vápenci, odolnějšími vůči zvětrávání, se setkáváme nepoměrně častěji (Holubice, Otovice, Blevce, Budeč, Hole, Svrkyně, Černý Vůl, Středokluky, Běloky, Tuchoměřice, Jeneč, Klecany, Holosmetka, Brnky aj.).

Vápnité pískovce jsou většinou středně zrnité až jemnozrné. Tmel je

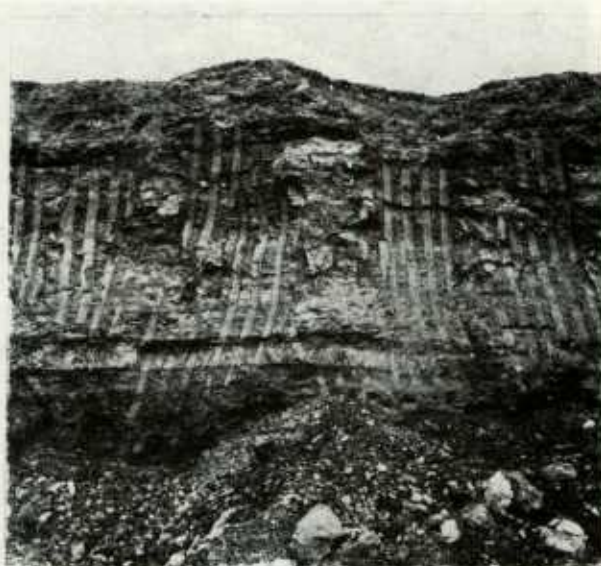
poikiloklastický, křemenná zrna jsou korodována kalcitem. Akcesoricky je zastoupen glaukonit, šupinky slíd a zrnka pyritu. Vápence obvykle obsahují v písčité, mikrosparitické základní hmotě zrna křemene a úlomky silicitů, hojně misky mlžů, schránky gastropodů a mechovky. Směrem k dílčím elevacím v pánvi v nich přibývá klastického materiálu a facie prahová přechází ve *facii příbojovou* s. s. Ta je reprezentována především organodetritickými mikrosparitickými vápenci s hojnými valouny křemene a silicitů, přecházejícími v konglomeráty s karbonátovou základní hmotou. Méně často se vyskytují velmi hrubozrné (blokové, balvanové) konglomeráty se slínovcovou základní hmotou. Ty jsou vázány na bezprostřední okolí útesů, které vyčnívaly nad hladinu moře, byly vystaveny příboji a poskytovaly materiál pro příbojové haldy.

Sedimenty korycanských vrstev v příbojové facii náležejí stratigraficky převážně nejvyššímu cenomanu (Pražák 1970). Ve většině případů lze předpokládat, že sedimenty v příbojové facii s. s. vznikaly kolem dílčích útesů jak v době ukládání korycanských vrstev (ve svrchním cenomanu), tak ještě počátkem sedimentace bělohorského souvrství (ve spodním turonu). Svědčí o tom např. údaje, získané na lokalitě Kněživka (Zelenka 1982, Valečka 1983).

K nejvýznamnějším lokalitám korycanských vrstev v příbojové facii patří útes „V Chaloupkách“ u Červeného Újezda (Zázvorka 1927), Kněživka, Černovičky, Velké Přílepy, Únětice, dále širší okolí svrchnoproterozoických elevací na pravém břehu Vltavy (Čimický háj, Ládví), okolí Veleně, Brázdimi a Brandýsa n. Labem, kde je tato facie reprezentována zejména jílovitými konglomeráty. Ve většině případů je vzhledem k pokročilé denudaci obtížné rekonstruovat rozsah jednotlivých facií vzhledem k příslušnému útesu, případně určit podle jejich rozmístění směr mořského příboje, jak se to podařilo v jiné části pánve např. Kleinovi (1962). Mocnosti uloženin korycanských vrstev v prahové nebo příbojové facii dosahují obvykle jen několika metrů.

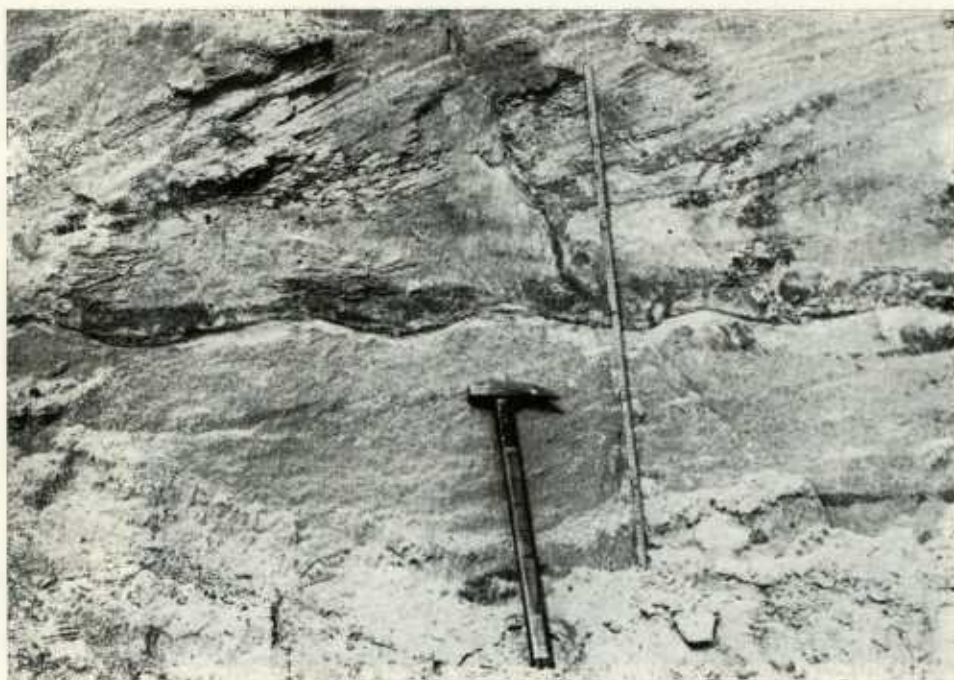
Bělohorské souvrství

Uloženy tohoto souvrství odpovídají spodnoturonské zóně *Inoceramus labiatus* (Müller 1974). Podle Čecha et al. (1980) zasahuje tato litostratigrafická jednotka částečně i do středního turonu. Sedimenty bělohorského souvrství pokrývaly pravděpodobně již celou sledovanou část české křídové pánve (obr. 5). Hranice vůči podložním korycanským vrstvám je kladena nad silně glaukonitické jílovito-prachovité pískovce. Bazální část bělohorského souvrství tvoří několik centimetrů až decimetrů mocná poloha vápnito-jílovitého nestejnozrného pískovce se



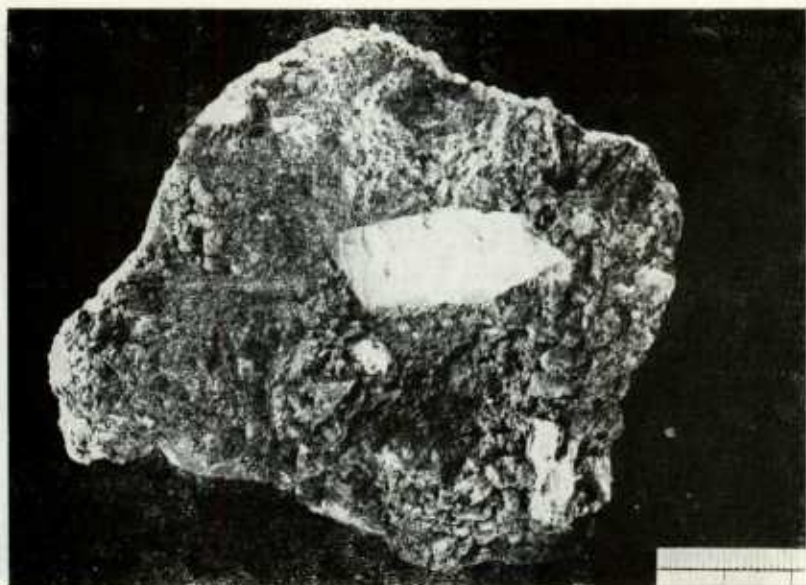
1. Jílovce, při bázi s rozmrštěnou uhelnou sloučkou; perucké vrstvy. Odkryv v Praze 9 - Hloubětíně

Foto ÚOG — B. Havlíková



2. Čefiny s jílovými poviaky. Jílovité křemenné pískovce; korycanské vrstvy. Pískovna J. od Chýně

Foto P. Zelenka



1. Úlomky dekalifikovaných vápenců v železitém konglomerátu; peruc-
ké vrstvy. Výkop v Praze 5 - Barrandově

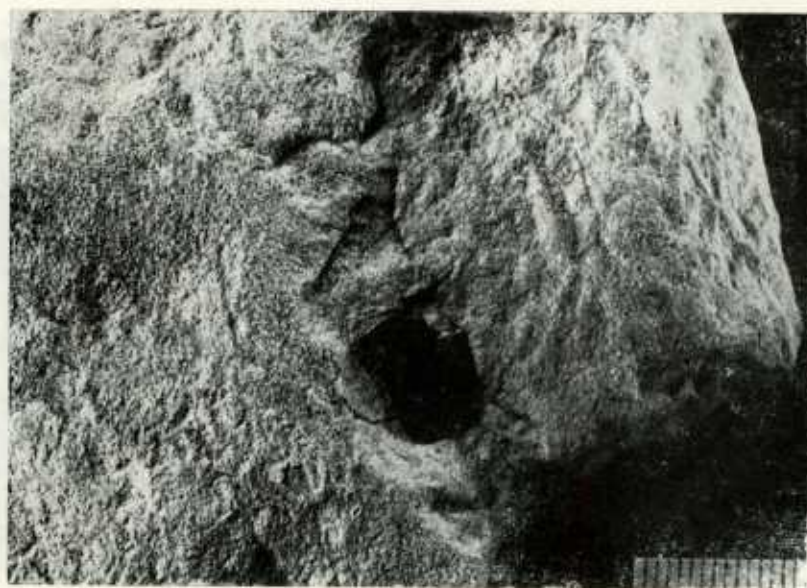


2. Valouny křemene a silicítů v glaukonitickém křemenném pískovci;
korycanské vrstvy. Vrt BRA Brandýsek, hl. 24,8 m

Foto 1, 2 ÚČG — B. Matoušková

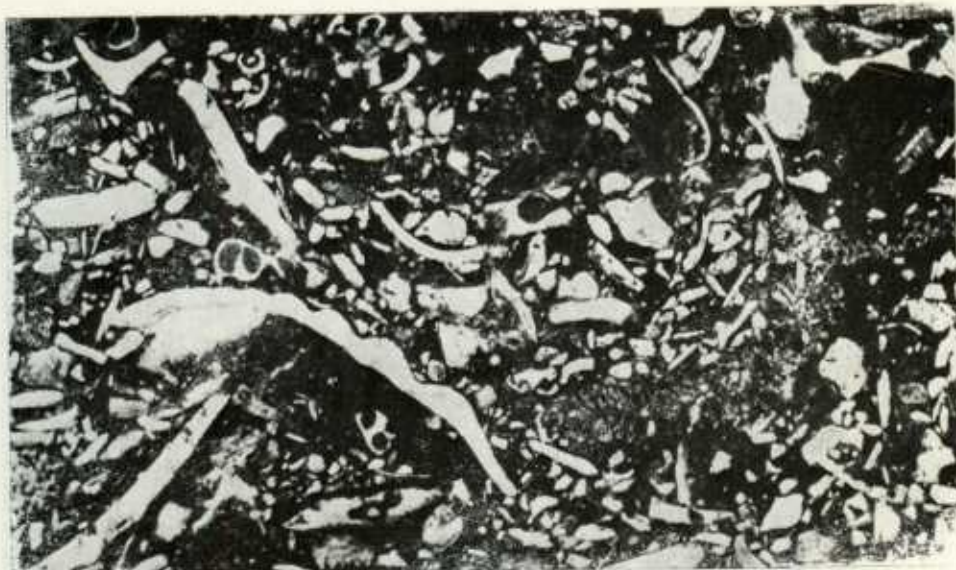


1. Vápnlitý pískovec s hojnou faunou; korycanské vrstvy. Denudační relikty u Kozomína

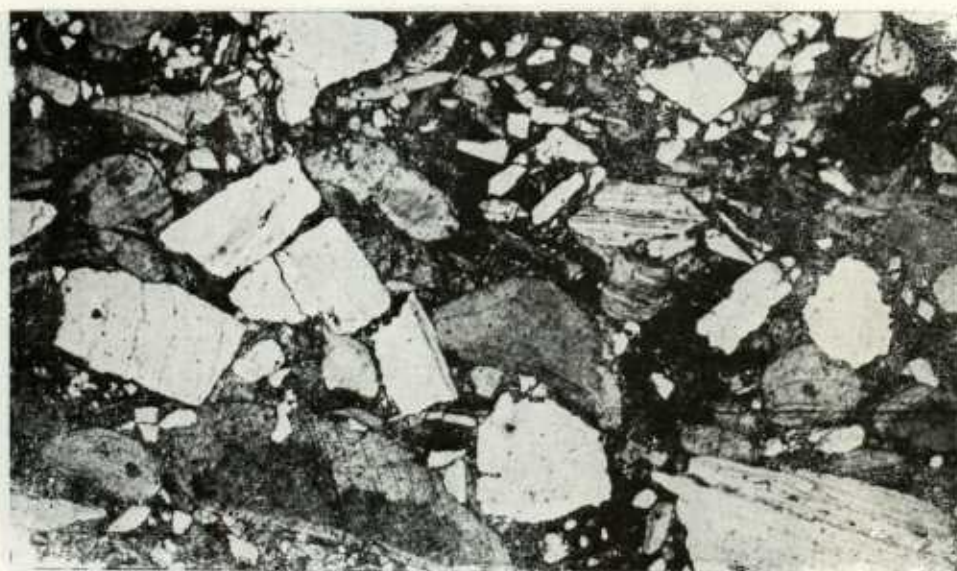


2. Valounek silicitu ve spongilitickém prachovitém slínovci; bělohorské souvrství. Výkop j. od Nelahozvsi

Foto 1, 2 ÚOG — B. Matoušková

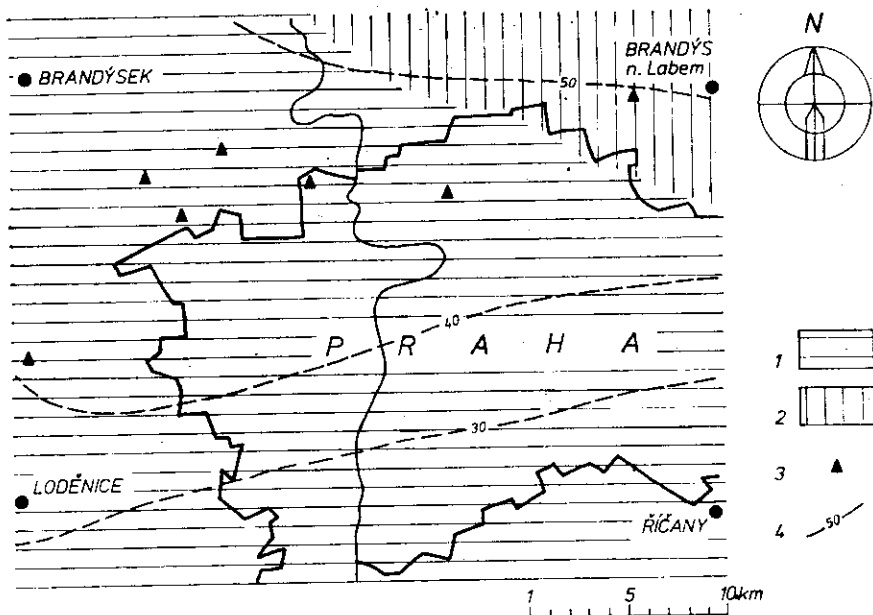


1. Mikrosparitický organodetritický vápenec; korycanské vrstvy — bělohorské souvrství. Skalní výchoz j. od Kněživky. Zvětšeno 6,75 X, bez analyzátoru



2. Organodetritický vápenec s valouny křemene a silicitů; korycanské vrstvy. Denu-dační relikt j. od Blevic. Zvětšeno 9 X, bez analyzátoru

Foto 1, 2 ÚŮG — K. Navrátilová



5. Litofaciální mapa bělohorského souvrství

1 — spongilitické horniny („opuky“); 2 — vápňité jílovce a slínovce; 3 — konglomeráty; 4 — izolinie předpokládané úplné mocnosti v metrech podle V. Müllera (1974)

šmouhovitou texturou, hojnými fosfatickými hlízkami o velikosti do 1 mm a fosfatizovanými zbytky mikrofauny. Fosfátové hlízkky indikují zpomalení sedimentace (Pettijohn 1949, Blatt - Middleton - Murray 1972) na počátku ukládání bělohorského souvrství, které souviselo s prohloubením a rozšířením pánve na počátku spodního turonu. Písečná složka pochází převážně z rozmytých podložních sedimentů korycanských vrstev. Do nadloží jí rychle ubývá a bazální poloha přechází do žlutavých, měkkých vápňitých jílovců až slínovců o mocnosti několika decimetrů až metrů, dříve označovaných jako pásmo IIIa nebo zóna *Actinocamax plenus* (Matějka 1922, 1936). V místech, kde sedimenty bělohorského souvrství transgredují přímo na proterozoikum, tvoří bazální část souvrství glaukonitické vápňité jílovce, naspodu písčité, o mocnosti několika decimetrů až metrů.

Nad bazální částí bělohorského souvrství následuje monotónní sled pevných, nepravidelně deskovitě odlučných spongilitických vápňito-jílovitých prachovců příp. prachovitých až písčitých slínovců, přecházejících místy až ve spongilitické vápňito-jílovité jemnozrné pískovce. Celý výše popsaný komplex hornin, spjatých vzájemnými přechody, byl dříve souborně označován jako „opuky“. Typický pro ně je vysoký obsah

převážné kalcifikovaných jehlic hub (obvykle 10—25 %), šmouhovitá textura, pyritizované foraminifery a pyritové konkrece o průměru několika centimetrů. V základní hmotě se uplatňuje místy silicifikace. Akcesoricky je zastoupen muskovit a glaukonit, někdy též částice zuhelnatělé rostlinné hmoty. Obsah CaCO_3 se pohybuje většinou mezi 30—40 %. Místy obsahují tyto horniny polohy a čočky velmi pevných jílovitých jemně písčitých vápenců s obsahem karbonátu až 77 %, které jsou zřejmě diagenetického původu. Podrobné petrografické zhodnocení spongilitických hornin této faciální oblasti provedl zejména Z a h á l k a (1926, 1935), v nedávné době např. H o š e k - S k u p i n (1977). Úplná mocnost těchto hornin byla průměrně asi 40 m, dnešní neúplná mocnost nepřevyšuje 30 m.

V severní a sv. části území se postupně snižuje obsah jehlic spongií v sedimentech bělohorského souvrství a horniny relativně mělkovodnější spongilitické facie přecházejí v relativně hlubokovodnější pelitické sedimenty (vápnité jílovce, slínovce, vápnito-jílovité prachovce) s průměrným obsahem 30 % CaCO_3 , které obsahují ojediněle polohy jílovitých vápenců s obsahem až 64 % CaCO_3 . Úplná mocnost uloženin bělohorského souvrství v tomto litofaciálním vývoji převyšovala pravděpodobně 50 m, neúplná mocnost dnes zachovaných sedimentů je 40 až 50 m.

Na některých výraznějších elevacích předkřídového reliéfu a v jejich nejbližším okolí, kde vznikaly již v době sedimentace korycanských vrstev uloženiny v prahové a příbojové facii, pokračovala sedimentace stejného typu i počátkem ukládání bělohorského souvrství. Sedimenty prahové facie (vápnité pískovce s polohami písčitých organodetritických vápenců) se ukládaly v okolí Holubic a Holí. V ostatních případech se většinou jednalo o příbojovou facii s. s. (Červený Újezd, Černovičky, Kněživka, Velké Přílepy, Kozí hřbety, Ládví, Kuchyňka — Z á r u b a 1948).

Lokálně došlo v době sedimentace bělohorského souvrství v okolí některých elevací v sedimentační pánvi k anomálnímu nahromadění fosfatizovaných koproilitů a zbytků fauny. Nejpodrobněji popsal tyto uloženiny Ž e b e r a (1937, 1950) z Vrapic. Obdobné sedimenty uvádí Ž e b e r a (ústní sdělení) i z okolí Kuchyňky, Hostivic, a z území mezi Třebonicemi a Chaby, kde se uložily na hřbetu tvořeném řevnickými křemenci.

Mocnosti bělohorského souvrství v prahové nebo příbojové facii dosahují maximálně několika metrů.

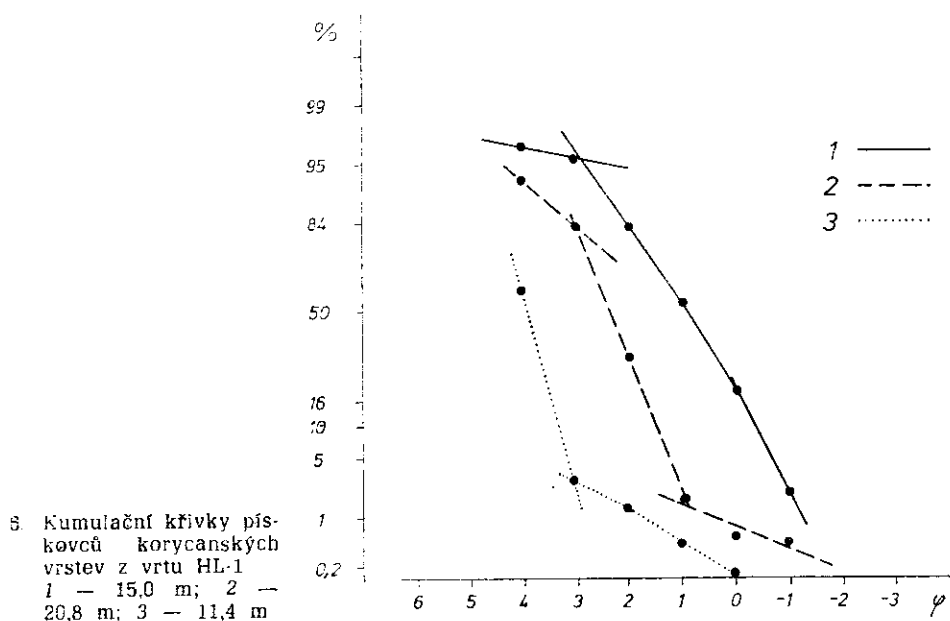
Mladší křídové uloženiny

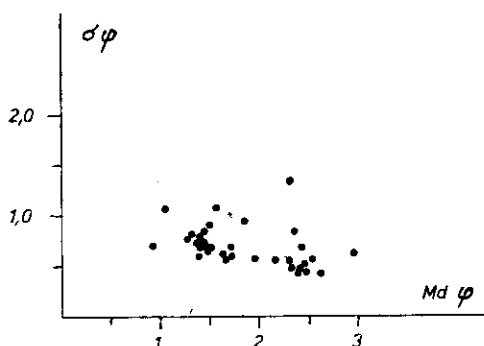
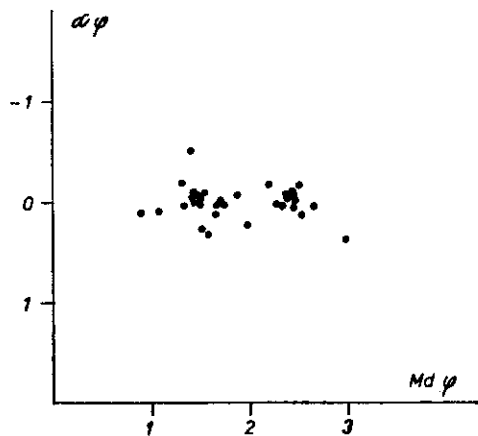
Přestože mladší křídové sedimenty se ve sledované části pánve nezachovaly, můžeme zde předpokládat jejich primární výskyt. Svědčí o tom

např. uloženiny z kladenského dolu Mayrau, paleontologicky zhodnocené Z á z v o r k o u (1928, 1929). Náležely by jizerskému a teplickému souvrství v pojetí Č e c h a et al. (1980), tedy střednímu až svrchnímu turonu. Z á z v o r k a (1980) uvádí nález středoturonských hornin i z Petřína. K o d y m (1956) předpokládal v této části pánve středoturonskou regresi a opětou transgresi ve svrchním turonu. M ü l l e r (1974) předpokládá v pražském okolí pelitickou sedimentaci ve facii slínovců ve středním i svrchním turonu. Původní mocnost středoturonských uloženin odhaduje na 40–50 m, svrchnoturonských na 30–40 m. Výskyt mladších (coniackých a santonských) křídových uloženin v této části pánve je málo pravděpodobný.

Granulometrie transgresních sedimentů

Pro účely detailní granulometrické charakteristiky transgresních psamitických sedimentů korycanských vrstev byl zvolen vrt HL-1, situovaný při v. okraji Satalic. Z korycanských vrstev v úplné mocnosti 13,25 m bylo odebráno 46 vzorků v intervalu 0,3 m. Výsledky síťových rozborů v intervalu 1 ϕ z laboratoří Geologického průzkumu, Ostrava (skupina ing. Knotkové), byly dodány jednak v numerické podobě, jednak jako kumulační křivky v semilogaritmické síti. Byl vypočten Traskův koeficient S_o (T r a s k 1932), který dobře charakterizuje vytřídění jílovitých





7. Zrnitostní parametry pískovců korycanských vrstev. Vztah mediánu a asymetrie (nahore) a mediánu a vytrřídění (dole)

pískovců [F ü c h t b a u e r - M ü l l e r 1970]. Jeho hodnota kolísá od 1,11 do 1,71, průměr je 1,35. Numerických výsledků síťových rozborů bylo použito ke konstrukci kumulačních křivek v síti s logaritmickou škálou na vodorovné ose a pravděpodobnostní škálou na ose svislé (obr. 6). Z výsledné kumulační křivky byly stanoveny koeficienty podle I n m a n a (1952) v jednotkách φ . Medián Md kolísá mezi 0,91—4,00 (průměr 2,19), střední velikost zrna M od 1,01 do 3,19 (průměr 1,87). Hodnoty asymetrie křivky se pohybují mezi $-0,51$ a $+0,38$ (průměr $+0,02$). Koeficient vytrřídění sedimentu se mění od 0,44 do 1,35 (průměr 0,70). Vztah mediánu a vytrřídění, resp. mediánu a asymetrie je zachycen na obrázku 7. Rozptyl hodnot je poměrně značný, zejména ve srovnání s litologicky obdobnými regresními sedimenty české křídové pánve (Z e l e n k a 1980b). Diagramy jsou obdobné těm, které uvádí K u k a l (1964) jako typické pro uloženiny zálivů, kde vznikaly sedimenty pod vlivem proudění a částečně i vlnění.

Na typ sedimentačního prostředí lze usuzovat i z tvaru kumulačních

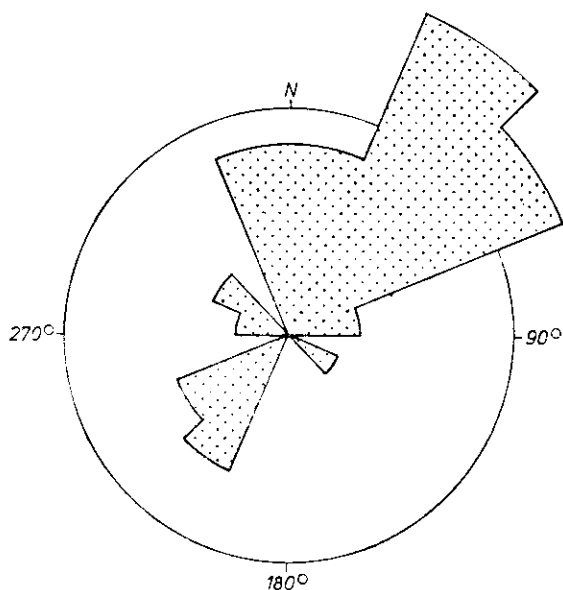
křivek v logaritmické pravděpodobnostní síti (Visher 1969, Domáčí 1975). V analyzovaných vzorcích lze rozlišit 2 základní typy křivek. Převážná část, reprezentující 4/5 mocnosti souvrství od podloží do nadloží, je charakteristická chybějící nebo slabě vyvinutou trakční populací. To spolu s celkovým tvarem křivek svědčí o vzniku těchto sedimentů v prostředí s převládajícím prouděním. Dokládá to i ve vrtu zastižené diagonální zvrstvení. Nejvyšší část souvrství je charakterizována kumulacími křivkami, u nichž většinou chybí nebo je jen slabě vyvinutá suspenzní populace. Jedná se vesměs o jemnozrnnější sedimenty (prachovité pískovce, písčité prachovce). Výrazně vyvinutá trakční populace, zasahující až do frakce 0,1 mm, svědčí o nízké energii prostředí a všeobecně klidnější sedimentaci, která předcházela dalšímu prohloubení české křídové pánve na počátku spodního turonu.

Zjištěné textury a jejich interpretace

Nejčastější texturou v křídových horninách sledované části pánve je diagonální zvrstvení v pískovcích korycanských vrstev. Jedná se téměř výhradně o deskovité diagonální zvrstvení (v pojetí Selleye 1970, resp. Pettijohna - Pottera - Sievera 1972). Tento typ zvrstvení vzniká převážně migrací megačeřin (Krašeninnikov 1971, Reineck - Singh 1973). Směr spádových přímek jednotlivých lamín v rámci zvrstvené polohy odpovídá směru proudění, které vedlo k jejich vzniku. Proto je možné v oblastech s větším množstvím údajů rekonstruovat směr paleoproudění a transportu materiálu. V rámci sledované části pánve bylo naměřeno na 14 lokalitách 58 údajů směru spádníc deskovitého diagonálního zvrstvení (část dokumentace pochází z nepublikovaných údajů J. Valečky). Mocnost zvrstvených poloh dosahuje v průměru 0,6 m, méně často až 1 m. Mocnější polohy jsou vzácné (ojediněle až přes 4 m). Údaje byly vyhodnoceny ve formě růžicového diagramu se sektory po 22,5°. Všechny údaje byly hodnoceny jako rovnocenné bez ohledu na mocnost polohy. Z výsledků (obr. 8) je patrné, že výrazně převládal směr proudění k SSV až SV, směrem do centra pánve. Proudění k JJZ—JZ se uplatnilo zejména v z. a jz. části území (Valečka 1983). Poměrně malý počet údajů nedovoluje objektivně rekonstruovat průběh březní linie, zejména při uvážení dalších vlivů jako byly příbřežní a zpětné proudy (Bird 1973, Kukul et al. 1977) nebo podmořské valy (Tanner 1955).

Další významnou zjištěnou texturou jsou čeřiny. Byly zastiženy v pískovcích korycanských vrstev v lomu při j. okraji Chýně v z. části území. Jedná se o symetrické čeřiny o vlnové délce asi 45 cm a amplitudě 3 až

4 cm. Čeřiny jsou pokryty nesouvislou vrstvičkou jílovce, která dosahuje v korytech mocnosti až 1,5 cm. Tyto jílové povlaky jsou iniciálním stádiem mázdřitého zvrstvení [K u k a l 1983], které se podle analogie s recentními sedimenty vyskytuje v tidální až subtidální zóně [B l a t t - M i d d l e t o n - M u r r a y 1972]. Průběh čeřin lze sledovat v délce necelých 5 m, při okrajích se vytrácejí. Byly zastiženy jen v jediném řezu, takže jejich směr se nedá přesně určit. V nadloží i podloží je vyvinuto diagonální zvrstvení.



8. Distribuce směrů spádnic deskovitého diagonálního zvrstvení v pískovcích korycanských vrstev

Poměrně nezřetelně zachované romboidní čeřiny byly zjištěny v bloku pískovce korycanských vrstev na s. svahu Vidoule. Ze starších údajů o čeřinách je nutné uvést nález Z a h á l k y [1912], který velmi podrobně popisuje 2 nálezy čeřin v kvádrových pískovcích korycanských vrstev v lomech u Císařky na Bílé Hoře. V prvním případě se podle popisu a vyobrazení jednalo evidentně o oscilační čeřiny, s vlnovou délkou 10–15 cm a amplitudou 2 cm. Ve druhém případě byly zastiženy 2 systémy čeřin nad sebou, s vlnovou délkou 15–20 cm a amplitudou 1–3 cm. Směr hřebítků byl v obou případech přibližně S–J.

Na několika lokalitách (Chýně, Střešovice) byly v pískovcích korycanských vrstev pozorovány zvlněná laminace a další drobné deformace, způsobené pravděpodobně slabými subakvatickými skluzovými pohyby.

Paleogeografie

V závislosti na vrásnivých pochodech v alpsko-karpatské geosynklinále (austroalpínská, starorakouská a mladorakouská fáze — M a l k o v s k ý 1979) dochází koncem spodní křídý k pozvolnému poklesu Českého masívu. V souvislosti s tímto poklesem došlo před mořskou transgresí v jz. části české křídové pánve k lokální sedimentaci sladkovodních až brakických uloženin peruckých vrstev. Přesné časové zařazení této sedimentace není dosud bezpečně doloženo, nejpravděpodobnější je úsek svrchní alb — střední cenoman. Rozšíření a mocnost peruckých vrstev závisely na morfologii předkřídového reliéfu. Ten nebyl příliš členitý, výškové rozdíly odpovídaly především různé odolnosti hornin podloží vůči zvětrávání a erozi (N o v á k 1921, K o d y m 1956). Regionální význam měla především rozsáhlá plochá elevace směru JZ—SV v sz. části území, tvořená horninami svrchního proterozoika a označovaná jako výšina Turská (Z a h á l k a 1912) nebo unhoštsko-turský hřbet (M a t ě j k a 1936). Především zde uloženiny peruckých vrstev primárně chyběly, právě tak jako na proterozoikem tvořené elevaci při s. okraji Prahy s nejvyšším bodem Ládví a na elevační zóně mezi Čakovicemi a Brandýsem n. L. v sv. části území. Neuložily se rovněž na řadě dílčích elevací budovaných svrchnoproterozoickými nebo ordovickými silicity. Tyto nevelké ostrůvky nelze v daném měřítku mapy vyjádřit.

Sedimentace měla cyklický charakter. V ideálním případě odpovídá vrstevní sled jednoduchému nahoru se zjemňujícímu cyklu (A l l e n 1970) fluviálnímu, popř. limnickému. Počet cyklů kolísá. Uloženiny peruckých vrstev vznikaly často jen lokální redepozicí zvětralín podloží. Občas docházelo i k delšímu přerušení sedimentace. Krajinný typ, ve kterém docházelo k sedimentaci peruckých vrstev, můžeme označit jako akumulární plošinu (Š a n c e r 1966).

Během svrchního cenomanu došlo postupně k ukládání marinních korycanských vrstev, které transgredují na uloženiny vrstev peruckých nebo přímo na jednotlivé stavební jednotky předkřídového podloží. Korycanské vrstvy pokrývaly většinu sledovaného území. Neuložily se jen v některých vyšších částech unhoštsko-turského hřbetu a v jeho pokračování na pravém břehu Vltavy v okolí Vodochod, Panenských Břežan a Baště. K dílčím elevacím, rovněž nezaplaveným mořem, patřily především Ládví a elevace v okolí Veleně a Brázdimi s nejvyšším bodem Kuchyňkou. Kříž (in H e r c o g o v á - K ř í ž 1983) předpokládá úplné zaplavení Ládví již ve svrchním cenomanu. Výšková pozice a geologie širšího okolí však svědčí spíše proti tomuto názoru.

Na většině sledovaného území převažovala ve svrchním cenomanu relativně mělkovodní sedimentace psamitické příbřežní facie, v okolí

dílčích elevací vznikaly sedimenty v prahové a příbojové facii. Sedimenty příbřežní facie vznikaly v prostředí s převládajícím prouděním, které bylo většinou paralelní s elevacemi v sedimentační pánvi. Část těchto sedimentů pravděpodobně vznikla v tidální až subtidální zóně.

Počátkem spodního turonu došlo k regionálnímu poklesu a rozšíření sedimentačního prostoru a prakticky již celé popisované území bylo zaplaveno svrchnokřídovým mořem. Jen ojediněle vznikaly ještě sedimenty v příbojové a prahové facii. Postupně s dalším prohloubením pánve byla sedimentace bělohorského souvrství téměř výhradně aleuropelitická. Převažují horniny se zvýšeným obsahem jehlic hub (spongility), v s. a sv. části území, směrem do hlubších částí pánve, podíl jehlic spongií klesá až úplně mizí.

Sedimentace obdobného typu pravděpodobně pokračovala i ve středním turonu. Po dílčí regresí koncem středního turonu (K o d y m 1956) lze předpokládat i v této části pánve ještě dílčí svrchnoturonskou transgresi a pokračování pelitické sedimentace. K regresi moře a ukončení sedimentace došlo zřejmě během nebo koncem svrchního turonu.

Celkový charakter marinní sedimentární výplně sledované jz. části české křídové pánve nasvědčuje tomu, že se tyto sedimenty ukládaly v mělkovodním prostředí, odpovídajícím epikontinentálnímu moři v pojetí H e c k e l a (1972).

Po ukončení sedimentace byly křídové uloženiny porušeny radiální saxonskou tektonikou a došlo k jejich intenzivní denudaci. Dnešní rozsah jednotlivých souvrství je jen nepatrným zbytkem původního souvislého pokryvu. Rozšíření směrem k J pravděpodobně nepřesahovalo příliš rozsah dnešních výskytů a názor K o d y m a (1923), že křídové moře nesaňalo nikdy přes Brdy, lze akceptovat i dnes. Zato směrem k JZ byl rozsah sedimentační pánve mnohem větší, než se dříve předpokládalo. Na základě shrnutí poznatků mnoha autorů (Z e l e n k a 1981) bylo doloženo, že sedimentační prostor pokračoval minimálně do jz. okolí Berouna. Pro komunikaci s řezenskou křídou v Bavorsku, předpokládanou již G ü m b e l e m (1888) a D a n e š e m (1913), neexistují přímé důkazy. Nelze ji však ani na základě dnešních znalostí, zejména vzhledem k velmi podobné litologii a stratigrafii (L a n g e 1981) definitivně vyloučit.

Závěry

1) Před svrchnocenomanskou transgresí došlo v jz. části české křídové pánve v depresích paleoreliéfu ke kontinentální sedimentaci peruckých vrstev, které mají v ideálním případě charakter jednoduchého nahoru se zjemňujícího cyklu. Odpovídá pravděpodobně fluvialně limnickému prostředí.

2) Během ukládání peruckých vrstev docházelo k lokálnímu dlouhodobějšímu přerušení sedimentace, spojenému se vznikem kořínkových půd a zvětrávacích profilů.

3) Po mořské transgresi ve svrchním cenomanu se na většině území ukládaly korycanské vrstvy. Převažuje psamitický vývoj, označený jako příbřežní facie; v okolí elevací v pánvi vznikaly též sedimenty v prahové facii a příbojové facii s. s.

4) Pískovce příbřežní facie jsou relativně dobře vytrříděné. Vznikaly v prostředí s převládajícím prouděním, které směřovalo převážně do centra pánve. Zjištěné textury jsou obdobné texturám recentních sedimentů tidální až subtidální zóny.

5) Počátkem spodního turonu došlo k další dílčí transgresi a k prohloubení sedimentačního prostoru a začalo ukládání bělohorského souvrství. Na většině území převládala sedimentace spongilitických hornin, které směrem do hlubších částí pánve přecházejí v čisté slínovce. Lokálně vznikaly ještě počátkem spodního turonu sedimenty v prahové a příbojové facii.

6) Ve středním a svrchním turonu převládala v této části pánve pelitická sedimentace. K jejímu ukončení a k regresi křídového moře došlo patrně ještě ve svrchním turonu.

7) Původní rozsah sedimentačního prostoru směrem k J nebyl o mnoho větší, než je patrné z dnešních výskytů. Směrem k JZ pokračoval minimálně do jz. okolí Berouna. Komunikaci s řezenskou křídou v Bavorsku nelze vyloučit.

8) Litofaciální vývoj a texturní znaky marinních sedimentů jz. části české křídové pánve svědčí o tom, že se ukládaly v mělkovodním prostředí odpovídajícím epikontinentálnímu moři ve smyslu Heckela (1972).

K tisku doporučil V. Müller

Literatura

- Allen J. R. L. (1970): Physical processes of sedimentation. — Allen and Unwin Ltd. London.
- Bird E. C. F. (1973): Coasts. — The M.I.T. Press. Cambridge, Massachusetts and London.
- Blatt H. - Middleton G. - Murray R. (1972): Origin of sedimentary rocks. — Prentice-Hall, Inc., Englewood, Cliffs. New Jersey.
- Crome W. et al. (1969): Urania-Tierreich. Wirbellose Tiere 2 (Annelida bis Chaetognatha). — Urania-Verlag. Leipzig, Jena, Berlin.
- Čech S. et al. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. — Věst. Ústř. Úst. geol., 55, 5, 277—296. Praha.
- Daneš J. V. (1913): Morfologický vývoj středních Čech. — Sbor. Čes. Společ. zeměvěd., 19, 1—18, 94—108, 168—176. Praha.

- Domáci L. (1975): Teoretické a praktické aspekty transportu klastik. Kandidátská disertační práce. — MS Geofond. Praha.
- Frič A. (1869): Palaeontologische Untersuchungen der einzelnen Schichten in der böhmischen Kreideformation. Peruczer Schichten. Korycaner Schichten. — Arch. naturwiss. Landes-Durchforsch. Böhmen, 1, 181—242. Prag.
- Füchtbauer H. - Müller G. (1970): Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II. — E. Schweizerbart'sche Verlagbuchhandlung. Stuttgart.
- Gümbel C. W. (1888): Geologie von Bayern, I. — Verl. Th. Fischer. Kassel.
- Havlena V. (1978): Úvaha o řekách, proluviálních kuželích a deltách v uhelných pánvích Českého masívu. — Sbor. III. uhelně geol. konf. katedry ložiskové geol. přírodovědecké fak. Univ. Karlovy. Praha.
- Havlíček V. - Macoun J. - Mašek J. (1975): Svrchní křída. In Mašek J. et al.: Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 12-422 Průhonice. — MS Geofond. Praha.
- Heckel H. P. (1972): Recognition of ancient shallow marine environments. In Rigby J. K. - Hamblin W. K. (eds.): Recognition of ancient sedimentary environments. — Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontolog. Mineralog. Tulsa), 16.
- Hercogová J. - Kříž J. (1983): New Hemisphaerammininae (Foraminifera) from the Bohemian Cretaceous Basin [Cenomanian]. — Věst. Ústř. Úst. geol., 58, 4, 205—215. Praha.
- Hillmer G. (1963): Zur Ökologie von Ophiomorpha Lundgren. — Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., 137—141. Stuttgart.
- Hlušík A. (1974): Kořínkové zóny ve vrstvách peruckých. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 141/1972, 3—4, 153—154. Praha.
- Hokr Z. - Kříž J. (1976): Paleontologický důkaz rozšíření svrchní křída u Chomutova v severozápadních Čechách. — Čas. Mineral. Geol., 21, 1, 83—86. Praha.
- Hošek J. - Skupin L. (1977): Současné možnosti použití opuky ve stavebnictví. — Stavivo, 7, 274—276. Praha.
- Chlupáč I. (1958): Zpráva o stratigraficko-paleontologickém výzkumu středoeckého devonu za r. 1957. — MS Geofond. Praha.
- Inman D. L. (1952): Measures for describing the size distribution of sediments. — J. sed. Petrology, 22, 3, 125—145. Tulsa.
- Klein V. (1962): Litologie a stratigrafie cenomanských organodetritických vápenců v západním okolí Kutné Hory. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 27/1960, 385—408. Praha.
- (1964): Faciální a paleogeografické mapky svrchní křída severovýchodní části Českého masívu. In Svoboda J. et al.: Regionální geologie ČSSR, I, 2. — Ústř. úst. geol. Praha.
- (1983): Česká křída. In Svoboda J. et al.: Encyklopedický slovník geologických věd. I. — Academia. Praha.
- Klein V. - Müller V. - Valečka J. (1979): Lithofazielle und paläogeographische Entwicklung des Böhmischen Kreidebeckens. — Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, 6, 435—446. Stuttgart.
- Kodým O. (1923): Nejjižnější zbytky křídové v okolí pražském. Příspěvek k poznání křídové transgrese v Čechách. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 32, 6, 1—15. Praha.
- (1956): Základní problémy křída v Českém masívu. — Čas. Mineral. Geol., 1, 2, 136—140. Praha.
- Kodým O. - Šulc J. (1931): Mořská vložka v peruckých pískovcích na Vidouli u Prahy. — Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., VII, 4—5, 379—386. Praha.

- Kovanda J. (1984): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 12-412 Rudná. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Krašeninnikov G. F. (1971): Učeniye o facijach. — Izdatel'stvo Vysšaja škola. Moskva.
- Krejčí J. (1869): Studien im Gebiete der böhmischen Kreide-Formation. I. Allgemeine und orographische Verhältnisse sowie Gliederung der böhmischen Kreide-Formation. — Arch. naturwiss. Landes-Durchforsch. Böhmen, 1, 39—179. Prag.
- Kříž J. - Čech S. (1974): Protocallianassa burrows from the Bohemian Upper Cretaceous. — Čas. Mineral. Geol., 19, 4, 419—424. Praha.
- Kukal Z. (1964): Geologie recentních sedimentů. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- (1983): Obhacení geologické terminologie. — Geol. Průzk., 25, 8—9, 245—248. Praha.
- Kukal Z. et al. (1977): Základy oceánografie. — Academia. Praha.
- Lange H. (1981): Die Regensburg-Hollfelder Kreide. In: Haunschild H. - Jerz H. (Red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. — Bayerisches Geologisches Landesamt. München.
- Macák F. - Müller V. (1968): Stratigrafie a paleogeografie křídového útvaru v sz. Čechách. — Čas. Mineral. Geol., 13, 1, 37—46. Praha.
- Malkovský M. (1979): Tektogeneze platformního pokryvu Českého masívu. — Knih. Ústř. Úst. geol., 53. Praha.
- Matějka A. (1922): Příspěvek k poznání křídového útvaru na listu Praha. — Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II, 31, 6. Praha.
- (1936): Svrchní křída. In Čepěk L. et al.: Vysvětlivky ke geologické mapě Československé republiky, list Kladno 3952. — Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 17. Praha.
- Müller V. (1971): Svrchní křída. In Malkovský M. et al.: Samostatný hlavní úkol T-0-20-25 Výzkum geologické stavby podloží české křídy. Závěrečná zpráva. — MS Geofond. Praha.
- (1972): Křídový útvar v severozápadních Čechách [cenoman až střední turon]. Kandidátská disertační práce. — MS Geofond. Praha.
- (1974): Stratigrafie a faciální vývoj české křídové pánve. In Malkovský M. et al.: Geologie české křídové pánve a jejího podloží. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Novák V. J. (1921): O tvarech podlohy křídového útvaru v okolí Pražském. — Čas. Mus. Král. Čes., 95, 6—14, 70—79, 105—112. Praha.
- Pacitová B. (1971): Palynological study of Angiospermae from the Peruc Formation (?Albian-Lower Cenomanian) of Bohemia. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 13, 105—138. Praha.
- (1978): Significance of palynology for the biostratigraphic division of the Cretaceous of Bohemia. In Pokorný V. (ed.): Paleontologická konference katedry paleontologie na přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy, Praha, 93—116. — Univerzita Karlova. Praha.
- Petránek J. (1947): Zpráva o geologickém mapování v okolí Hlubočep a Řeporyj. — Věst. St. geol. Úst., 22, 2—3, 140—143. Praha.
- Pettijohn F. J. (1949): Sedimentary rocks. — Harper and Brothers Publ. New York.
- Pettijohn F. J. - Potter P. E. - Siever R. (1972): Sand and sandstone. — Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.
- Pražák J. (1970): Poznámky k asociacím cenomanské makrofauny středních Čech. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Reineck H.-E. - Singh I. B. (1973): Depositional sedimentary environments. — Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.

- Selley R. C. (1970): Ancient sedimentary environments. — Chapman and Hall Ltd. London.
- Šancer J. V. (1966): Očerki učeníja o genetičeských tipach kontinental'nych osadočnych obrazovanij. — Trudy Geol. Inst. Akad. Nauk SSSR, 161. Moskva.
- Štafl I. J. (1952): Neogen slivenecké planiny. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 121, 46—50. Praha.
- Tanner W. F. (1955): Paleogeographic reconstructions from cross-bedding studies. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 39, 2471—2483. Tulsa.
- Trask P. D. (1932): Origin and environment of source sediments of petroleum. — Gulf. Publ. Co. Houston.
- Vachtl J. (1962): Ložiska cenomanských jílovců v Čechách a na Moravě. Část III. Vyšehořovicko, Černokostecko a okolí Uhlířských Janovic. — Geotechnica, 31. Praha.
- Valečka J. (1975): Litologie, cyklická stavba a geneze bazálních svrchnokřídových sedimentů západně od Děčína. — Čas. Mineral. Geol., 20, 409—416. Praha.
- (1979): Paleogeografie a litofaciální vývoj severozápadní části české křídové pánve. — Sbor. geol. Věd, Geol., 33, 47—81. Praha.
- Valečka J. et al. (1983): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR 1:25 000 12-234 Hostivice. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Visher G. S. (1969): Grain size distributions and depositional processes. — J. sed. Petrology, 39, 3, 1074—1106. Tulsa.
- Zahálka B. (1912): Křídový útvar v západním Povltaví. Pásmo I. a II. Pásmo III., IV. a V. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 1911. Praha.
- (1926): Pražská opuka. — Zpr. veř. Služ. techn., 18, 8. Praha.
- (1935): Spongilitové horniny české křídvy. I. — Spisy přírodověd. Fak. Masaryk. Univ., 215. Brno.
- Záruba Q. (1948): Příbojové pobřeží křídového moře v okolí Prahy. — Ochr. Přír., 3, 6, 121—124. Praha.
- Zázvorka V. (1927): Křídový útes „V Chaloupkách“ u Červeného Újezdu na Unhošťsku. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 101, 54—55. Praha.
- (1928): Předběžná zpráva o nálezu křídových hornin v dole Mayrau u Kladna. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 102, 165—168. Praha.
- (1929): Stáří křídových hornin z dolu Mayrau u Kladna. — Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd., 103, 50—52. Praha.
- (1980): Střední turon z Petřína v Praze. — Čas. Nár. Muz., Ř. přírodověd., 148/1979, 2, 81—84. Praha.
- Zelenka P. (1980a): Litofaciální vývoj a paleogeografie svrchní křídvy ve středních Čechách. Kandidátská disertační práce. — MS knih. přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.
- (1980b): Santonské pískovce na Ústecku. — Zpr. Stud. Kraj. Muz., 14, 21—28. Teplice.
- (1981): Výskyty svrchnokřídových sedimentů na území Českého krasu. — Čes. Kras, 6, 29—35. Beroun.
- (1982): Chráněný přírodní výtvar Kněživka — významná geologická lokalita pražského okolí. — Bohemia cent., 11, 7—16. Praha.
- (1984): Křídové sedimenty v krasové depresi na Dívčích hradech. — Čes. Kras, 10, 51—55. Beroun.
- Žebera K. (1937): Křídový útvar na Kladensku. — Rozpr. Čes. Akad. Věd. Umění, Tř. II, 46/1936, 29. Praha.
- (1950): Fosfátové ložisko u Vrapic na Kladensku. — MS Geofond. Praha.

Lithofacies development of Cretaceous deposits in Prague and its surroundings

Přemysl Zelenka

(Summary of the Czech text)

Received August 20, 1984

Presented paper describing the sedimentary fill of the SW part of the Bohemian Cretaceous Basin in Prague and its surroundings is a result of detailed geological mapping of the area larger than 1000 km², the borehole survey and the evaluation of unpublished data. Lithofacies maps of all represented lithostratigraphical units that follow up the older ones (Müller 1971, 1972, 1974) were compiled.

The oldest lithostratigraphical unit represented in this part of the basin are the continental fluvial-limnic sediments (probable age Upper Albian—Middle Cenomanian) indicated by Čech et al. (1980) as the Peruc Member. They fill depressions in the basement rocks. In the ideal case they have a character of a simple fining-upwards cycle (conglomerate—sandstone—siltstone—claystone). Quartz clasts and a clayey matrix predominate in the coarser members of the cycle. Muddy members of the cycle contain a mass of coalified plant fragments that occasionally form thin coal seams. The cycles are mostly incomplete, their number varies. Evidences of a fossil weathering and formation of stigmata underclays in the claystones prove longer breaks in sedimentation. Thickness of the Peruc Member usually does not exceed 10—15 m.

Other member of the basin fill are the Upper Cenomanian marine deposits of the Korycany Member that have a prominently transgressive character. In the sedimentary basin either the sediments of the near-shore facies, sill facies or so-called surf facies s. s. interconnected by petrographical transitions were depositing according to the increasing distance from the elevations. As for the areal extent, deposits of the near-shore facies developed as medium-grained to fine-grained quartzose sandstones glauconitic in the uppermost layers predominate. The sandstones are relatively well sorted. They originated in shallow marine environments under the influence of the current activity and partly of the wave activity. Often preserved tabular cross-bedding enabled to

reconstruct the prevailing paleocurrent direction (to NNE—NE, towards the centre of the basin). The clayey coatings on symmetrical ripples can be interpreted as a result of sedimentation in the tidal or subtidal zone. Thickness of sandstones of the Korycany Member near-shore facies varies between 15—25 m.

Deposits of the sill facies represented by calcareous sandstones with layers of sandy organodetrital limestones were depositing near the elevations. Cliff-wards they pass into the surf facies s. s. that has developed as organodetrital limestones or conglomerates with a microsparitic cement, or as very coarse-grained conglomerates with a marlstone matrix. The cliffs were predominantly built up of Upper Proterozoic silicites that also distinctly predominate in the clastic material of the sediments. Thickness of the Korycany Member in the surf and sill facies attains to several m.

Sediments of the Bílá Hora Formation predominantly Lower Turonian in age are the youngest, comparatively continuously preserved member of the basin fill. Spiculitic calcareous clayey siltstones with layers of clayey and fine sandy limestones prevail in this formation. In places, still at the base of this formation, also deposits in the sill and surf facies lithologically similar to analogous rocks of the Korycany Member were formed. General character of the sedimentation gives evidence of a further deepening of the sedimentary basin. Thickness of the Bílá Hora Formation did not exceed 40—50 m.

The finds of Middle and Upper Turonian sediments (Z á z v o r k a 1928, 1929) prove a further sedimentation of silty marlstones in this period. Regression of the Cretaceous sea occurred most probably by the end of the Upper Turonian.

The present extent of the individual Cretaceous units represents only a slight remnant of the original continuous cover. The original extent of the Cretaceous sediments southwards probably did not reach much farther than the present basin limits. The extent of the sedimentary basin in the SW direction was undoubtedly much larger. The idea about the communication with the sedimentary area around Regensburg in Bavaria suggested by G ü m b e l (1888) and D a n e š (1913) can be considered serious. It is also supported by the fact that the Bavarian (L a n g e 1981) and Czech Cretaceous deposits are lithologically and stratigraphically similar.

General character of the marine sedimentary fill of the SW part of the Bohemian Cretaceous Basin indicates, that these sediments were depositing in shallow marine environments corresponding to the epicontinental sea *sensu* H e c k e l (1972).

Přeložila G. Buberlová

Explanation of text-figures

- 1 Extent of described area of SW part of the Bohemian Cretaceous Basin.
- 2 Lithofacies map of the Peruc Member.
1 — conglomerates, sandstones, siltstones and claystones; 2 — presumed border of the sedimentary area.
- 3 DTA curves of clayey weathering products of the Cretaceous basement (3, 4) and of the Peruc Member claystones (1, 2, 5) from SW part of Prague.
- 4 Lithofacies map of the Korycany Member.
1 — quartzose sandstones; 2 — calcareous sandstones; 3 — organodetrital limestones; 4 — conglomerates with microsparitic matrix; 5 — presumed border of the sedimentary area; 6 — directions of dips of tabular cross-bedding.
- 5 Lithofacies map of the Bílá Hora Formation
1 — siliceous spiculitic silty marlstones; 2 — calcareous claystones and marlstones; 3 — conglomerates; 4 — isoline of presupposed original thickness in m after V. Müller (1974).
- 6 Cumulative curves of the Korycany Member sandstones from the boring HL-1.
1 — 15,0 m; 2 — 20,8 m; 3 — 11,4 m.
- 7 Grain-size parameters of the Korycany Member sandstones. Median — skewness relation (above), median — sorting relation (below).
8. Distribution of tabular cross-bedding directions in the Korycany Member sandstones.

Explanation of plates

Pl. I

- 1 Claystones with split coal seam at the base; the Peruc Member. Exposure in Prague 9 - Hloubětín.

Photo ÚÚG — B. Havlíková

- 2 Ripples with clayey coating. Clayey quartz sandstones; the Korycany Member. Sand quarry s. of Chýně.

Photo by P. Zelenka

Pl. II

- 1 Fragments of decalcified limestones in a ferruginous conglomerate; the Peruc Member. Excavation in Prague 5 - Barrandov.
- 2 Quartz and silicite pebbles in glauconitic quartzose sandstone; the Korycany Member. Boring BRA Brandýsek, depth 24.8 m.

Photos ÚÚG — B. Matoušková

Pl. III

- 1 Calcareous sandstone with abundant fauna; the Korycany Member. Denudational relict near Kozomín.
- 2 Silicite clast in spiculitic silty marlstone; the Bílá Hora Formation. Excavation s. of Nelahozeves.

Photos ÚÚG — B. Matoušková

Pl. IV

- 1 Microsparitic organodetrital limestone; the Korycany Member — the Bílá Hora Formation. Rock outcrop s. of Kněživka. X6.75, without analyser.

2. Organodetrital limestone with quartz and silicite pebbles; the Korycany Member.
Denudational relict s. of Blevice. X9, without analyser.

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

**Литофациальное развитие меловых отложений
в Праге и ее окрестностях**

На основе детального геологического картирования, обработки данных по буровым скважинам и в связи с раньше составленными фациальными картами разработаны литофациальные карты всех литостратиграфических единиц, встречающихся в ю.-з. части Чешского мелового бассейна в окрестностях г. Праги. Более подробные исследования литофациального и палеогеографического развития вместе с результатами изучения текстур, гранулометрического состава и др. предоставили возможность лучше характеризовать условия осадкообразования в этой части бассейна.

Přeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 42	Str. 113—159	6 obr.	7 tab.	14 přil.	Praha 1987 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	-------------	------------------------------

Svrchní křída ve vrtu Volfartice Vf-1

Upper Cretaceous in the borehole Volfartice Vf-1

Stanislav Čech¹ - Jitka Hercogová¹ - Ervín Knobloch¹ - Blanka Pacitová² - Vladimír Pokorný² - Eva Sajverová² - Jiří Slavík¹ - Lillian Švábenická¹ - Jaroslav Valečka¹

Předloženo 20. června 1984

Čech S. - Hercogová J. - Knobloch E. - Pacitová B. - Pokorný V. - Sajverová E. - Slavík J. - Švábenická L. - Valečka J. (1987): Svrchní křída ve vrtu Volfartice Vf-1. — Sbor. geol. Věd, Geol., 42, 113—159. Praha.

V ý t a h : Vrt Volfartice Vf-1 prošel 885,3 m křídových sedimentů, což je jedna z největších mocností křídy zastížená vrtem v české křídové pánvi. Je podán litologický profil, zahrnující korycanské vrstvy až březenské souvrství. Je věnována pozornost výskytům uhelných klastů, vývoji společenstev těžkých minerálů a návaznosti litologie na biogenní projevy. Biostratigrafie křídových sedimentů je řešena na základě výzkumů inoceramů, foraminifer, ostrakodů, nanoplanktonu, palynologie, megaspor a zuhelnatělých plodů a semen, což umožnilo zařadit sled křídových sedimentů k cenomanu až spodnímu santonu.

¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

² Katedra paleontologie na přírodovědecké fakultě KU, Albertov 6, 126 43 Praha 2

Úvod

Vrt Volfartice Vf-1 byl hlouben v rámci výzkumu permokarbonu v českokamenické pánvi. Je situován 8 km sz. od České Lípy. Prošel sledem křídových sedimentů o celkové mocnosti 885,3 m. Geologií a litologií křídy v širším okolí vrtu se zabýval Valečka (1974). V letech 1974 až 1984 byla Geologickým průzkumem uranového průmyslu, n. p., v širším okolí vrtu Volfartice realizována řada hlubokých strukturních vrtů, zatím souhrnně nezhodnocených.

Předkládaná studie představuje první komplexní zpracování mocného křídového profilu Českého masívu. Na jejím zpracování se podíleli: J. Valečka (litologie), J. Slavík (některé otázky sedimentologie), S. Čech (makrofauna a inoceramová zonace), J. Hercogová (foraminifery), V. Pokorný (ostrakodi), L. Švábenická (nanoplankton), B. Pacitová a E. Sajverová (palynologie), E. Knobloch (megaspory, plody, semena), S. Čech (celková redakce článku).

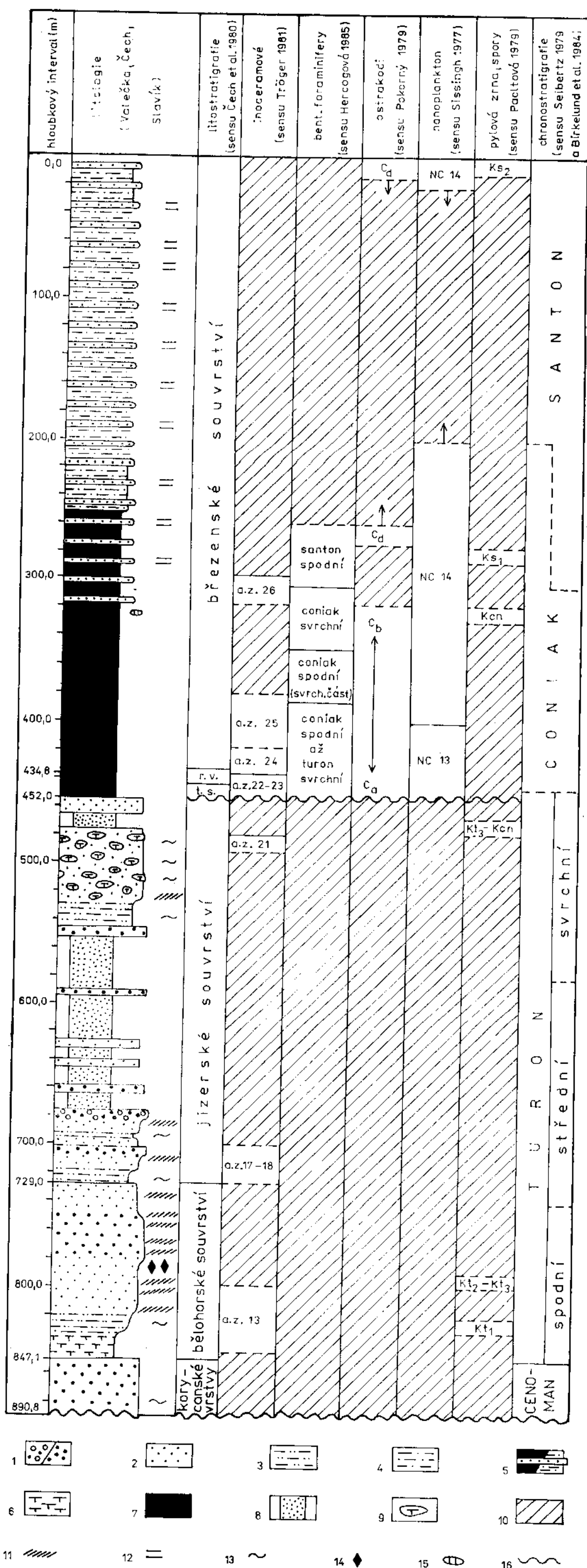
Komplexní zpracování umožnilo porovnat litostratigrafické členění profilu s biostratigrafickou zonací provedenou podle několika faunistic-
kých i floristických skupin.

1. Litologie a litostratigrafie křídového profilu

Křídový profil se vyznačuje všemi základními rysy charakterizujícími litologický vývoj sedimentární výplně ssz. části křídové pánve (Valečka 1979). To umožňuje korelaci profilu s okolními vrty.

K vymezení litostratigrafických jednotek Čecha et al. (1980) bylo využito především litologických kritérií. V případě vymezení intervalu odpovídajícího rohateckým vrstvám (a tím i stanovení stropu teplického a báze březenského souvrství) bylo po konzultaci s dr. Chlupáčem z ÚÚG, v souladu s principy československé stratigrafie (sine 1978), využito kritérií paleontologických.

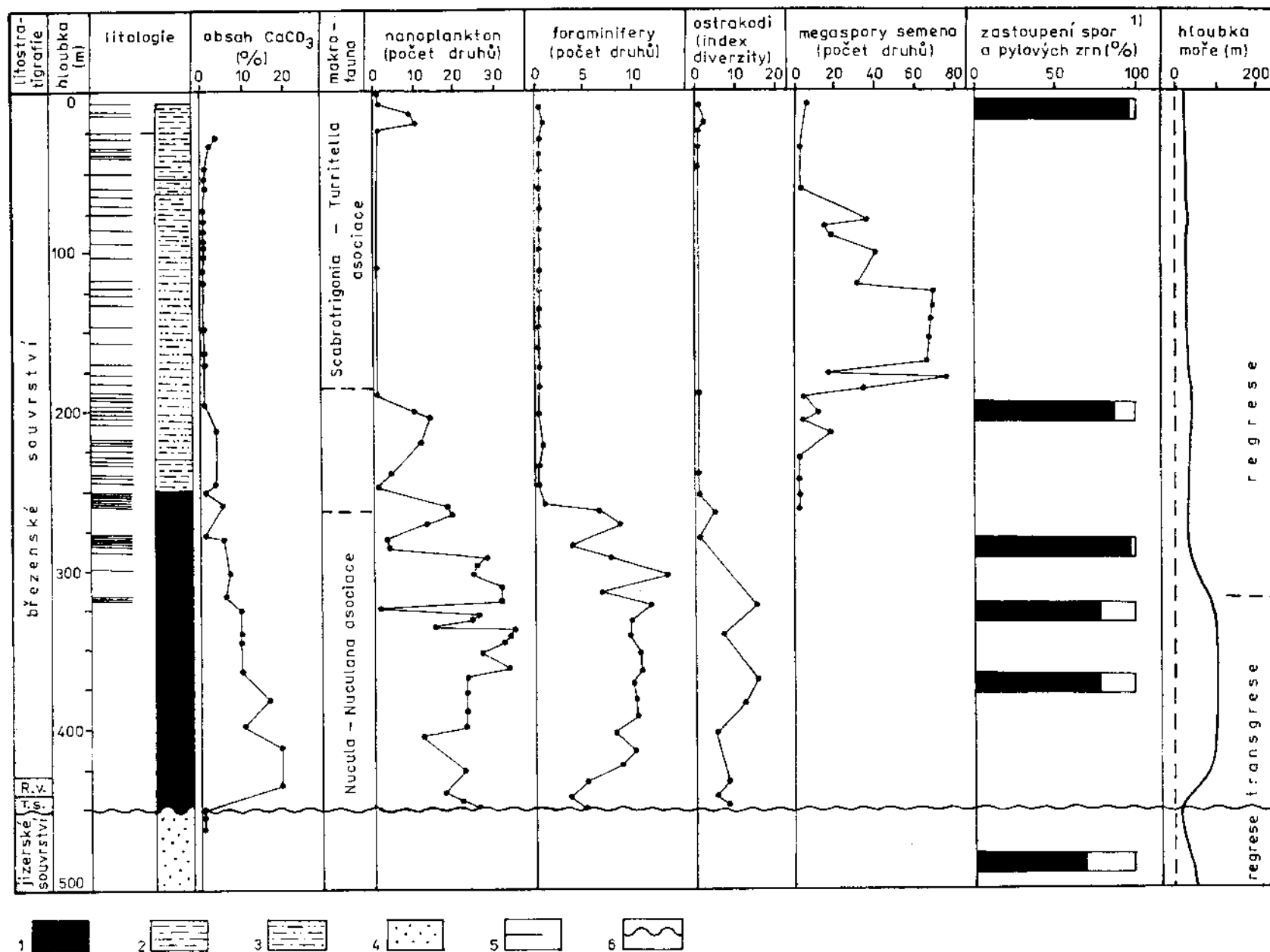
Březenské souvrství (zachovaná neúplná mocnost 429,30 m, interval 5,50—434,80 m). Většinu souvrství reprezentuje flyšoidní facie (Valečka - Rejchrt 1973, Valečka 1979), která je v české křídové pánvi známa zatím jen z tohoto souvrství (též Valečka 1984). Schematicky je litologie flyšoidní facie znázorněna na příl. 1, detailněji, včetně pozice všech pískovcových vložek na příl. 2. Do jílovitých, zčásti jemně písčitých prachovců až silně prachovitojílovitých jemnozrnných pískovců, níže do jílovců s vápnitou příměsí se vkládají tenké vložky jemně až středně zrnitých, dobře vytříděných pískovců. Některé vložky jsou zčásti či zcela sekundárně kalcifikovány (12,5 až 38,3 %, ojedinele 51 % CaCO_3). V profilu flyšoidní facie bylo zjištěno 61 vložek pískovců. Od 205,50 m níže je průměrná mocnost vložek nižší než ve svrchní části (9,4, resp. 65,8 cm). Obdobně je nižší i jejich minimální a maximální mocnost (2,0 a 45,0 cm, resp. 5,0 a 215,0 cm). Mezi mocnostmi a četnostmi pískovcových vložek nebyla zjištěna závislost; úseky, kde jsou vložky nejčastější, se vyznačují nízkou, řádově zpravidla jen centimetrovou mocností. Spodní kontakty vložek jsou ostré, nerovné (erozivní, někdy s vtisky), svrchní kontakty jsou ostré či bioturbované, někdy je tvoří litologický přechod. Výsledky texturní analýzy jsou shrnuty v tab. 1 (textury pomocně označujeme indexy podle Boumy 1962). Při kontaktech vložek jsou časté bioturbační textury — hlavně *Planolites* a *Chondrites*. Uvnitř vložek byl zjištěn *Chondrites*, na spodních, vzácně i na svrchních vrstevních plochách vložek byl identifikován *Planolites* a neurčitelné stopy po lezení (trails). Vložky pískovců svou mocností, charakterem kontaktů i texturními znaky odpovídají tempestitům (bouřkovým horizontům), jak je charakterizují např. Reineck a Singh



Sbor. geol. věd - G - sv. 42

1 - štěrčikovitě a hrubozrnné křemenné pískovce, 2 - středně zrnité křemenné pískovce, 3 - jemně až středně zrnité prachovitojílovité pískovce, 4 - jílovité prachovce až jemnozrnné prachovitojílovité pískovce, 5 - tenké vločky jemně až středně zrnitých pískovců (tempestitů) ve vápničitých jílovcích a v prachovcích, 6 - slínovce, 7 - převážně vápničné jílovce, 8 - ztráta jádra, interpretace pískovců podle karotáže a korelace s okolními vrty, 9 - konkréční polohy kalcifikovaných pískovců, 10 - bezfosilní interval (u biostratigrafických kolonek), 11 - hrubé šikmé zvrstvení, 12 - subhorizontální zvrstvení, 13 - šmouhovitě a dočkovitě zvrstvení, 14 - uhelné klasty, 15 - peiosideritové konkrce, 16 - erozivní povrch, t.s. - teplické souvrství, r.v. - rohatecké vrstvy, a.z. - zóna společenstva inoceramů, Ca-Cd - ostrakodová zóna, NC - zóna vápnitého nanoplanktonu, Ks - santon, Kcn - coniak, Kts - svrchní turon

VZTAH SLOŽENÍ A DRUHOVÉ ČETNOSTI FAUNY A FLÓRY K LITOLOGICKÉMU VÝVOJI TEPLICKÉHO AŽ BŘEZENSKÉHO SOUVRSTVÍ



1) *Tmavé pole* představuje zastoupení suchozemských prvků, *bílé pole* zastoupení mořských prvků; t.s. — teplické souvrství, r.v. — rohatecké vrstvy
 1 — jílovce, převážně vápnité, 2 — jílovité prachovce, zčásti jemně písčité, 3 — prachovitojílovité jemnozrné pískovce, místy přecházející až do jemně písčitých jílovitých prachovců, 4 — křemenné, středně zrnité pískovce, 5 — pozice tenkých pískovcových vložek (tempestitů), 6 — hiát

(1972), Johnson (1978) či Walker (1979). Vložky pískovců v tomto pojetí představují tenký pokryv písčitého materiálu, vneseného během extrémních bouří z příbřežní zóny do hlubší části sublitorální zóny, kde jinak sedimentují aleuropelity (mudstones). Z analýzy textur usuzujeme, že při transportu písčitého materiálu se uplatňovaly jak trakční proudy, tak proudy turbiditní (Walker 1979).

Flyšoidní facie, v níž se do nadloží zvyšují mocnosti pískovcových vložek, signalizuje změlčování pánve při regresi, resp. zvýšení akumulace sedimentů nekompenzované subsidencí (viz kap. 4).

Spodní část souvrství zastupují monotónní, sytě šedé vápnité jílovce. V hloubce 324,0 m se objevují drobné pelosideritové konkrce s obsahem 28 % FeCO₃ (orientační analýza). Podle Čecha et al. (1980) tyto konkrce indikují spodní partii březenského souvrství.

Tabulka 1

Zastoupení texturních znaků ve vložkách pískovců flyšoidní facie březenského souvrství (v procentech)

texturní znak	gradační zvrstvení Ta	subhorizontální laminace Tb	mírně ukloněná ¹⁾ laminace (5--8°)	čeřinovitě zvrstvení Tc	dvě či více textur (Boumova sekvence)	útržky jílovců	vložky bez textur
zastoupení	4,9	31,1	4,9	3,3	7,9 Tab, Tbcd, Tcd	3,3	44,6

¹⁾ pravděpodobně hrůbkovitě šikmé zvrstvení sensu R. G. Walker (1982)

Rohatecké vrstvy (mocnost 8,20 m) nebylo možno podle litologických znaků ve vrtu bezpečně vymezit. V intervalu 434,80--443,00 m však byla identifikována asociace makrofauny, která je jinde v české křídové pánvi pro tyto vrstvy typická (viz kap. 4). Proto ve vrtu s těmito vrstvami korelujeme uvedený interval, reprezentovaný vápnitými jílovcí, litologicky neodlišitelnými od teplického souvrství a spodní části březenského souvrství (příl. 1).

Teplické souvrství (mocnost 9,00 m; interval 443,00--452,00 m). Bazální polohu jednotky tvoří 0,5 m mocná poloha štěrčíkovitého pískovce s jílovitými, slabě vápnitými šmouhami, styk polohy s podložím je rozvrtán. Přibýváním jílovitých šmouh poloha přechází do fádních, sytě šedých vápnitých jílovců. Mocnost souvrství je proti typové oblasti značně redukována, zřejmě v důsledku delšího hiátu po skončení sedimentace jizerského souvrství, příp. kondenzované sedimentace (viz kap. 4). Náhlé vystřídání psamitů jizerského souvrství pelity souvrství teplického (až spodní části březenského souvrství) zřejmě ovlivnila především transgrese, redukující plochu zdrojů psamitického detritu (Klein - Müller - Valečka 1979, Skoček - Valečka 1983).

Jizerské souvrství (mocnost 277,00 m; interval 452,00—729,00 m). V rámci souvrství došlo k značným ztrátám jádra. Získaný vrtný materiál, interpretace karotážních měření i litologický vývoj v okolních vrtech (např. jen 5 km sz. vzdálený vrt J-309 984 Kerhartice) však dokládají, že jednotka je v celém rozsahu zastoupena psamity. Zrnitost psamitů je proměnlivá (příl. 1). Jemnozrné či jemně až středně zrnité, nejméně zastoupené pískovce jsou obvykle (prachovito-) jílovité, často s nepravidelně laminární až čočkovitě šmouhovitou texturou. Středně zrnité křemenné pískovce, většinou s kolísavým hrubozrnným podílem jsou nejčastějším litotypem. Řídce obsahují jílovité šmouhy a nerovné laminy (šmouhovité zvrstvení, příl. III). Šikmo zvrstvené polohy jsou málo četné i mocné (do 30 cm). V jemně až středně zrnitých psamitech se vyskytují bioturbační textury typu *Planolites*, méně *Thalassinoides* (příl. III-2). Hrubozrné pískovce jsou masívní, bez textur. Ve svrchní části souvrství se objevují nepravidelné, difúzně i ostře ohraničené chuchvalcovité a konkrecionální útvary kalcifikovaných pískovců (příl. V, VI), s obsahu CaCO_3 od 15 do 50 %. V nich je často nahromaděna makrofauna (hlavně ústřice a pektinidi). Lokálně akumulované a zčásti diageneticky rozpouštěné schránky makrofauny poskytly kalciumkarbonát pro kalcifikované partie původně nevápnitých, křemenných pískovců.

V bazální části souvrství s dobrým výnosem jádra (v intervalu 674,00—729,00 m) je patrné uspořádání zrnitostních a texturních typů pískovců do inverzních, asymetrických cyklů. Cykly začínají jemně či jemně až středně zrnitými pískovci a končí hrubozrnnými až slepencovitými pískovci (příl. 1). Inverzní cykly jsou pro psamitický vývoj jizerského souvrství v ssz. části české křídové pánve typické. Příčiny cyklické stavby nejsou uspokojivě objasněny, nejsou však regionálního charakteru (transgrese, regrese aj.). Zatím se vznik cyklů vysvětluje vztahy mezi rychlostí akumulace sedimentu a lokálně diferencovanou subsidencí (Klein 1962, 1966, Valček a 1974). Vliv na jejich vznik mohly mít i změny proudového režimu.

Bělohorské souvrství (mocnost 118,10 m; interval 729,00—847,10 m). Souvrství má vývoj typický pro ssz. část české křídové pánve. Tvoří jej inverzní cyklus (Klein 1962, Valček a 1979), charakterizovaný hrubnutím křemenné klastiky od báze cyklu do nadloží. Homogenní či nevýrazně šmouhované (bioturbované) slínovce až vápnité jílovce na bázi cyklu mají příměs křemenného prachu i jemného muskovitu. Do nadloží přecházejí do prachovitojílovitých jemnozrnných pískovců s příměsí muskovitu, zrn kaolinizovaných žilců a zuhelnatělé rostlinné drti. Úsek litologického přechodu i jemnozrné pískovce se vyznačují čočkovitě šmouhovanou texturou a hojnými bioturbačními texturami (*Planolites*, blíže neurčitelné „spreiten“ textury). Svrchní — co do mocnosti největ-

ší — část cyklu zaujímají silicifikované, středně až hrubě zrnité, podřízeně i jemnozrné křemenné pískovce. Často obsahují křemenný štěrčík (příl. I), rozptýlený nebo akumulující se do vrstviček, mocnějších poloh i výplní bioturbačních textur. V intervalu 778,00—785,00 m jsou časté uhelné klasty, někdy s projevy bioeroze (úlomky dřev, prouhelněných až po pohřbení v sedimentu, viz kap. 2). Dominantním texturním znakem křemenných pískovců je šikmé zvrstvení planárního typu. V šikmo zvrstvených polohách, několik cm až 80 cm mocných se často střídají středně až hrubě zrnité a velmi hrubozrné laminy (příl. II). Řídké jsou tmavé nerovné jílovité laminy a *Planolites*. Inverzně cyklický charakter souvrství je interpretován jako stoupající přínos hrubnoucí klastiky daný zvyšující se aktivitou blízkého zdroje a proudovým režimem (Valečka a 1979, Skoček, Valečka 1983). Slínovce na bázi souvrství, nasadající na psamity korycanských vrstev odrážejí změny v rozsahu pánve a zdrojových oblastí po rozsáhlé spodnoturonské transgresi (Klein - Müller - Valečka 1979). Tyto změny mají svůj odraz i ve složení asociace TM.

Korycanské vrstvy (mocnost 43,70 m; interval 847,10—890,80 m). Monotónní sled hrubozrných křemenných pískovců, podřízeně slabě jílovitých, místy se zvýšeným obsahem zrn kaolinizovaných živců (až $\pm 5\%$). V hrubozrné písčité frakci byly na bázi vrstev identifikovány slabě opracované hexagonální bipyramidy vyššího křemene. Ty dokládají, že kromě metamorfitů, doložených složením těžké frakce (viz kap. 3) se na počátku křídové sedimentace jako zdroj uplatnily i permokarbonské ignimbrity. Textury v pískovcích chybějí. Pouze polohy v hloubce 880,30—880,80 m mají jílovité šmouhy a bioturbační textury (zřejmě *Planolites* a *Thalassinoides*).

2. Výskyt velkých uhelných klastů v křídovém profilu

Ve vrtu Vf-1 byly zjištěny výjimečně velké uhelné klasty až vícecentimetrové velikosti hlavně v bělohorském souvrství v hloubce 778,00—785,00 m. Uhlenné úlomky se vyskytují ve světle šedých jemno- až středozrných pískovcích nevrstevnatých se vzácnějšími valounky křemene s průměrem až 7—8 mm, místy s tmavými drobnými nepravidelnými šmouhami tvořenými jílovitou hmotou s organickým pigmentem.

Uhlenné klasty tvoří homogenní uhlenná, černá a lesklá hmota, dosahující maximální délky 80 mm a maximální šířky 25 mm. Převažují spíše plošší typy, uložené obyčejně v subhorizontálních polohách, nebo zcela nepravidelně (příl. IV). Lze pozorovat typy angulární až dosti zaoblené, někdy jsou nápadné výrazné stopy po vrtavé činnosti mlžů (např. *Pholas* aj.).

Z vyseparovaného čistého uhelného materiálu byly provedeny ze tří různých poloh opakované sporové a pylové analýzy (B. Pacltová a P. Valtrová), které přinesly negativní výsledky, protože jde o původní části dřeva, úlomky dřevovitých částí apod. Z uvedených charakteristik vyplývá, že uhelný materiál klastů nepochází z žádného běžnějšího typu slojového uhlí, neboť přeplavené úlomky uhlí by obsahovaly alespoň stopy původních doprovodných sporových charakteristik. Uhelne klasty byly tedy s největší pravděpodobností tvořeny soudobým nebo téměř soudobým dřevovým materiálem, který byl ve vznikajícím sedimentu prouhelněn až po zakrytí dalším materiálem ve vznikajícím redukčním prostředí. Pro přeplavování úlomků dřev svědčí i vrtavá činnost mlžů, u nichž se lze domnívat, že by svoji činnost neuplatňovali v uhelném materiálu.

3. Vývoj společenstev těžkých minerálů

Písčité křídové sedimenty, litologicky homogenní, byly podrobeny studiu těžkých minerálů ze zrnitostní frakce pod 0,25 mm (M. Fassová). Analyzovány byly horniny z flyšoidní facie březenského, jizerského a bělohorského souvrství a korycanských vrstev (viz tab. 2). Byla zjištěna středně bohatá společenstva, která poskytla řadu zajímavých relací. Přehled o společenstvech je shrnut v tabulkách 2 a 3. Rudní a leukoxenové minerály byly vyhodnocovány vzhledem ke 100 zrn, projevy pyritizace či sideritizace byly odhadovány v celkovém množství. Skupina stabilních minerálů tvoří dominantní charakter všech vzorků s výrazným zirkonem, provázeným v poněkud kolísavém množství rutilem a turmalínem. Granát, anatas-brookit, staurolit a monazit se objevují téměř prů-

Tabulka 2

Průměrné obsahy indikujících minerálů (v procentech)

	granát	staurolit	rutil	zirkon	turmalín	apatit
březenské souvrství (flyšoidní facie)	20,0	0,7	17,5	27,9	16,1	3,7
jizerské souvrství	9,2	0,9	29	24,6	26,4	a
bělohorské souvrství	7,1	0,8	22	38,9	19	a
korycanské vrstvy	0,7	2,1	9	27	55,7	a

běžně a s určitými diferenciacemi. Spinel je sporadický a vesměs akcesorický, zatímco též málo četný kyanit a apatit je vertikálně výrazněji diferencován.

Z obecnější problematiky výskytu těžkých minerálů ve vertikálním smyslu lze sledovat obecné působení destrukčních procesů s přibývajícím stářím (Pettijohn 1941 aj.), a to na dvojici minerálů granát-staurolit, kde se staurolit jeví poněkud méně stabilní. Ve vertikálním sledu obsahu granátu do nadloží stoupají, zatímco staurolit je nejhojnější v korycanských vrstvách. Z toho vyplývá, že destrukční diagenetické působení je ve studovaném materiálu minimální až malé a že četnostní změny i ostatních minerálů lze považovat v podstatě za primární. Vliv zrnitosti pískovců na složení těžké frakce byl minimalizován výběrem pokud možno homogenních typů hornin a výběrem standardní zrnitostní frakce pro oddělení těžkých minerálů. Tento způsob je použit hlavně při rozhraní korycanských vrstev s bělohorským souvrstvím, kde dochází ke zjemňování.

Korycanské vrstvy mají výrazně odlišné složení těžké frakce s minimem granátu a maximem staurolitu, provázené značně sníženým obsahem turmalínu. Průměry bělohorského a jizerského souvrství jsou dosti sblížené vyjma určitých odlišnějších trendů hlavně v obsahu stabilních minerálů. Vyšší část březenského souvrství je opět výrazně odlišná nápadně vysokými obsahy granátu, sníženým rutilem a turmalínem a náhlým, systematicky zvýšeným výskytem apatitu. Typickým prvkem je zde vesměs akcesorický, ale systematický výskyt kyanitu v nejvyšší části od 110 m výše.

Z hlediska sedimentologického se ve způsobu přínosu sedimentačního materiálu projevují 3 větší celky. Pro korycanské vrstvy je typický přínos z oblastí tvořených hlavně staurolitickými svorovými typy hornin provázených silnějšími projevy turmalinizace. Další skupinu tvoří bělohorské a jizerské souvrství, která mají celkově vyváženější složení těžké frakce, v níž se uplatňují více granátické typy hornin (s obsahy až 10–13× vyššími proti korycanským vrstvám) a dále skupina rutilu naznačující větší uplatnění přínosu ze starších sedimentárních hornin. V kombinaci se zirkonem, turmalínem, apatitem a monazitem lze předpokládat i přínos z granitoidních typů hornin. Březenské souvrství ve flyšoidní facii má obsahy granátu téměř 30× vyšší než korycanské vrstvy a obsahy apatitu prakticky 4× vyšší než starší souvrství. Nastalo zde podstatné oživení přínosu materiálu z nových, čerstvě obnažených granitoidů a metamorfítů s granátem. Systematický výskyt kyanitu v nejvyšších 110 m profilu značí zcela odlišný přínos i ze silněji metamorfovaných hornin. Rozdíly v materiálovém složení uvedených jednotek jsou způsobeny hlubšími subsidenčními a tektonickými změnami ve vývoji

Tabulka 3

Těžké minerály křídových sedimentů na profilu vrhu Vř-1 Volfartice

stratigrafie	hloubka v m	opakní ex 100				pyrit	rutil	zirkon	turmalin	apatit	monazit	granát	kyanit	staurolit	splel	anatas
		rudy	leukoxen	siderit	pyrit											
Dřezenská souvrství	31,70	24	11		20	21	31	22	4	2	10	1	a	a	9	
	35,50	27	19		5	7	30	32	6	2	15	a	a	a	8	
	57,00	12	18		20	16	18	23	2	1	24	1	1	1	14	
	61,50	41	22		20	10	26	20	7	a	24	1	1	1	11	
	71,60	24	12		10	14	30	13	9	3	20	a	a	a	11	
	76,30	14	5		10	15	22	21	3	4	21	a	a	a	13	
	83,20	19	13		10	21	33	5	4	2	20	a	a	a	15	
	84,26	10	10		15	22	9	32	3	2	20	1	1	1	10	
	87,50	23	11		20	27	30	9	5	4	20	a	a	a	8	
	90,30	14	16		a	9	16	9	2	1	16	1	1	1	2	
	95,10	23	7		5	16	29	45	2	2	22	1	1	2	2	
	103,00	15	28		5	22	14	28	3	3	31	1	1	a	10	
	106,70	17	16		5	24	18	13	5	a	21	1	1	a	12	
	112,00	9	4		5	22	44	5	2	1	23	a	a	a	16	
	117,50	14	4		5	24	38	10	2	2	14	a	a	a	7	
	118,50	21	10		5	20	37	11	2	1	14	a	a	a	8	
	151,50	23	6		60	21	28	6	6	2	16	a	a	a	9	
	165,00	12	9		5	17	33	10	4	4	30	a	a	a	9	
	168,80	24	9		5	17	36	10	5	5	21	a	a	a	9	
	170,75	14	2		50	13	34	13	6	6	14	a	a	a	12	
	183,90	17	15	30	60	16	35	7	6	2	18	a	a	a	11	
	191,85	12	13		50	22	21	14	7	2	24	a	a	a	16	
	208,35	7	4		80	14	30	16	5	5	27	a	a	a	12	
212,30	19	11		50	14	30	14	2	2	27	1	1	1	10		
222,15	12	23		30	13	26	14	4	4	21	1	1	1	13		
								2	2	28	1	1	1	13		

Tabulka 4

Obsahy CaCO₃ v profilu vrtu Vř-1 (v procentech)

stratigrafie	metráž vzorků	mezí obsahy CaCO ₃	počet vzorků	průměrný obsah CaCO ₃	poznámka
břeženské souvrství a rohatecké vrstvy	31,7—195,9	0,3— 2,5	19	0,9	běžné horniny bez kalcifikace
	212,3—316,5	0,7— 8,5	11	4,0	běžné horniny bez kalcifikace
	31,7—316,5	0,3— 8,5	30	2,0	celkový průměr běžné horniny bez kalcifikace
	177,5—236,3	12,5—51,9	16	28,9	kalcifikované typy
jízerské souvrství	324,4—436,4	10,2—20,0	9	13,5	pelitické horniny
	452,5—725,5	0,2— 6,0	19	3,6	běžné pískovce
	476,2—532,75	15,9—50,5	14	33,9	kalcifikované typy
bělohorské souvrství	733,15—845,0	0,1— 1,0	17	0,3	běžné pískovce
korycanské vrstvy	847,7—890,7	0,1— 0,3	10	0,2	běžné pískovce

zdejší oblasti křídové pánve, hlavně podstatnými přerывy mezi korycanskými vrstevami a bělohorským souvrstvím a uvnitř flyšoidní facie březenského souvrství.

4. Makrofauna

Distribuce vůdčích mlžů byla ve vrtu Vf-1 značně nerovnoměrná. Pouze v pelitických sedimentech spodní části březenského až svrchní části teplického souvrství byli inoceramové nejhojnější, a proto bylo možno stanovit jejich sukcesí. V nižších litostratigrafických jednotkách, vyvinutých převážně jako psamity, byla indexní makrofauna zjištěna pouze sporadicky.

V této práci bylo použito zón společenstev inoceramů podle Trögera (1981). Rozsah a hranice chronostratigrafických jednotek jsou upraveny podle Seibertze (1979) a Birkelunda a kol. (1984).

Březenské souvrství

Ve vyšší části březenského souvrství nebyla zjištěna žádná stratigraficky významná makrofauna, pouze v jemnozrnných jílovitoprachovitých pískovcích s příměsí slídy a uhelných klastů v metrážích 11,4–23,2 m a 147,5–150,8 m byla nalezena makrofauna indikující podmínky mělkého moře v blízkosti komplexu písčitých podmořských valů: *Panopea regularis* d'Orbigny, *Poroleda siliqua* (Goldfuss), *Neitheia* sp., *Glycimeris* cf. *geinitzi* (d'Orbigny), *Liopistha aequivalvis* Goldfuss, *Corbula* cf. *substriatula* d'Orbigny, „*Aporrhais*“ sp., „*Rhynchonella*“ sp.

V nižší části březenského souvrství, asi od 250,0 m níže, je zastoupena asociace charakterizující již podmínky otevřeného šelfového moře: *Nuculana semilunaris* (Buch), *Scapharca undulata* (Reuss), *Syncyclo-nema nilsoni* Goldfuss, *Venus* sp., *Gervilia* sp., „*Natica*“ *vulgaris* Reuss, „*Aporrhais*“ *megaloptera* Reuss, *Hamites bohemicus* Frič, *Scaphites geinitzi* d'Orbigny, *Scaphites* cf. *kieslingswaldensis* Lang. et Grund.

Nejmladší zjištěnou inoceramovou zónou ve vrtu Vf-1 je coniacká zóna 26 s asociací druhů *Volviceramus involutus* Sowerby (301,00 m) a *Platyceramus* cf. *mantelli* Mercey (313,00 m). Mimo ně byl zjištěn i *Peroniceras* cf. *tridorsatum* (Schlüter) v hloubce 322,50 m. Při srovnání s distribucí inoceramů v okolních vrtech (např. Merboltice CK-1, Benešov n. Ploučnicí SK-1, Těchlovice SK-22, Zubrnice SK-26, Lipová

J 738 329, Strážky TH-29 aj.) je zřejmé, že tato úroveň ve vrtu Vf-1 představuje poslední hojný výskyt involutních inoceramů. Nad touto zónou byly v okolních vrtech zjištěny asociace inoceramů: *Magadiceramus subquadratus* (Schlüter) a subsp., *Inoceramus fasciculatus* Heine, *Inoceramus digitatus* Sowerby, *Platyceramus cycloides* Wegner a subsp. Podobnou sekvenci zjistil v z. části Českého středohoří i Macák (1967). V této asociaci jsou jak coniacké, tak i santonské prvky, ale dosud se nepodařilo nalézt divergentně žebrované inoceramky, indukující pachti/undulatoplicatus zónu santonu. Dříve udávané výskyty *Inoceramus* ex gr. *subcardisoides* Schlüter Soukupem (1956) a *Inoceramus pachti* Arkhangelsky Macákem a Müllerem (1963) nebyly potvrzeny (Macák 1967). Také dosud nebyly nalezeny v české křídové pánvi amoniti rodu *Texanites* definující bázi santonu.

Ve spodní části březenského souvrství byla zjištěna středně coniacká inoceramová zóna společenstva 25 s asociací druhů *Inoceramus kleini* Müller (sensu Andert) v metrůžce 383,40—409,50 m a *Volviceramus koeneni* (Müller) z hloubky 413,30 m. Spolu s nimi byl zjištěn i *Peroniceras* cf. *tridorsatum* (Schlüter) (404,00 m) a *Scaphites kieblingswaldensis* Lang. et Grund. (364,00 m).

Rohatecké vrstvy

Rohatecké vrstvy byly vymezeny ve vrtu Vf-1 na základě charakteristické asociace makrofauny a hojných chondritických textur v intervalu 434,80—443,00 m (viz též kap. 1).

V hloubce 434,80 m byl nalezen *Cremnoceramus* cf. *deformis* (Meek), typický pro coniackou zónu společenstva 24. V této zóně byly na několika lokalitách v české křídové pánvi zjištěny amoniti „*Barroisiceraras haberfelneri*“ (Hauer) (Oškobrh, Vinice) a *Peroniceras tricarinatum* (d'Orbigny) (Keblice, vrty Rýdeč Úb-7 a Lbín J 854 604).

V intervalu 436,00—443,00 m byly nalezeny četné exempláře druhu *Inoceramus waltersdorffensis* Andert, charakterizující zóny společenstva 24 a 23.

Z ostatní makrofauny rohateckých vrstev v tomto intervalu lze uvést: *Nuculana semilunaris* (Buch), *Dentalium medium* Sowerby a *Scaphites geinízi* d'Orbigny.

Teplické souvrství

Teplické souvrství je ve vrtu Vf-1 oproti z. části Českého středohoří a pookherské oblasti silně redukováno na pouhých 9 m (interval 443,00—

452,00 m). V tomto úseku byl z makrofauny zjištěn pouze *Inoceramus waltersdorfensis* A n d e r t v hloubce 444,50 m (zóna společenstva 24 a 23). Jelikož nebyly zjištěny asociace inoceramů a jiné makrofauny charakteristické pro starší zónu společenstva 22, typickou pro spodní polovinu teplického souvrství v typové oblasti, je oprávněné se domnívat, že spodní polovina teplického souvrství není ve vrtu Vf-1 zastoupena, resp. je obsažena v bazálním horizontu. Kontakt báze teplického s jizerským souvrstvím je na vrtu Vf-1 rozvrtán. V blízkých vrtech (Habřina SH-14, Zubrnice SK-26, Lovečkovice J 668 639) je v bazálním horizontu mocném 0,15—0,30 m hojná příměs glaukonitu a fosfátové konkrece. Báze horizontu je ostrá, erozivní. Horizont indikuje kondenzovanou sedimentaci po hiátu, během něhož vznikla hiátová plocha („omission surface“). Z tohoto horizontu byla M a c á k e m (1963) na lokalitě Býčkovice získána hojná fosfatizovaná fauna. Při revizi inoceramů z této lokality byly zjištěny druhy: *Inoceramus costellatus costellatus* W o o d s, *Inoceramus striatoconcentricus* G ü m b e l, *Mytiloides labiatoidiformis* { T r ö g e r } a *Inoceramus cuvieri* S o w e r b y (pozdní forma). Tato asociace představuje Trögerovu zónu společenstva 22 charakterizující svrchní turon. Z již uvedených skutečností vyplývá, že oblast, v níž byl vrt Volfartice Vf-1 umístěn (a také okolní vrty s podobným vývojem teplického souvrství, např. Markvartice J 345 404, Kerhartice J 309 984, Benešov n. Ploučnicí SK-1, Žandov J 360 548, Těchlovice SK-12 atd.), není vhodná pro řešení hranice turon—coniak, která je podle B i r k e l u n d a a kol. (1984) kladena do úrovně prvního výskytu *Inoceramus waltersdorfensis* A n d e r t spolu s výskytem rodu *Didymotis*, což odpovídá úrovni poblíž rozhraní Trögerových zón společenstev inoceramů 22 a 23. Z tohoto hlediska je nutno posuzovat i ostatní paleontologické a paleobotanické rozbory ve vrtu Vf-1 a již dříve provedené rozbory na okolních vrtech.

Jizerské souvrství

Vlivem velkých ztrát jádra ve střední části jizerského souvrství (viz příl. 1) bylo možné makrofaunisticky charakterizovat pouze svrchní a spodní část souvrství. Ve vápnitých shlucích svrchní části souvrství jsou hojné drobné ústřice, *Camptonectes virgatus* N i l s s o n, *Synccyclonema nilsoni* { G o l d f. }, *Neitheia quinquecostata* S t o l i c z k a a *Lima granulata* D e s h.

Ve spodní části souvrství byly hojné drobné exogyroidní ústřice a v metrži 726,80—727,10 m zastiženy v několika úrovních lumachely rhynchonelidních brachiopodů vyznačující výrazný biohorizont na bázi jizerského souvrství v sv. části Českého středohoří.

Z inoceramů byl nalezen pouze v hloubce 485,00 m *Inoceramus costellatus* Woods (malá forma), zastupující zde svrchnoturonskou zónu společenstva 21 [podle Trögera (1981) vyšší část středního turonu]. Další nálezy inoceramů pocházejí až ze spodní části souvrství, kde v metrůžce 700,00—705,00 m byl hojný *Inoceramus cuvieri* Sowerby a v hloubce 727,00 m *Inoceramus apicalis* Woods. Oba druhy představují zónu společenstva 17 a spodní část zóny společenstva 18 středního turonu [podle Trögera 1969, 1981 báze středního turonu].

Bělohorské souvrství

V bělohorském souvrství (729,00—847,10 m) byla zjištěna spodnoturonská inoceramová zóna společenstva 13 podle četných dvoumiskových exemplářů druhu *Mytiloides labiatus* (Schlotheim) (800,00—826,00 m) a *Mytiloides goppelnensis* Sornay (= *M. opalensis* Böse) v hloubce 841,90 m.

Korycanské vrstvy

V korycanských vrstvách (847,10—890,90 m) nebyla zjištěna žádná inoceramová fauna, ale nálezy *Neithea aequicostata* (Lamarck) (867,00 m) a *Chlamys* sp. (856,00 m) charakterizují v české křídové pánvi svrchní cenoman v marinním vývoji.

5. Bentózní foraminifery

Z vrtu Volfartice bylo na mikrobiostratigrafické zpracování odebráno celkem 75 vzorků svrchnokřídových sedimentů v rozmezí hloubek 8,50—451,20 m (tab. 5).

Březenské souvrství, rohatecké vrstvy a teplické souvrství

1. Ve výplavech z nejvyššího úseku (hloubka 8,50—257,30 m) foraminifery se vyskytují zcela ojediněle: *Vaginulina trilobata* (d'Orb.) a některé aglutinované druhy; potvrzují však příslušnost této části souvrství k mořským sedimentům svrchní křídy.

2. Spodní santon byl mikrofaunisticky vymezen ve vzorcích z hloubky 259,30—305,50 m.

Z foraminifer se nejčastěji vyskytují aglutinované druhy, poměrně hojně zastoupen je však i vápnitý bentóz, k němuž patří i v tomto vrstu zjištěné stratigraficky významné druhy, jejichž výskyt začíná v santonu (Hercogová 1985): *Gyroidinoides globosa* (Hagenow), *Globorotalites subconica* Morrow, *Gavelinella pertusa* (Marsson) [v tab. 5 nesprávně uvedeno *G. stelligera* (Marie)] a *Gavelinella tumida* Brotzen.

Přestože celý spodní santon ve vrstu Volfartice patří z ekologického hlediska do tzv. pásma mělkého šelfového moře (nejblíže příbřežnímu pásmu) (Hercogová 1978), projevuje se v rozmezí mezi hloubkou 275,50 a 282,50 m podle asociace bentózních foraminifer ještě další výrazné změlení: v relativně hlubší spodní části (z hloubky 282,50—305,50 m) patří k hojněji zastoupeným druhům např. *Gaudryina bronni* (Reuss), *Gaudryina pyramidata* Cushman, *Gaudryina rugosa* d'Orb., *Dorothyia conula* (Reuss) a *Gyroidinoides globosa* (Hagenow), pro asociace z nadloží (z hloubky 259,30—275,50 m) jsou charakteristické typicky mělkovodní foraminifery *Vaginulina trilobata* (d'Orb.), *Dorothyia pupa* (Reuss) a *Gaudryina frankei* Brotzen.

3. Svrchní coniak (hloubka 310,50—346,50 m). Ze stratigraficky významných neoflabellin byly zjištěny pouze v jediném vzorku (z hloubky 318,00 m) *Neoflabellina suturalis praerugosa* Hiltermann a *Neoflabellina suturalis suturalis* (Cushman). K nejpočetněji zastoupeným druhům patří zástupci rodu *Gaudryina*: *G. bronni* (Reuss), *G. laevigata* Franke, *G. pyramidata* Cushman a *G. rugosa* d'Orbigny, *Guttulina communis* d'Orbigny je relativně vzácná, ale rozšířená v celém rozsahu svrchního coniak (a dále v santonu).

V téměř celém rozsahu svrchního coniak a svrchní části spodního coniak byly zjištěny celé schránky *Hoeglundina stelligera* (Reuss). Hoeglundiny mají aragonitové schránky, které se rozpouštějí snadněji než vápnité, běžné u ostatních druhů foraminifer. Ve většině asociací z české křídly — převážně turonu, ale často i z coniak proto nalézáme z hoeglundin pouze pyritová jádra, která mají jen ojediněle zachována zbytky původního materiálu schránek v rýhách švů. Nález celých schránek, většinou pouze slabě poškozených, často buď jen na dorzální, nebo jen na ventrální straně, svědčí o velmi rychlém pokrytí sedimentem, který zabránil jejich rozpuštění.

4. Svrchní část spodního coniak (hloubka 353,30—379,50 m). Asociace foraminifer mají obdobné složení jako ve svrchním coniak, ale chybí zde *Guttulina communis* d'Orbigny a naopak navíc se vyskytují exempláře *Pyramidina kelleri* (Vasilenko) a *Gaudryina variabilis* Mjatljuk.

5. Spodní část spodního coniak a svrchní turon, hloubka 385,50—

Tabulka 5

Bentózní foraminifery ve vrtu Volfartice Vt-1

stratigrafie	březenské souvrství															
	santon	spodní santon														
hloubka v m	8,5 - 12,6	17,5 - 22,2	27,5 - 217,3	222,6	223,1 - 251,8	255,4 - 257,3	259,3	262,2	265,5	270,5	275,5	282,5	288,5	294,5	300,5	305,5
Vaginulina trilobata (d'Orbigny)																
Gavelinella stelligera (Marie)																
Dorothia pupa (Reuss)																
Quadriformina camerata Brotzen																
Globorotalites subconica Morrow																
Gyroidinoides globosa (Hagenow)																
Gaudryina frankel Brotzen																
Guttulina communis d'Orbigny																
různé aglutinované druhy																
Gavelinella tumida Brotzen																
Gavelinella moniliformis (Reuss)																
Gaudryina pyramidata Cushman																
Dorothia oxycana (Reuss)																
Gaudryina bronni (Reuss)																
Globorotalites turonica Kaever																
Dorothia conula (Reuss)																
Gaudryina rugosa d'Orbigny																
Gaudryina carinata Franke																
Hoeglundina stelligera (Reuss)																
Gaudryina laevigata Franke																
Neoflabellina baudouiniana (d'Orbigny)																
Neofl. suturalis praerugosa Hiltermann																
Neofl. suturalis suturalis (Cushman)																
Pyramidina kelleri Vasilenko																
Gaudryina variabilis Mjatljuk																
Gaudryinella concinna (Reuss)																
Belorussiella bolivinaeformis Akimec																
Gavelinella berthelini (Keller)																

Tabulka 5

březenské souvrství		rohatecké vrstvy	teplické souvrství
svrchní coniak	spodní coniak		
	svrchní část	spodní část	
310,5			
315,5			
318,0			
323,0			
328,7			
331,8			
332,2			
334,6			
336,4			
341,5			
346,5			
353,3			
358,4			
364,0			
369,5			
374,5			
379,5			
385,5			
391,5			
397,6			
402,5			
407,5			
412,5			
419,5			
424,5			
430,3			
436,0			
440,0			
444,5			
447,0			
450,8			
451,2			

451,20 m, můžeme podle složení anorganické části výplavů rozdělit na dvě části: ve svrchní (hloubka 385,50—444,50 m) je relativně hojný pyrit a úlomky slínovce až prachovitěho slínovce; křemenná zrna se vyskytují v malém množství. Ve spodní části (hloubka 447,00—451,20 m) ve výplavech převládá křemen, provázený méně častým pyritem.

Ve složení asociací foraminifer však v tomto úseku nebyly zjištěny žádné stratigraficky významné změny. Celý interval je charakterizován výskytem schránek *Gaudryinella concinna* (Reuss) a většinu druhů nalézáme v celém jeho rozsahu, i když přerušovaně — v závislosti na relativně málo příznivých sedimentačních podmínkách. O ekologických vlivech na složení asociací foraminifer svědčí např. krátkodobý výskyt *Gavelinella berthelini* (Keller) ve výplavech se zvýšeným obsahem křemene (hloubka 447,00—450,80 m) nebo nálezy schránek *Belorussiella bolivinaeformis* A k i m e c v nejvyšší poloze tohoto souvrství (v hloubce 385,50—391,50 m).

Z hlediska hloubkových poměrů sedimentovaly horniny celého coniaqu (a svrchního turonu ?) v pásmu mělkého šelfového moře, v němž docházelo (podobně jako v santonu) ještě k dalšímu, méně významnému kolísání hloubek.

6. Ostrakodi

Na obsah ostrakodů byly zkoumány vzorky z hloubek 8,00—9,00 m, 16,00—17,00 m⁺, 22,00—23,00 m, 35,00—36,00 m, 47,00—48,00 m, 188,00—189,00 m⁺, 241,00—242,00 m, 253,00—254,00 m, 264,00—265,00 m⁺, 280,00—281,00 m⁺, 320,00—321,00 m⁺, 339,00—340,00 m⁺, 366,00—367,00 m⁺, 383,00—384,00 m⁺, 400,00—401,00 m⁺, 431,00—432,00 m⁺, 441,00—442,00 m⁺, 446,00—447,00 m⁺.

Ostrakodi byli zjištěni pouze ve vzorcích, které jsou značeny křížkem. Několik význačných druhů ostrakodů je vyobrazeno na příl. VII.

Jediné číslo v závorce za druhovým jménem označuje počet dospělých lasturek; jsou-li uvedena dvě čísla, značí první počet všech nalezených lasturek, druhé počet dospělých lasturek.

Březenské souvrství, rohatecké vrstvy a teplické souvrství

Výplav z hloubky 16,00—17,00 m obsahuje společenstvo nejvyššího známého ostrakodového pásma české křídly, které autor (Pokorný 1979) provizorně označil indexem C_a: *Bairdoppilata* sp. (4—3), *Cythereis* ex gr. *ornatissima* (Reuss) sp. n. (20), *Cytherella ovata* (Roemer)

(6—3), *Cytherelloidea* ex. juv. (1—0), *Mosaeleberis bohémica* Pokorný (57), *Pterygocythereis spinigera* Pokorný (2), *Pterygocythereis* sp. n. - 1 (2 frgm.), *Pterygocythereis* sp. n. - 2 (1 frgm.), *Schuleridea* sp. (2), *Xestoleberis* sp. (2).

Druhy *M. bohémica*, *C. ex gr. ornatissima* sp. n. a dva nové druhy r. *Pterygocythereis* byly dosud nalezeny pouze v pásnu C_d.

Výplav z hloubky 188,00—189,00 m poskytl jediný exemplář ostrakoda, náležející pravděpodobně rodu *Macrocypris*.

Výplav z hloubky 264,00—265,00 m poskytl asociaci: *Asciocythere* sp. (2), *Bairdoppilata septentrionalis* (Bonnama) (10—6), *Costaveenia fallax* Pokorný (1 schránka), *Cythereis ex gr. ornatissima* sp. ind. (podobná *C. ex gr. ornatissima* sp. n. ze vz. 16,00—17,00 m, avšak podstatně menší) (9), *Cytherella ovata* (Roemer) (8—0), *C. ex gr. parallela* (Reuss) (10—6).

Rod *Costaveenia* je dosud v české křídě znám pouze z pásma C_d.

Presné určení stáří sedimentů tohoto pásma je dosud neuspokojující. Význační ostrakodi tohoto pásma byli nalezeni v hliníku někdejší cihelny v Červené Vodě, a to ve stejném vzorku, z něhož pochází Dvořákem (1963) popsaný exemplář *Inoceramus (Volviceramus) involutus* Sowerby, který je považován za vůdčí pro stejnojmennou zónu coniacu; patří k nim *Mosaeleberis bohémica* Pokorný, *M. crassa* Pokorný a *Golcocythere ptygmata* (Triebel & Malz), z nichž posledně jmenovaný druh je mimo území české křídě znám pouze z vyšší části středního santonu a ze svrchního santonu Vestfálska (NSR) a ze santonu NDR. I když vezmeme v úvahu skutečnost, že ostrakodi jsou značně závislí na faciích a jejich první a poslední výskyty se tudíž v různých oblastech mohou značně lišit, nelze přehlédnout skutečnost, že v ostrakodovém pásnu C_d se vyskytuje několik dalších druhů mikrofauny, které jsou odjinud známy pouze ze santonu a vyšších vrstev. Z ostrakodů je to *Golcocythere costanodulosa* Gründel, známý ze santonu NDR a ze středního a svrchního santonu NSR (Triebel - Malz 1969). V české křídě se tento druh vyskytuje již ve spodní části vrstev, které náležejí pásnu C_d. Santonské prvky jsou ze sedimentů tohoto pásma uváděny i mezi foraminiferami (srov. Hercogová v této práci).

Nejbližší starší fosiliferaní vzorek z hloubky 280,00—281,00 m poskytl pouze *Rehacythereis? chlomkensis* (Pokorný) (4), pyritové jádro *Polycope* sp. a neurčitelné pyritové jádro ostrakoda.

Výplav z hloubky 320,00—321,00 m obsahuje bohatou coniackou ostrakodovou faunu, jejíž složení je typické pro část březenského souvrství, která odpovídá souvrství Xe dříve používaného neformálního stratigrafického členění, resp. ostrakodového pásma, jež autor označil jako C_b (Po-

korný 1979): *Argilloecia* sp.? (1 frgm.), *Bairdoppilata* cf. *septentrionalis* (Bonnama), deformované ex. a úlomky (5), *Cythereis luzicensis* Pokorný (3—1), *Cytherella ovata* (Roemer) (9—6), *Cytherella* gr. *parallela* (Reuss) (23—4), *Cytherella* sp. (1—0), *Cythereloides* sp. (2), *Eucytherura dorsotuberculata* v. Veen (6), *Eucytherura* sp. (2), *Mutacyprideis attenuata* (Reuss) (4), *Neonesidea (Maddocksia) vinicensis* (Šulc) (4—0), *Parvacytheis subparva* (Pokorný) (5), *Phacorhabdotus semiplicatus* (Reuss) (5), *Pterygocythereis* sp. (1 frgm.), *Rehacythereis? chlomkensis* (Pokorný) (4—3), *Trachyleberidea geinitzi* (Reuss) (3), gen. et sp. ind. (2).

Bohaté společenstvo pochází z hloubky 446,00—447,00 m: *Amphicytherura* sp. (5), *Asciocythere* gr. *bonnema* Deroo (1), *Bairdoppilata cuvillieri omnipraesens* Pokorný (der. ex., 23—21), *Curfsina karkai* Pokorný (forma bez interkalárního dentrodorzálního žebra) (12), *Cythereis* ex gr. *adictyota* Pokorný (4), *Cythereis longaeva* Pokorný (19), *Cytherella ovata* (Roemer) (375—47), *Cytherella* ex gr. *parallela* (Reuss) (35—22), *Golcocythere calkeri* (Bonnama), *Karsteneis karsteni karsteni* (Reuss) (77), *Krithe?* sp. (2), *Mutacyprideis attenuata* (Reuss) (28), *Neonesidea (Maddocksia) vinicensis* (Šulc) (4), *Parvacytheis subparva* (Pokorný) (93—92), *Pterygocythereis* cf. *spinosa* (Reuss) (49, vesměs fragmenty), *Rehacythereis? chlomkensis* (Pokorný) (1), *Schuleridea* sp. (3), *Trachyleberidea geinitzi* (Reuss) (19), *Xestoleberis* sp. (1).

Pro určení stáří této asociace mají význam *Curfsina karkai*, jež je v české křídě známa od vyššího středního turonu do spodního ostrakodového pásma coniaků (pásmo C_a — Pokorný 1979) a *Karsteneis karsteni*, známá v české křídě od středního turonu do coniakého ostrakodového pásma C_c. Morfologie tohoto druhu se vyvíjela. Ve vrstvách středního a svrchního turonu (snad s výjimkou jeho nejvyšších částí) je zastoupen amfigonickým poddruhem s náznaky středního hrbolu a se zřetelným anterodorzálním žebírkem, v coniakých ostrakodových pásmech C_b a C_c nominátním poddruhem, u něhož oba tyto skulpturní znaky vymizely a u něhož rovněž došlo ke zmenšení hodnoty délkovýškového indexu; většina jeho paleopopulací je nadto partenogenetická. Dosud málo známé populace z nejstaršího ostrakodového coniakého pásma a snad i z nejvyšší části svrchního turonu zaujímají mezi oběma poddruhy zhruba intermediární postavení.

Ve vrtu V1-1 byl tento druh nalezen mezi 447,00—366,00 metry, a to poměrně hojně, přičemž však nedeformovaných a tedy biometricky zhodnotitelných jedinců je málo. V celém uvedeném stratigrafickém úseku je zastoupen formou bez náznaků centrálního hrbolu nebo jen s nepatrnými náznaky anterodorzálního žebírka. Všichni jedinci náležejí

samičkám. Jeho průměrný délkovýškový index ze vzorku z hloubky 446,00—447,00 m činí 1,66 (pro $N = 9$), ve vzorku z hloubky 442,00—443,00 m 1,67; ze vzorku z hloubky 441,00—442,00 m jediný neporušený exemplář má hodnotu 1,64, exempláře z hloubky 431,00—432,00 m mají hodnoty 1,63, 1,63 a 1,61. Morfologie, délkovýškový index i způsob rozmnožování exemplářů tohoto druhu ze vzorku z hloubky 446,00—447,00 m nasvědčují tedy stáří v rozpětí nejvyššího turonu až spodní ostrakodové zóny coniacu.

Ve vzorcích mezi 320,00 a 447,00 m byly nalezeny kromě již zmíněných druhů ještě tyto stratigraficky významné druhy: *Cythereis adictyota* Pokorný mezi 366,00 a 447,00 m, která je v české křídě známa od středního turonu do coniackého ostrakodového pásma C_b , a *Karsteneis (Prosteneis) radegasti* Pokorný mezi 400,00 a 443,00 m. V oblasti Hradce Králové (vrty Ústř. út. geol. Borek BK-1 a Věstary VY-1) byly nejstarší výskyty tohoto druhu zjištěny pod bází rohateckých vrstev („zvonivých inoceramových opuk“). V Poohří je tento druh znám od polohy inoceramových opuk do nadloží pelosideritového horizontu, tedy z ostrakodových pásem C_a a C_b (Pokorný 1979). *Krithe bonnemai* Deroo byla nalezena ve vzorku z hloubky 442,00—443,00 m. Tento druh je v oherské křídě znám z vyšších částí teplického souvrství (tj. ze souvrství Xc neformální stratigrafie) a z březenského souvrství ve vrtech v okolí Hradce Králové teprve z vrstev v nadloží rohateckých vrstev.

O stupni rozvoje ostrakodových asociací podává svědectví index jejich diverzity, k jehož výpočtu bylo použito obrácené hodnoty Simpsonova vzorce: $D = N(N-1)/n(n-1)$. V tomto vzorci N značí celkový počet exemplářů a n_1, n_2 až n_z počet jedinců jednotlivých druhů, takže $n = N$. Hodnota tohoto indexu činí ze vzorku z hloubky 320,00—321,00 m 15,7, z hloubky 339,00—340,00 m 7,7, z hloubky 366,00—367,00 m 14,4, z hloubky 383,00—384,00 m 12,2, z hloubky 400,00—401,00 m 4,6, z hloubky 431,00—432,00 m 9,3, z hloubky 441,00—442,00 m 5,5, z hloubky 442,00—443,00 m 6,0, z hloubky 446,00—447,00 m 8,0.

Simpsonův index bere v úvahu jak celkový počet druhů ve vzorku, tak též jejich poměrné zastoupení (ekvitabilitu). Čím vyšší je jeho hodnota, tím rozmanitější společenstvo, tedy tím příznivější podmínky pro jeho rozvoj. Tato zjednodušená konstatace nebere ovšem zřetel na zvláštnosti fosilního materiálu, kde např. stupeň stratigrafické kondenzace, transport lasturek a jejich selektivní rozrušování mohou hodnotu indexu původního společenstva podstatně modifikovat.

7. Vápňitý nanoplankton

Vápňitý nanoplankton ve vrtu Volfartice Vf-1 byl studován v intervalu 13,60—451,20 m.

Březenské a teplické souvrství

Litologicky jsou sedimenty vrtu Vf-1 málo příznivé pro výskyt a zachování vápňité nanoflóry. V profilu vrtu se vyskytují druhově podobná společenstva vápňitého nanoplanktonu (viz tab. 6) s *Marthasterites furcatus* (Deflandre) Deflandre, *Micula decussata* Vekshina (od hloubky 397,60 m do nadloží) a *Broinsonia* ex gr. *furtiva-lacunosa* (sensu Doeven 1983). Směrem do nadloží druhová diverzita nanofosilií výrazně klesá. Kvantitativně jsou výskyty tělísek vápňitého nanoplanktonu od hloubky 264,20 m do nadloží pouze ojedinělé. V intervalu 23,20—188,90 m jsou vzorky negativní.

Studovaný interval vrtu Volfartice Vf-1 můžeme podle vápňitého nanoplanktonu rozdělit na dva úseky:

1. 13,60—397,60 m: společenstvo vápňitých nanofosilií směrem do nadloží hůře zachované a s klesající druhovou diverzitou. Nastupuje *Micula decussata* Vekshina, dále se vyskytují *Broinsonia* ex gr. *furtiva-lacunosa*, *Marthasterites furcatus* (Deflandre) Deflandre a ?*Reinhardtites* sp. Tento úsek vrtu můžeme zařadit do zóny NC 14 *Micula staurophora* (sensu Sissingh 1977).
2. 402,50—447,00 m: dobře zachované společenstvo vápňitých nanofosilií s *Marthasterites furcatus* (Deflandre) Deflandre a *Broinsonia* ex gr. *furtiva-lacunosa* (sensu Doeven 1983). V hloubce 402,50 m se ojediněle vyskytovaly pouze přechodné formy mezi druhy *Quadrum gartneri* Prins et Perch-Nielsen a *Micula decussata* Vekshina. Typický zástupce *Micula decussata* Vekshina již nebyl zjištěn. Sedimenty tohoto úseku vrtu můžeme zařadit do zóny NC 13 *Marthasterites furcatus* (sensu Sissingh 1977).

Nanofosilie, které by indikovaly zónu NC 15 *Reinhardtites anthophorus* (santon), nebyly zjištěny ani v sedimentech z nejvyšší části vrtu Vf-1 v hloubkách 13,60 a 21,40 m. Tyto dva vzorky však bohužel obsahovaly velmi chudé společenstvo vápňitého nanoplanktonu s ojedinělými výskyty nanofosilií.

Perch-Nielsen (1979) v zóně NC 15 uvádí nástup tří druhů nanofosilií: *Reinhardtites anthophorus* (Deflandre) Perch-Nielsen, *Micula concava* (Stradner) Bukry a *Lithastrinus grilli* Stradner. V materiálu vrtu Vf-1 se vyskytovaly od hloubky 361,50 m do nad-

Tabulka 6

Vápenné nanofosilie v křídových sedimentech vrtnu Volfartice Vf-1

	13,60 m	220,30 m	302,20 m	397,60 m	447,00 m
<i>Ahmuellereilla octoradiata</i> (Górka) Reinhardt	+	+	+	+	+
<i>Biscutum constans</i> (Górka) Black		+	+	+	+
<i>Braarudosphaera bigelowi</i> (G. et B.) Deflandre			+	+	+
<i>Broinsonia enormis</i> (Shumenko) Manivit			+	+	+
<i>Broinsonia</i> ex gr. <i>furtiva-lacunosa</i>	+		+	+	+
<i>Chiastozygus litterarius</i> (Górka) Manivit	+	+	+	+	+
<i>Corollithion achylosum</i> (Stover) Thierstein	+		+	+	+
<i>Corollithion exiguum</i> Stradner		+	+		
<i>Corollithion signum</i> Stradner		+	+	+	
<i>Cretarhabdus conicus</i> Bramlette et Martini	+	+	+	+	+
<i>Cretarhabdus crenulatus</i> Bramlette et Martini			+	+	+
<i>Cribrosphaera ehrenbergi</i> (Arkhang.) Deflandre	+		+	+	
<i>Cylindralithus asymmetricus</i> Bukry				+	
<i>Eiffellithus eximius</i> (Stover) Perch-Nielsen	+	+	+	+	+
<i>Eiffellithus turriseiffeli</i> (Defl.) Reinhardt	+	+	+	+	+
<i>Eiffellithus trabeculatus</i> (Gór.) Reinh. et Górk.	+	+	+	+	+
<i>Gartnerago obliquum</i> (Stradner) Reinhardt	+	+	+	+	+
<i>Kampfnerius magnificus</i> Deflandre		+		+	
<i>Kampfnerius punctatus</i> Stradner				+	
<i>Lithastrinus floralis</i> Stradner		+	+	+	+
<i>Lithastrinus septenarius</i> Forchheimer	+	+	+	+	+
<i>Lithraphidites carniolensis</i> Deflandre	+	+	+	+	+
<i>Lucianorhabdus maleformis</i> Reinhardt			+	+	+
<i>Manivitella pemmatoidea</i> (Manivit) Thierstein		+	+	+	+
<i>Markalius</i> cf. <i>circumradiatus</i> (Stov.) Perch-Nielsen			+	+	+
<i>Marthasterites furcatus</i> (Defl.) Deflandre	+	+	+		+
<i>Marthasterites simplex</i> Bukry					+
<i>Microrhabdulus belgicus</i> Hay et Towe				+	
<i>Microrhabdulus decoratus</i> Deflandre				+	
<i>Micula decussata</i> Vekshina	+	+	+	+	
<i>Parhabdolithus angustus</i> (Stradner) Bukry	+		+	+	+
<i>Parhabdolithus embergeri</i> (Noel) Stradner					
<i>Phanulithus ovalis</i> (Stradner) Wind et Wise	+			+	+
<i>Prediscosphaera</i> ex gr. <i>cretacea</i>	+	+	+	+	+
<i>Prediscosphaera ponticula</i> Bukry	+		+	+	+
<i>Prediscosphaera spinosa</i> (Braml. et Mart.) Gart.	+	+	+	+	+
<i>Quadrum gartneri</i> Prins et Perch-Nielsen	+		+	+	
? <i>Reinhardtites</i> sp.			+	+	
<i>Sollasites horticus</i> (Strad. et al.) Čepek et Hay		+		+	
<i>Stephanolithion laffittei</i> Noel				+	
<i>Tranolithus orionatus</i> (Reinhardt) Perch-Nielsen	+		+		+
<i>Vagalapilla matalosa</i> (Stover) Thierstein	+	+	+	+	+
<i>Vekshinella crux</i> (Defl. et Fert) Shafik		+	+	+	+
<i>Watznaueria barnesae</i> (Black) Perch-Nielsen	+	+	+	+	+
<i>Watznaueria britannica</i> (Stradner) Reinhardt			+	+	+
<i>Zygodiscus compactus</i> Bukry	+		+	+	+
<i>Zygodiscus diplogrammus</i> (Defl.) Gartner	+	+	+	+	+
<i>Zygodiscus theta</i> (Black) Bukry			+		+

loží nanofosilie, které uvádíme v tabulce 6 jako ?*Rheinhardtites* sp., jedince nelze blíže pomocí světelného mikroskopu určit. Druhy *Micula concava* (Stradner) Bukry a *Lithastrinus grilli* Stradner v sedimentech vrhu Vf-1 nebyly nalezeny. Od báze studovaného profilu vrhu Vf-1 se vyskytovaly formy rodu *Lithastrinus* se sedmi rameny v rúžici, které jsou označeny jako *Lithastrinus septenarius* Forchheimer. Stejně nanofosilie se objevují běžně v sedimentech české křídové pánve již od turonu. Jedinci druhu *Lithastrinus grilli* Stradner se šesti rameny v rúžici (sensu Perch-Nielsen 1979) nebyly v těchto sedimentech zjištěny. *Broinsonia* ex gr. *furtiva-lacunosa* se vyskytoval již od hloubky 447,00 m, od zóny NC 13. Ve světelném mikroskopu byla tělíska tohoto druhu shodná s vyobrazením, které uvedl Doeven (1983).

Kamptnerius magnificus Deflandre se vyskytoval ve vzorcích tohoto vrhu velmi vzácně a vždy pouze v ojedinělých exemplářích. V sedimentech české křídové pánve je nástup *Kamptnerius magnificus* Deflandre přibližně shodný s prvním výskytem *Marthasterites furcatus* (Deflandre) Deflandre. *Kamptnerius punctatus* Stradner se objevuje v sedimentech české křídové pánve již v zóně NC 12 *Lucianorhabdus maleformis* v asociaci s *Eiffellithus eximius* (Stover) Perch-Nielsen.

8. Palynologie

Pro vypracování palynologické charakteristiky křídových sedimentů ve vrhu Volfartice bylo k dispozici 53 vzorků z hloubky 5,50—827,50 m.

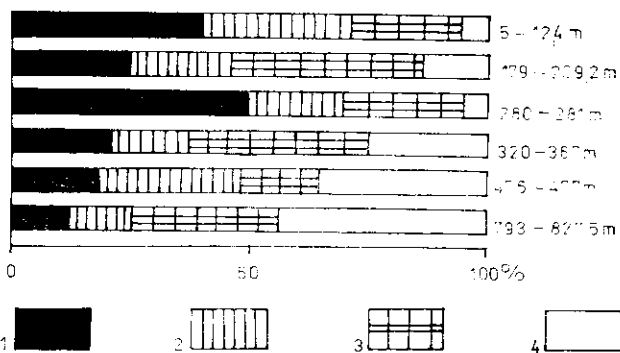
Vzhledem k tomu, že organicky zachované mikrofosilie, zejména pylová zrna a spory byly většinou velmi špatně zachované, nebylo je všechny možno podrobněji určit. Proto jsme použili též metodiku poměrného zastoupení jednotlivých skupin palynomorf (Pacletová 1978), z čehož vyplývají určité paleogeografické, paleoekologické a biostratigrafické závěry (viz obr. 1, 2, příl. 1).

Zvláště jsme sledovali pylová zrna skupiny krytosemenných rostlin, především *Normapolles*. Současně jsme si všímali redeponovaných mikrofosilií, které zřetelně hovoří o stáří hornin, které byly zdrojem materiálu pro svrchnokřídové sedimenty.

I když jsme analyzovali všechny dodané vzorky, jen v některých se podařilo zjistit dostatečné množství určitelných mikrofosilií, aby z nich bylo možno vypočítat poměrné zastoupení jednotlivých prvků. Pozoruhodný je stav zachování a odlišný stupeň fosilizace, pozorovaný na křídových sporomorfách. Například jen pylová zrna *Normapolles* byla

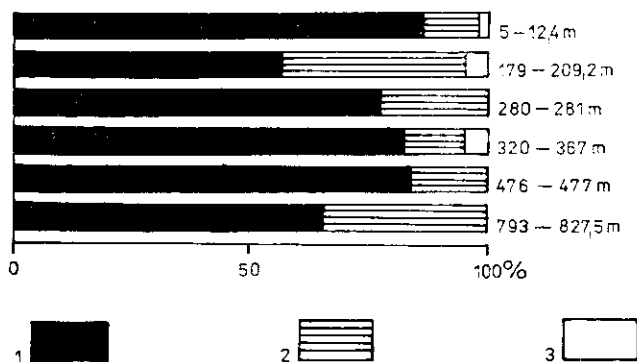
1. Poměrné zastoupení suchozemských a mořských prvků

- 1 — *Angiospermae*;
 2 — *Gymnospermae*;
 3 — *Pteridophyta*
 a *Bryophyta*; 4 —
 rostlinný mikroplankton
 a foraminifery



2. Poměrné zastoupení pylových zrn *Normapollis* v závislosti na ostatních pylových zrnech krytosemenných rostlin

- 1 — *Normapollis*;
 2 — trikolpátní a trikolporátní pylová zrna;
 3 — ostatní typy pylových zrn krytosemenných rostlin

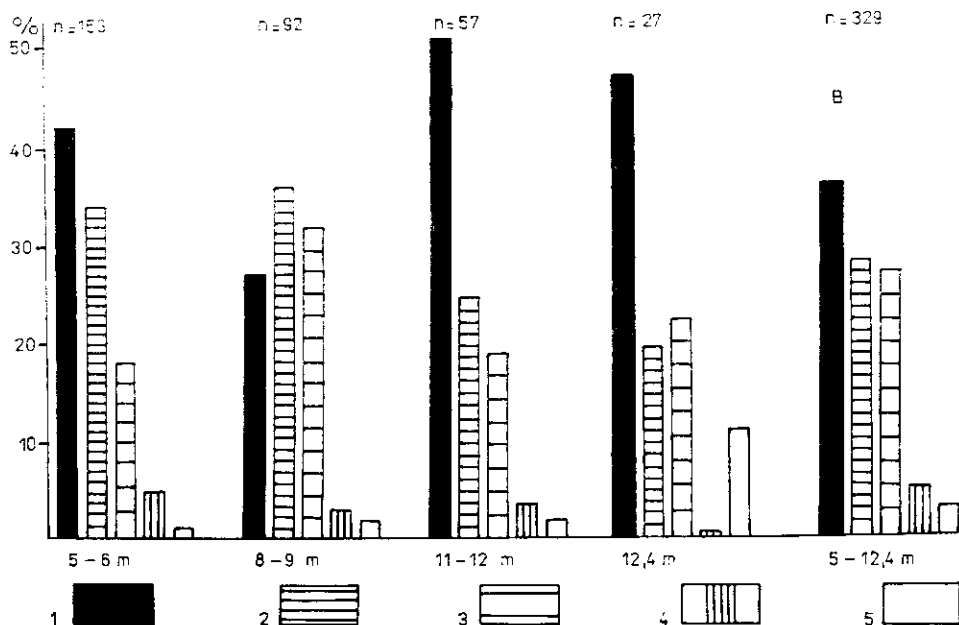


v jednom preparátu pozorována ve třech stavech zachování: 1. poměrně dobře zachované, celé, transparentní, žlutě až žlutohnědě zbarvené exiny, 2. tmavohnědé neprůhledné úlomky exin, 3. obtížně pozorovatelné, bílé, transparentní zbytky exin. Lze předpokládat, že synsedimentární je stav zachování ad 1, zatímco stav zachování ad 2 představuje redeponované mikrofosilie, které prodělaly dvojitou fosilizaci a mají podobný charakter zachování jako staropaleozoické mikrofosilie nacházené spolu s nimi v mikroskopických preparátech; jde zřejmě o rozmyv starších svrchnokřídových uloženin. Také transparentní bílé zbytky pylových zrn (ad 3) jsou pravděpodobně přeplavené, silně oxidované exiny, které se uvolnily zpod hnědého fosilizačního obalu.

Březenské souvrství

Palynologicky bylo vyhodnoceno 9 vzorků z hloubek 5,5—367,0 m (viz obr. 2, 4).

Mělké příbřežní podmínky byly zjištěny v nejvyšších polohách vrtnu, kde bylo podrobně analyzováno pět vzorků z hloubky 5,50–12,40 m (obr. 3). Zde byla nalezena pokročilá pylová zrna *Normapolles*, např. *Bohemiapollis* W. Kr. et Pacl. (příl. XI, obr. 1, 2), *Pseudooculopollis* Góczán et W. Kr., *Papillopollis* Pf., *Plicapollis* Pf., *Pseudoplicapollis* Góczán, *Minorpollis* W. Kr. a v hloubce 35,00–36,00 m také *Trudopollis* cf. *convector* Pf. (příl. X, obr. 2), obdobná silnostěnná forma jako na lokalitě Pecák (Pacltová 1981, tab. XVII, obr. 2, 2b, 2c). Častá jsou pylová zrna *Postnormapolles*. Pylové spektrum, zejména druhy pylových zrn *Normapolles* se nápadně shoduje se spektrem zjištěným v nejvyšších polohách vrtů GB 4 Nemanice u Českých Budějovic a na lokalitě Pecák (Pacltová 1961, 1981), které pravděpodobně již náleží svrchnímu santonu.

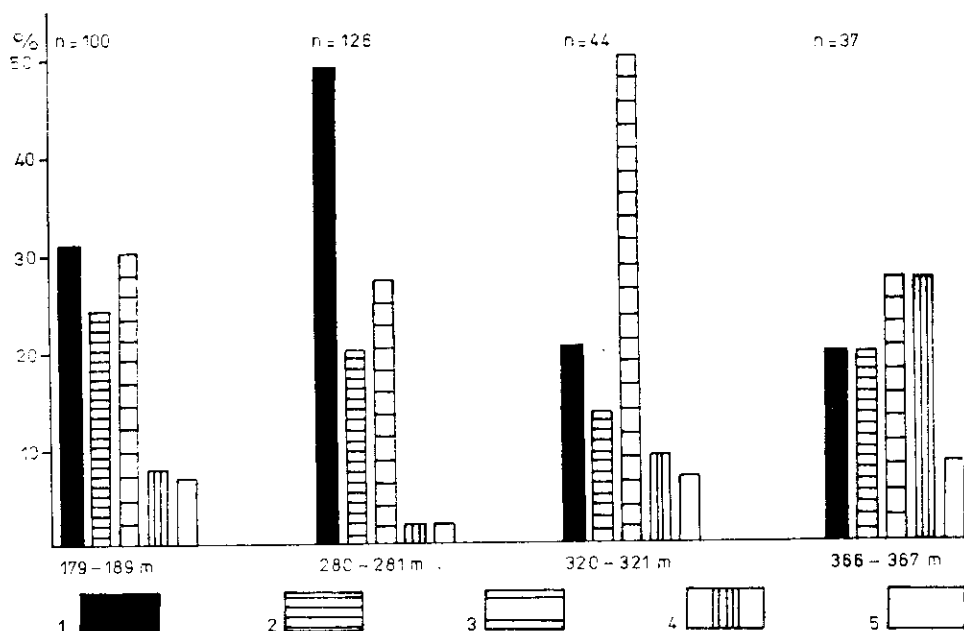


3. Poměrné zastoupení jednotlivých suchozemských a mořských prvků z nejvyšších poloh březenského souvrství
 B — průměrné zastoupení jednotlivých prvků z uvedeného intervalu
 1 — *Angiospermae*; 2 — *Gymnospermae*; 3 — *Pteridophyta* a *Bryophyta*; 4 — rostlinný mikroplankton; 5 — foraminifery

V hloubce 179,00–189,00 m se v palynologickém spektru zvýšilo procentuální zastoupení mořských prvků (obr. 1, 4).

Avšak již ve vzorku z hloubky 280,00–281,00 m je prokazatelně nápadné změlnění charakterizované podstatným procentuálním zastoupe-

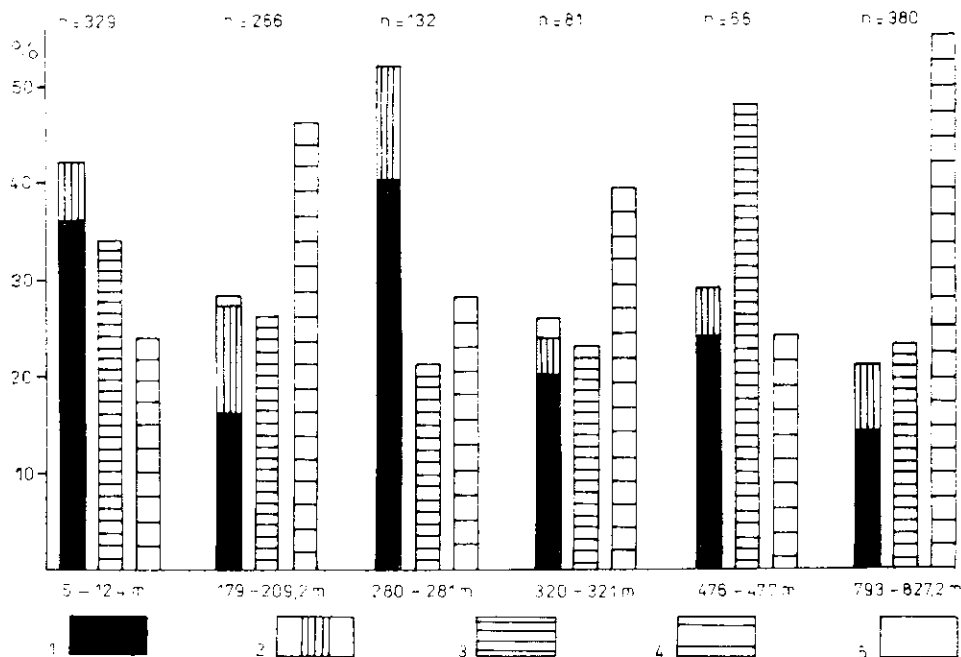
ním suchozemských prvků a vymizením obrněnek s dlouhými výběžky (obr. 1, 4). Ojedinělý mikroplankton je zastoupen sférickými formami charakteristickými pro příbřežní facii. V preparátech je hojná rostlinná dřev — kutikuly a vodivá pletiva. Nahosemenné rostliny reprezentují čeledi *Taxodiaceae*, *Abietineae*, *Araucariaceae* a pylová zrna rodů *Eucomidiites*, *Classopollis* a ojedinělá monosulkátní pylová zrna. Spory jsou velmi rozmanité. Podstatně stouplo procentuální zastoupení pylových zrn krytosemenných rostlin, především skupiny *Normapollis* (obr. 2, 5), jako např. *Pecakipollis* W. Kr. et Pacl., *Trudopollis* (Pf.) W. Kr. Dále byla zjištěna pylová zrna rodů *Oculopollis* Pflug., *Pseudoculopollis* Góczán, W. Kr. et Pacl., *Plicapollis* sp., *Interporopollenites* Weyl. et Krg., *Extratripollenites* (Pf.) Pf., *Extrapollis* sp., *Tenerina* W. Kr. a další, pro nedostatečný stav zachování



4. Poměrné zastoupení jednotlivých suchozemských a mořských prvků v březenském souvrství
Vysvětlivky viz obr. 3

blíže neurčení zástupci skupiny *Normapollis*. Pozoruhodný je výskyt pylových zrn rodu *Platanus*, který v té době už pravděpodobně pronikl do příbřežních společenstev (Pacltová 1984). Zástupci skupiny *Normapollis* se nápadně shodují s pylovými zrny téže skupiny z lokality Zlív - Blana v jihočeské pánvi (Pacltová 1961), která pravděpodobně odpovídá spodnímu santonu.

Ve vzorku z hloubky 320,00–321,00 m bylo zjištěno obdobné pylové spektrum jako na typové lokalitě Březno u Loun (Pacltová 1973). Druh *Emscheripollis triangulatus* W. Kr. [přil. IX, obr. 6, 7] je charakteristický pro coniak (Pacltová, Krutzsch 1970). Pozoruhodné je pylové zrno *Oculopollis* forma A [přil. IX, obr. 1–3], zcela totožné s druhem zjištěným ve svrchním coniaqu vrtu Lipová v hloubce 255,00 m (Pacltová 1981, tab. 5, obr. 4, 4b), kde je uvedeno jako *Bohemiapollis* sp. Dále byla zjištěna pylová zrna rodu *Trudopollis* (Pf.) W. Kr., který je zastoupen četnými druhy malých forem, dále zrna rodů *Minorpollis* W. Kr., *Plicapollis* Pflug., *Complexiopollis* W. Kr. a další neurčitelní zástupci skupiny *Normapollis*.



5. Poměrné zastoupení suchozemských rostlinných skupin

1 — *Normapollis*; 2 — trikolpátní a trikolorátní pylová zrna; 3 — *Gymnospermae*; 4 — *Pteridophyta* a *Bryophyta*; 5 — ostatní typy pylových zrn krytosemenných rostlin

Poměrně značné zastoupení suchozemských prvků v hloubce 366,00–367,00 m svědčí o nevelké vzdálenosti od pobřeží, avšak přítomnost obrněnek s dlouhými členitými výběžky ukazuje spíše na otevřené moře (obr. 4).

I když pylová zrna byla špatně zachována, takže nemohla být provedena podrobnější taxonomická studia, rostlinné společenstvo březenské-

ho souvrství vyplývající z palynologické analýzy ukazuje na velmi teplé klima se stoupající tendencí ve svrchní části profilu, kde se vyskytují silnostěnné exiny pylových zrn, především skupiny *Normapolles* (příl. X, obr. 2), což by mohlo poukazovat na aridizaci klimatu.

V organickém detritu březenského souvrství převažují úlomky silurských akritarch, např. *Domasia* cf. *symmetrica* Cramer (příl. VIII, obr. 3), *Domasia* sp. (příl. IX, obr. 5) a *Deunffia brevispinosa* Downie (příl. VIII, obr. 7). Zajímavý je též různý stav zachování zejména pylových zrn *Normapolles*. Vedle poměrně dobře zachovaných jedinců jsou přítomny jednak tmavohnědé korodované úlomky exin této skupiny, jednak zcela transparentní oxidované exiny. Jde zřejmě o redeponovaný svrchnokřídový materiál. Paleozoická akritarcha zřejmě prodělala dvojí redepozici.

Jizerské souvrství

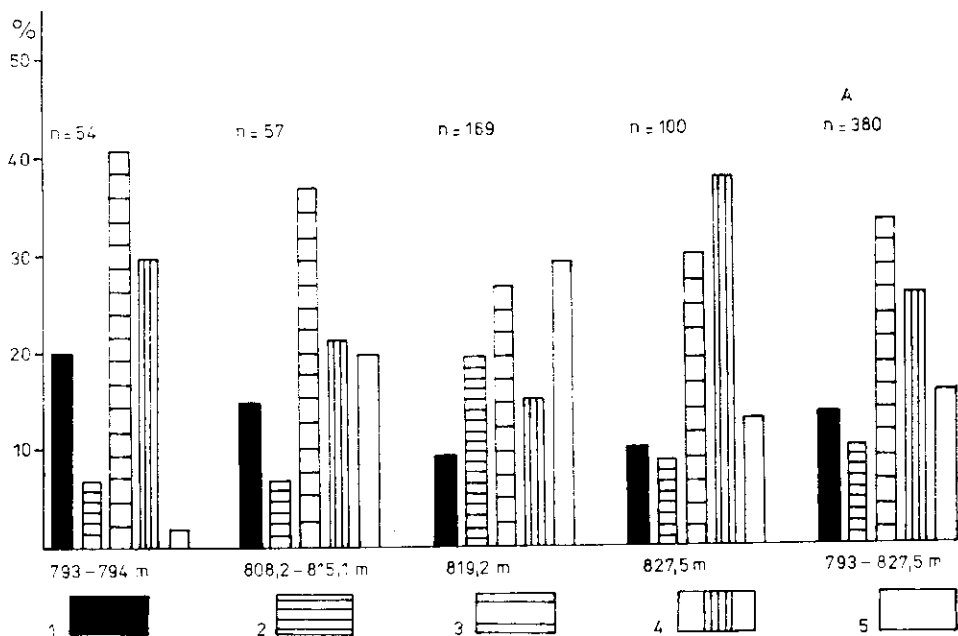
Jizerské souvrství je palynologicky nedostatečně dokumentováno. Byly analyzovány tři vzorky z hloubek: 469,00—470,00 m, 476,00—477,00 m, 628,00—629,00 m (obr. 1, 2, 5). Mikrofosilie jsou velmi špatně zachované. Organická hmota v preparátech sestává převážně z úlomků staropaleozoického mikroplanktonu — akritarch a chitinozoí. Pouze ve vzorku z hloubky 476,00—477,00 m bylo získáno více palynoflóry, i když značně korodované. Vedle množství rozmanitého mikroplanktonu (s drobnými i delšími výrůstky) a hojných pylových zrn nahosemenných rostlin (*Taxodiaceae*, *Araucariaceae* v převaze) bylo nalezeno více druhů malých pylových zrn rodu *Trudopollis* (Pf.) W. Kr., *Complexiopollis* W. Kr. a *Minorpollis* W. Kr., *Plicapollis* Pflug. a *Triangulipollis turonicus* W. Kr. (hl. 476,00—477,0 m) tak, jak se s nimi setkáváme ve svrchním turonu až spodním coniacu (Krutzsch 1957, 1959, Pácltová 1978, 1981, Medus et al. 1980).

Získané pylové spektrum však nelze považovat za zcela reprezentativní.

Bělohorské souvrství

Z bělohorského souvrství jsme zpracovali 5 vzorků z hloubky 793,00—827,50 m. I když suchozemský prvek převládá nad mořským (obr. 1, 6), je zde výrazně zastoupen organicky zachovaný mořský mikroplankton. Převládají cysty obrněnek s dlouhými členitými výběžky. Také tapeta foraminifer je velmi hojná a druhově rozmanitá, což svědčí o podmínkách otevřeného moře nedaleko pevniny. Poměrně vysokým procentem jsou zastoupeny spory kapradorostů s ojedinělým výskytem spor mechorostů.

Pylová zrna nahosemenných rostlin dosahují 30—15 %, směrem k nadloží jejich počet klesá (obr. 1, 5, 6). Poměrně časté jsou různé druhy rodu *Glossopollis* Pflug., dále *Eucommia* sp. a zástupci čeledi *Abietineae*. Méně častá jsou pylová zrna rodu *Tsugaepollenites* sp. a *Araucariacites* sp. Zastoupení pylových zrn čeledi *Taxodiaceae* není výrazné. Vedle sporomorfi lze ještě v preparátech ojediněle nalézt i kutikuly a úlomky vodivých pletiv.



6. Poměrné zastoupení jednotlivých suchozemských a mořských prvků v bělohorském souvrství
 A — průměrné zastoupení jednotlivých prvků
 Vysvětlivky viz obr. 3

Procentuální zastoupení pylových zrn krytosemenných rostlin nepřesahuje 20 % celého spektra (obr. 6). Směrem do nadloží se jejich počet zvyšuje. Převažují pylová zrna skupiny *Normapollis*. V hloubce 793,0—794,0 m bylo nalezeno pylové zrno upomínající morfologickou stavbou na rod *Santonipollis* Groot, W. Kr. et Paclt. (příl. VIII, obr. 5). Bohužel ojedinělý výskyt a stav zachování nedovoluje podrobnější určení.

Ve vzorcích ze spodní části bělohorského souvrství (hloubky 819,3 m, 827,5 m) byla zjištěna pylová zrna rodů *Complexiopollis* W. Kr. (příl. VIII, obr. 1, 2) a *Atlantopollis verrucosus* [Groot et Groot] W. Kr. in Góczán et al.

Vedle křídových mikrofosilií byla zjištěna i spodnopaleozoická akritarcha, která v celém profilu tvoří velké procento organické hmoty ve formě různých tmavohnědých úlomků. Výjimečně jsou zachováni celí jedinci (příl. VIII, obr. 8).

Vzhledem k druhově a rodově poměrně pestrému zastoupení pylových zrn *Normapolles* lze ve vzorku z hloubky 793,0—794,0 m předpokládat středo- až svrchnoturonské stáří sedimentů a ve vzorku z hloubky 827,5 m pak spodní turon.

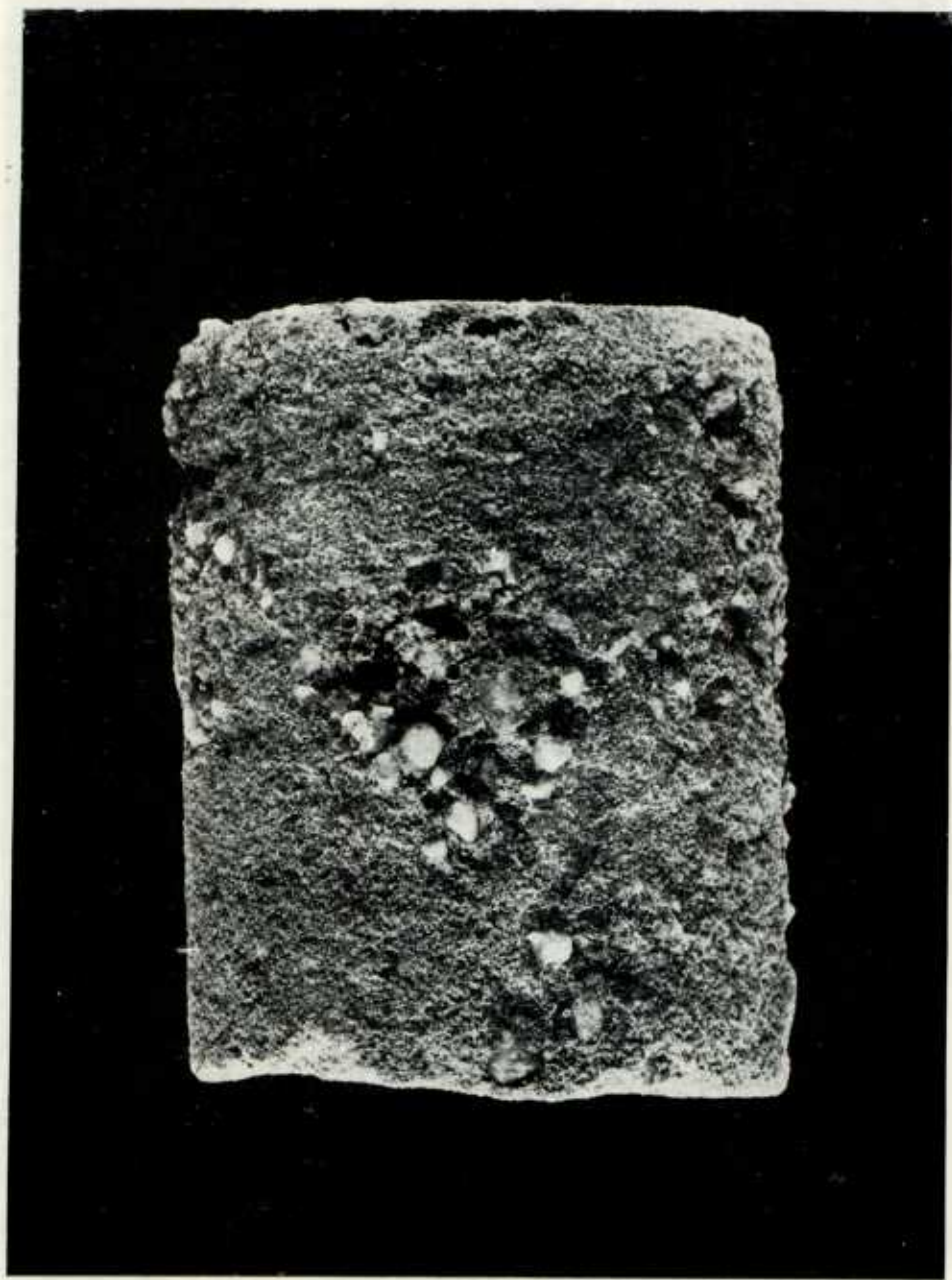
9. Megaspory, zuhelnatělá semena a plody

V poslední době se podařilo podat přehled hlavních druhů megaspor ve středoevropské křídě (Knobloch 1984a) a podrobně byly zpracovány rovněž fosilní semena a plody (Knobloch - Mai 1986). Vrtu Volfartice přísluší v rámci středoevropské křídě poněkud výjimečné postavení, neboť se poprvé podařilo charakterizovat poměrně mocnou část křídového profilu průběžně pomocí megaspor. Proto byly megaspory z vrtu Volfartice podrobně systematicky zpracovány (Knobloch 1984b) a v této kapitole budou uvedeny pouze některé poznámky; v paleontologických podrobnostech odkazujeme na již citovanou práci.

Ze 66 vzorků jílovitopísčitých sedimentů s organickou příměsí odebraných zejména z hloubkového intervalu 5,50—262,50 m, obsahovalo 50 vzorků určitelné megaspory, 11 vzorků obsahovalo kromě megaspor také vzácně zuhelnatělá semena a plody (většinou špatně zachované). Rozdíl četnosti zastoupení těchto různých orgánů vyplývá z jejich odlišné hmotnosti. Vzhledem k tomu, že jde o fosilie, které byly naváty do mělkého moře, zachovaly se spíše lehčí megaspory, než relativně těžší semena a plody (tab. 7).

Je obecně známo, že přítomnost organických zbytků, a zejména pak hojných určitelných rostlinných zbytků indikují mělké sedimentační prostředí. Musíme proto zejména pro hloubkový interval 5,50—211,30 m (vzhledem ke starším vrstvám) předpokládat změlčení sedimentačního prostředí. Megaspory, ačkoliv se v sedimentech nevyskytují autochtonně, nám mohou sloužit jako nepřímý důkaz regresivní změlčovací fáze pro uvedenou část ve vrtu Volfartice. Ze všech dosavadních výzkumů vyplývá, že v marinních sedimentech, ve kterých se vyskytují allochtonní rostlinné zbytky, se buď vůbec nevyskytují, nebo se vyskytují zcela vzácně zbytky marinní fauny.

V rozšíření megaspor ve svrchní křídě vrtu Volfartice nebyly vysledovány kvalitativní změny, které bychom mohli hodnotit stratigraficky. Zásadnější změny v tafocenóze megaspor pozorujeme však, srovnáme-li



Vysvětlivky k přílohám I—XII viz str. 151—153

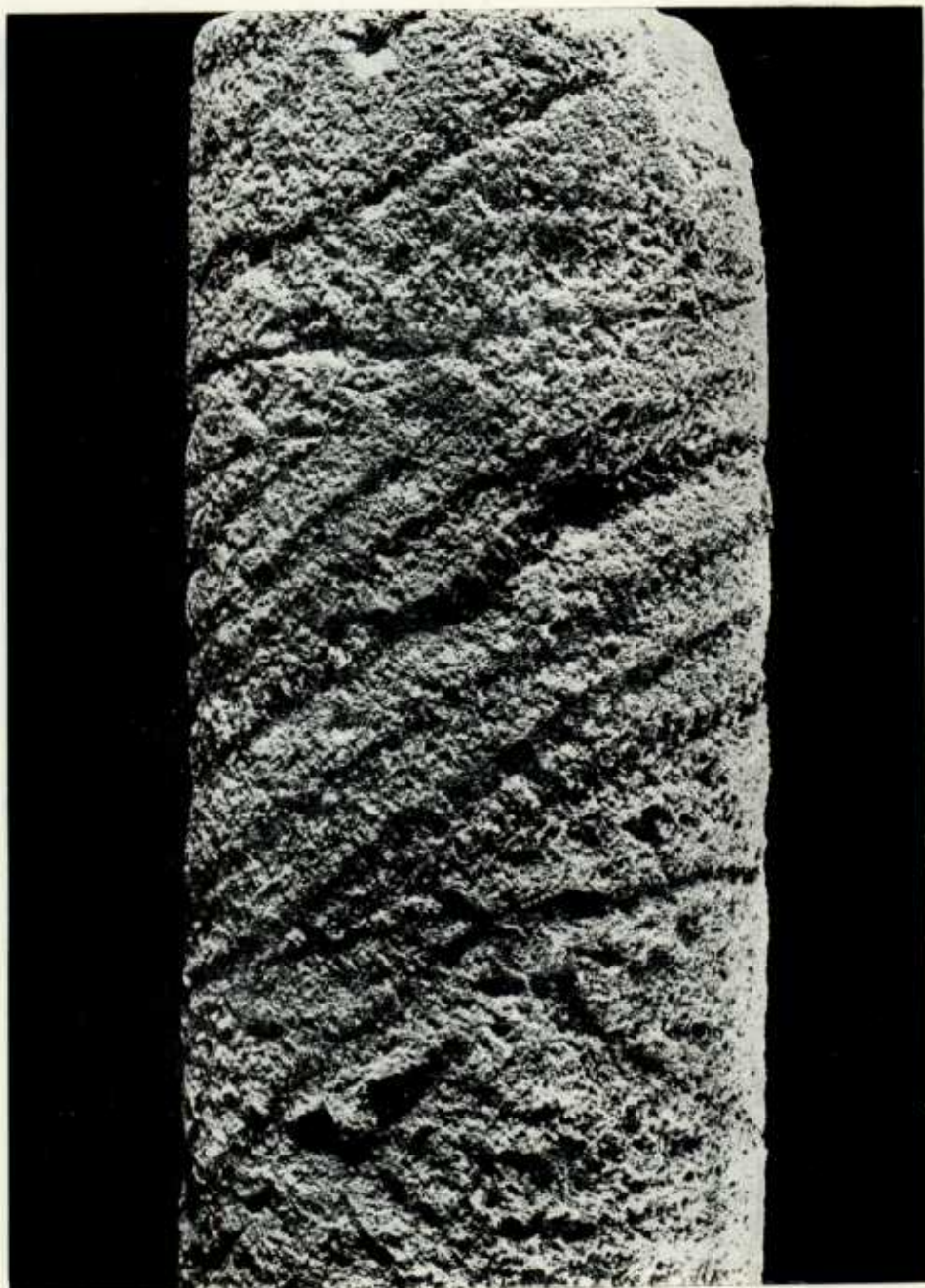


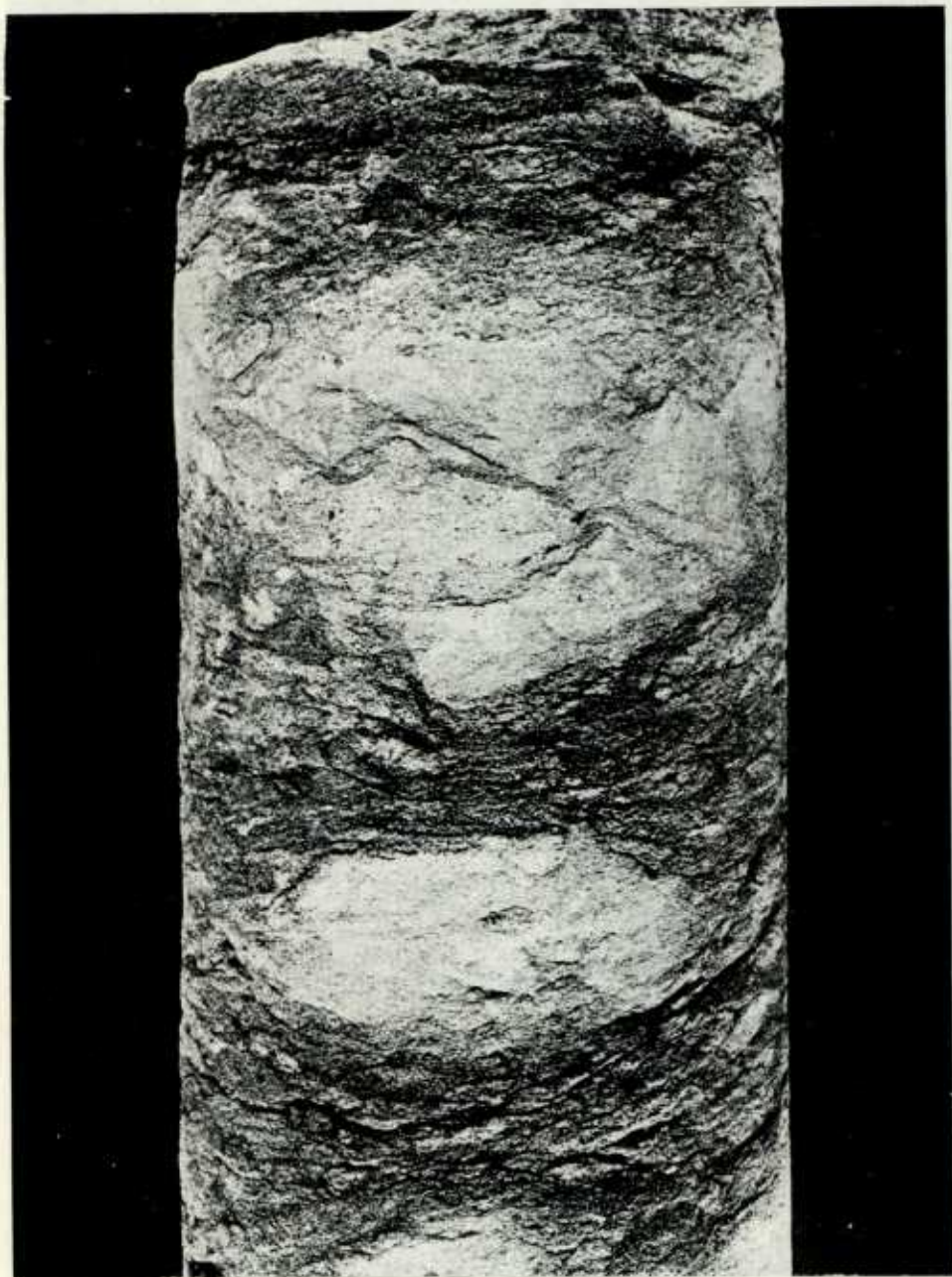
Fig. 1. A vertical section of a fossilized stem, showing the characteristic spiral pattern of the growth rings.

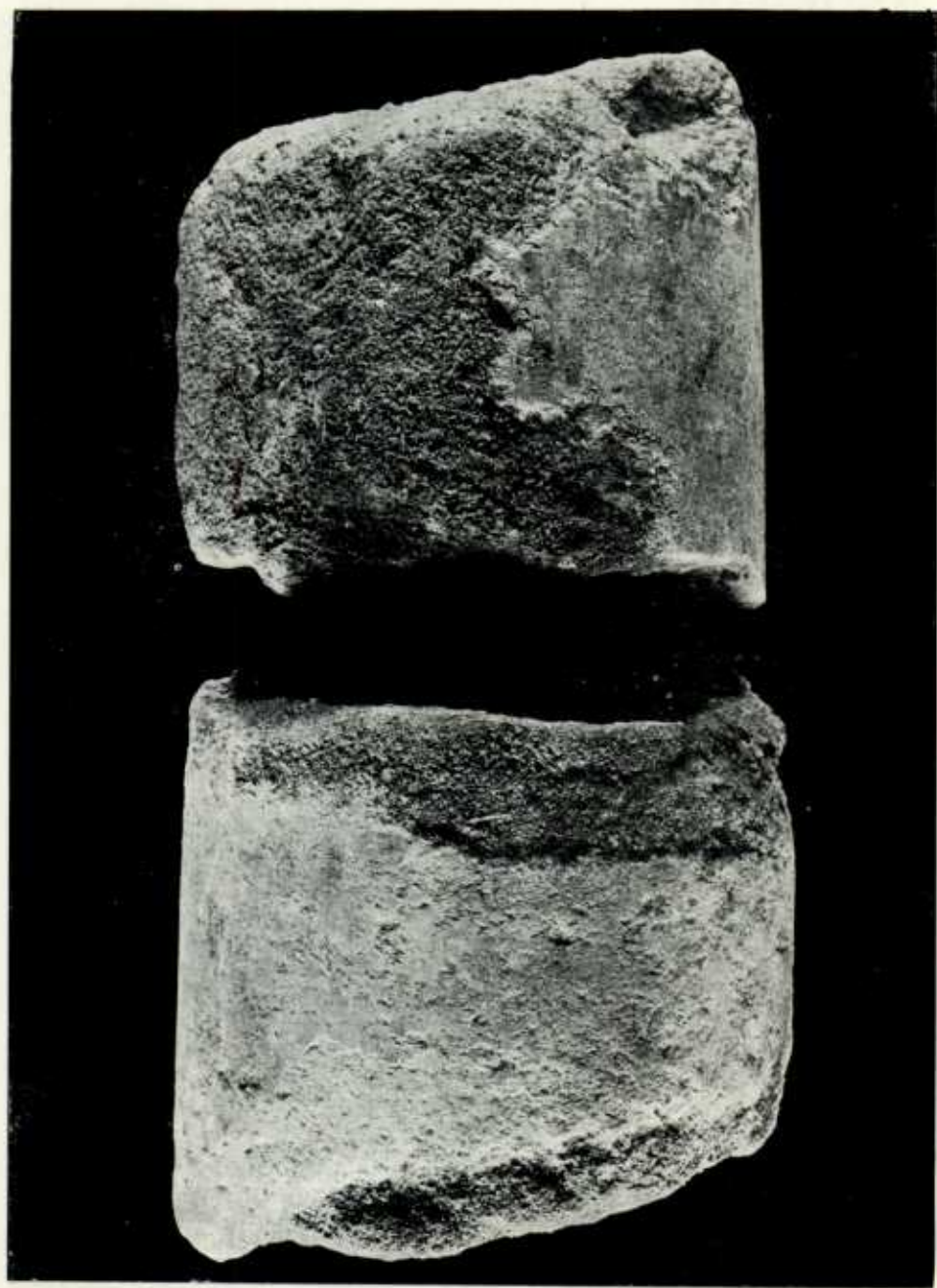
PL. II
Fig. 1. A vertical section of a fossilized stem, showing the characteristic spiral pattern of the growth rings.

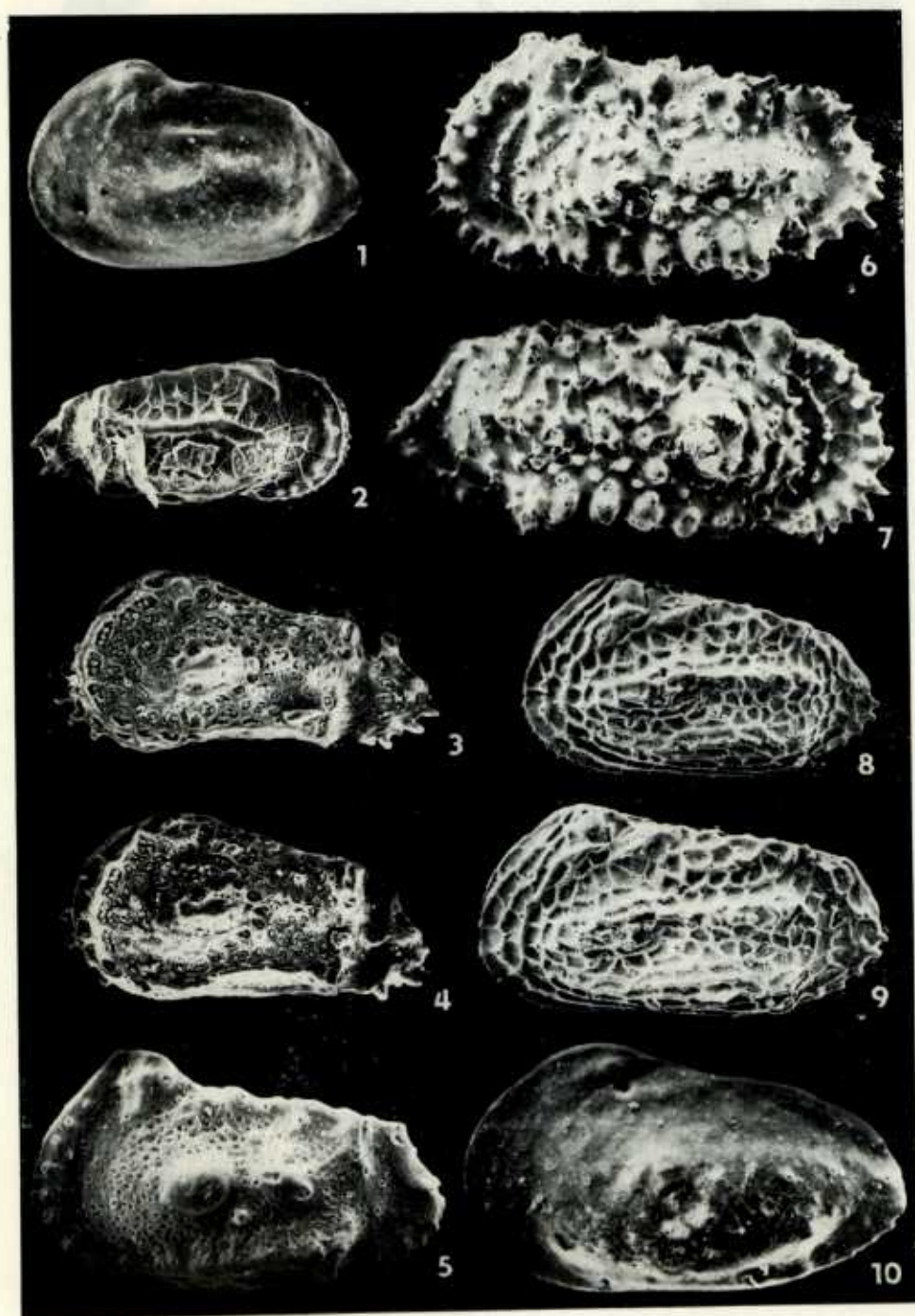


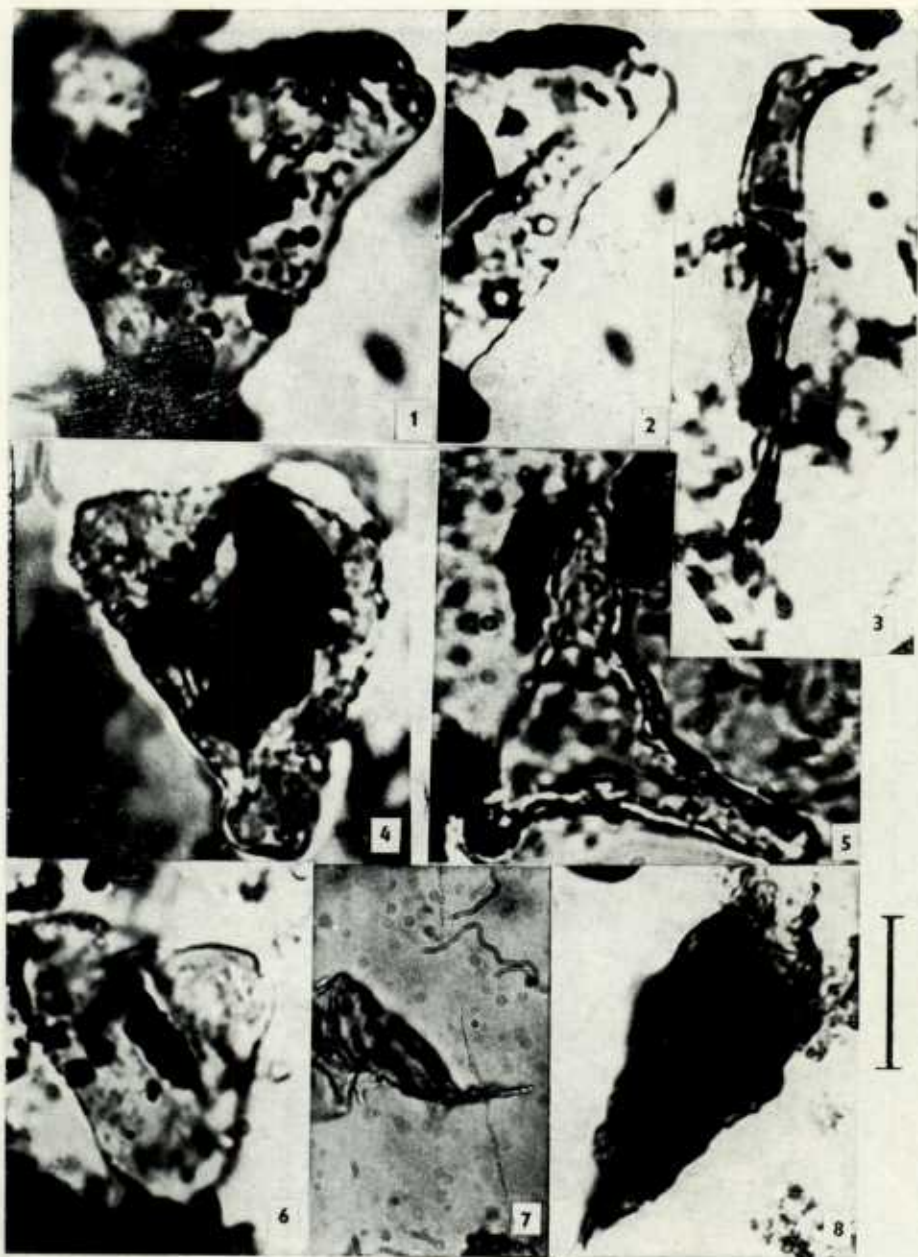
2

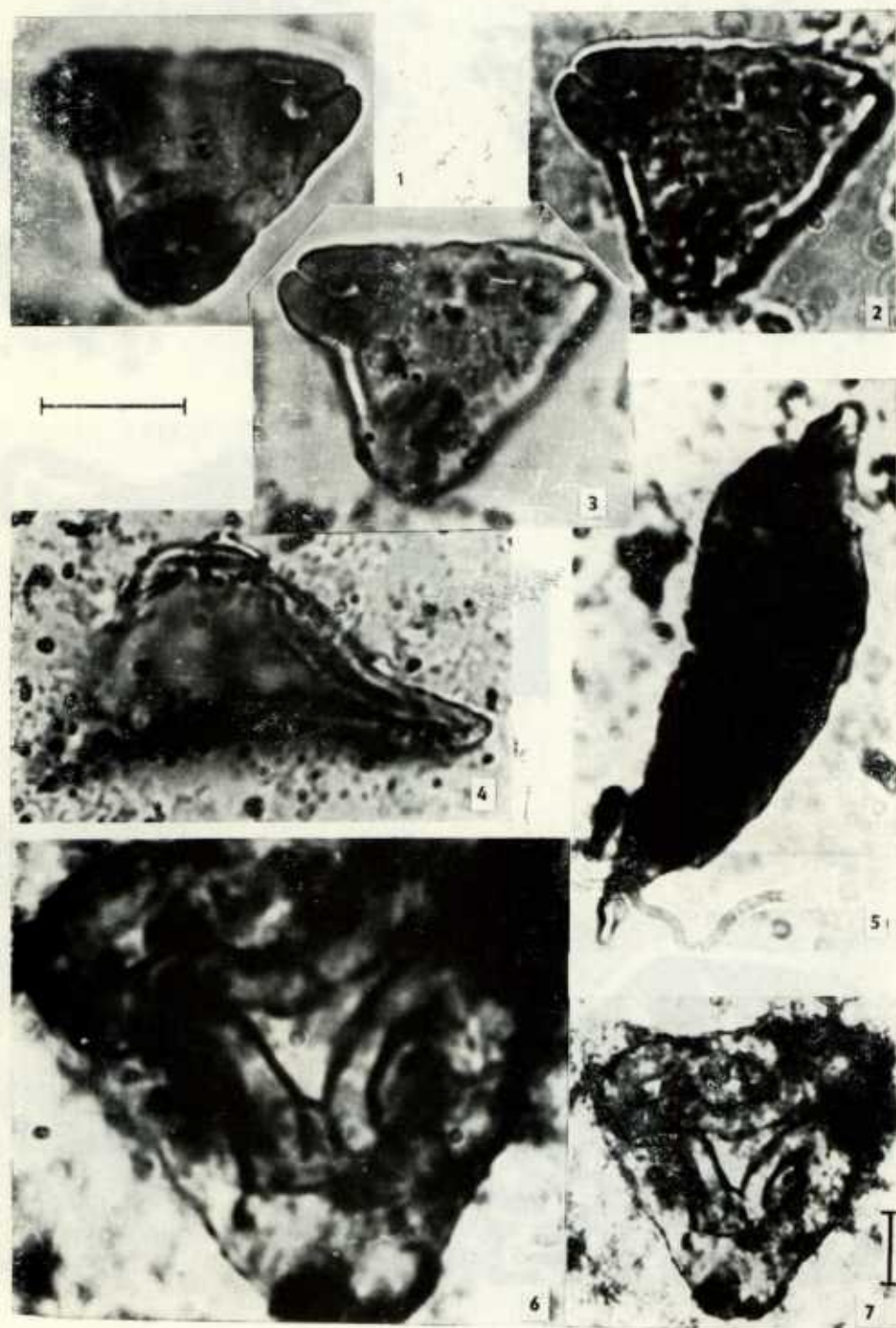


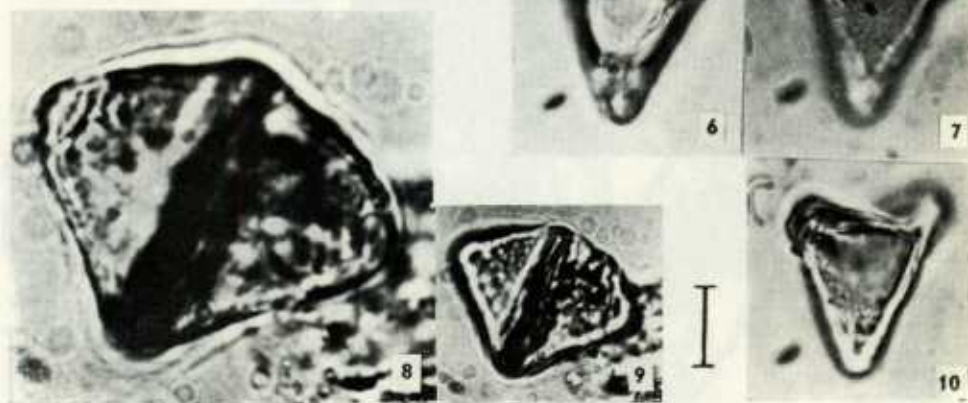
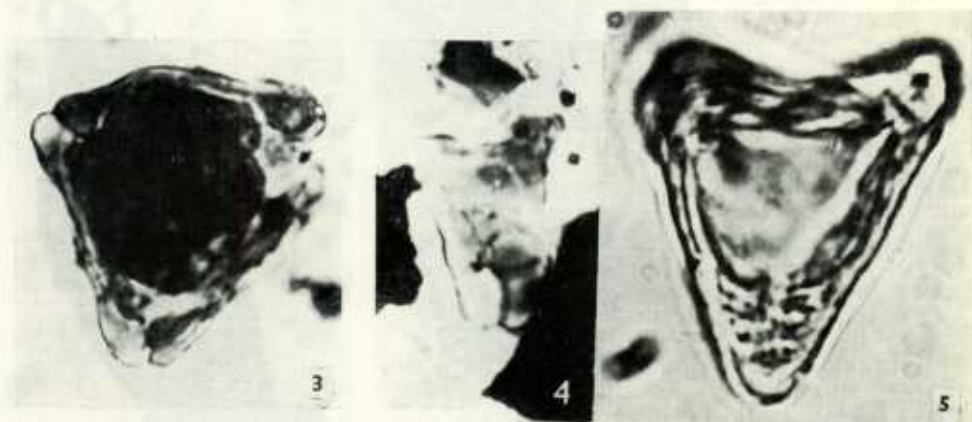
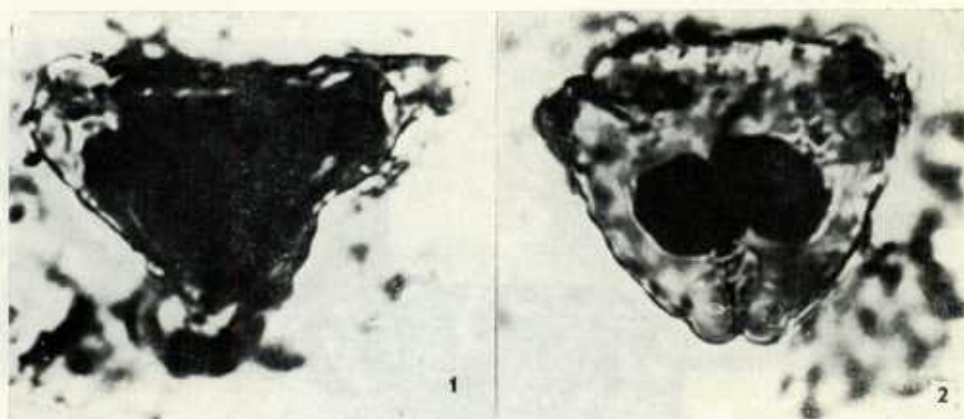


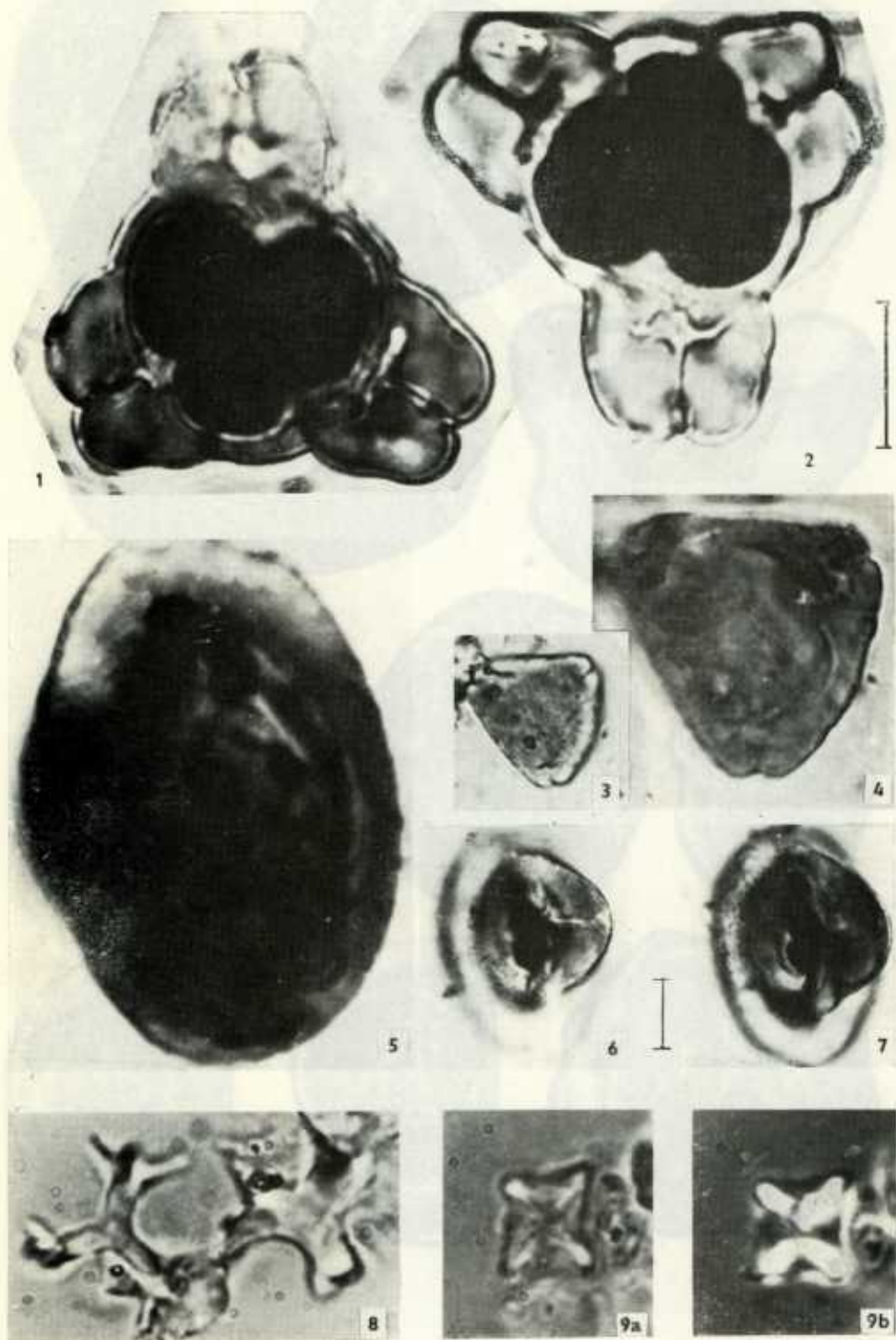


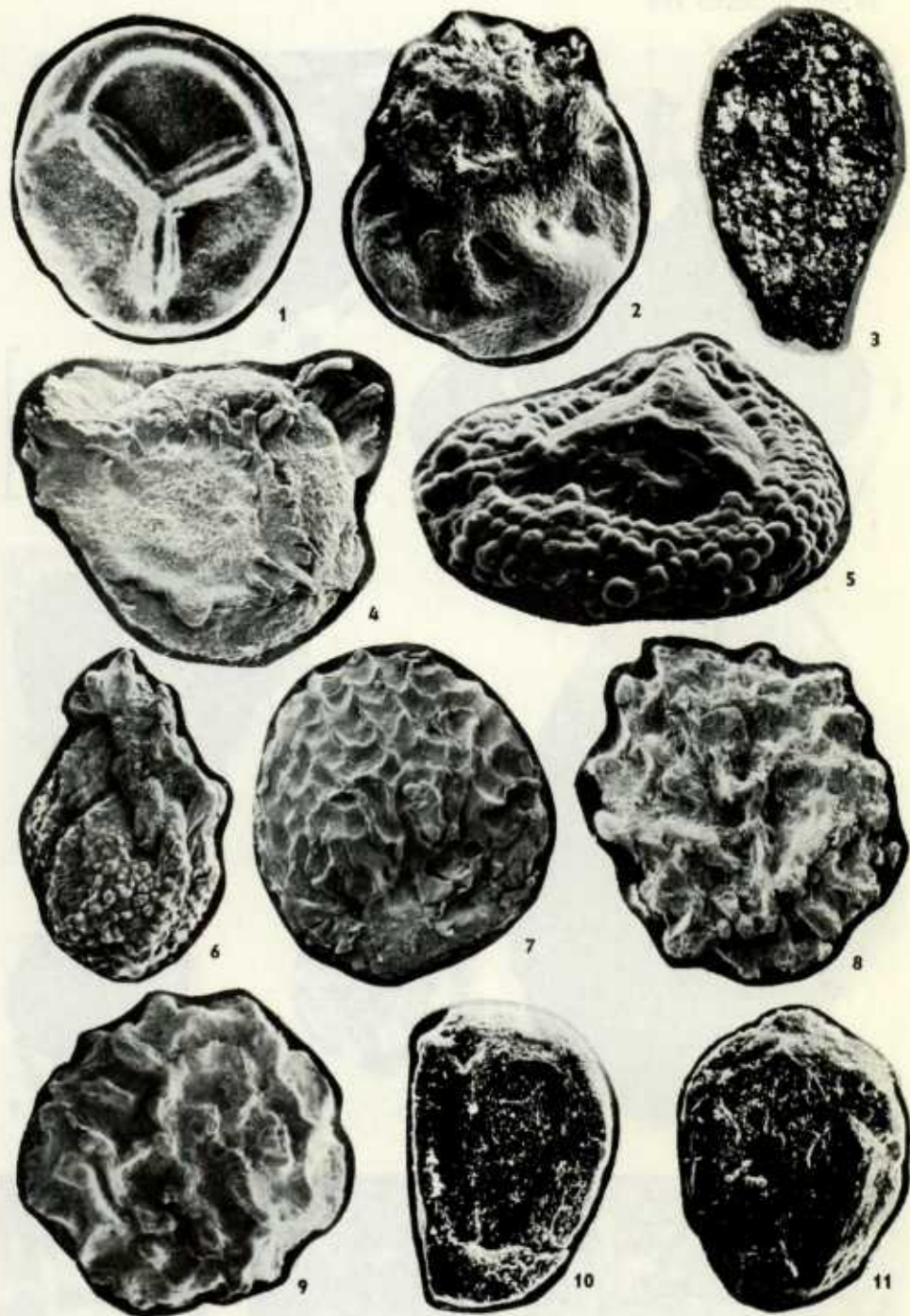












tafocenózy z peruckých vrstev (cenoman) a klikovského souvrství (coniak—santon) s tafocenózou ze severočeského coniaků až santonu. V peruckých vrstvách a klikovském souvrství se vyskytují zcela odlišné druhy rodů *Verrutritetes*, *Bacutritetes* a *Paxillitritetes*. Rod *Paxillitritetes* (hojně rozšířený ve Volfarticích) schází zcela v cenomanu Českého masívu. Rod *Bohemisporites* se vyskytuje jen v severočeském coniaků a santonu. Druhy rodů *Trileites*, *Horstisporites*, *Kerhartisporites*, *Tenellisporites* a *Echitritetes* zjištěné v křídě Českého masívu mají v peruckých vrstvách a klikovském souvrství vzhledem k výskytům v severočeském coniaků a santonu odlišné kvantitativní zastoupení.

Zuhelnatělá semena a plody se vyskytují ve vrstu Volfartice jen vzácně (viz tab. 7). Všechny druhy byly nalezeny v jihočeském senonu a senonu flyše moravských Karpat (Knobloch - Mai 1986). Za zmínku stojí, že všechny druhy náležejí dvouděložným rostlinám patrně stromovitého vzrůstu a jsou zatím bez prokazatelných vztahů k recentní flóře.

10. Vývoj fyzikálního prostředí teplického a březenského souvrství a jeho vliv na asociace fauny a flóry

Jelikož pelitické sedimenty teplického až spodní části březenského souvrství ve vrstu Volfartice poskytly četnou a diverzifikovanou faunu a flóru, byla sledována nejen její stratigrafická distribuce, ale také její paleoekologické vztahy s vývojem fyzikálního prostředí odvozeného z litologických a sedimentologických pozorování (příl. 2).

Výrazná změna režimů z psamitické na pelitickou sedimentaci při rozhraní jizerského a teplického souvrství je odrazem rozsáhlé transgrese po předchozí regresí v nejvyšší části jizerského souvrství. Tato změna je doložena i změnou asociace makrofauny. Asociace mlžů v nejvyšší části jizerského souvrství, charakterizující vnitřní sublitorál, je v teplickém souvrství až spodní části březenského souvrství vystřídána *Nucula-Nuculana* asociací (Scott 1974) s řadou nektonních prvků (*Hamites*, *Scaphites*, *Peroniceras*) ukazující na poněkud hlubší podmínky otevřeného šelfového moře. Zároveň s *Nucula-Nuculana* asociací se též vyskytují bohatá společenstva bentózních foraminifer, ostrakodů a nanoplanktonu (příl. 2). V palynologickém vzorku z hloubky 366,00—367,00 m byly zjištěny obrněnky s dlouhými členitými výběžky charakteristické pro podmínky otevřeného moře. Pelitický vývoj teplického souvrství, rohateckých vrstev a spodní části březenského souvrství má poměrně nízký a jednotvárný obsah CaCO_3 (tab. 4, příl. 2). Zajímavý je výskyt drobných pelosideritových konkrecí v hloubce 324,00 m s obsahem v průměru 28 % FeCO_3 .

Zhruba v hloubce 317,00 m se objevuje nápadnější přerýv v obsahu kalciumkarbonátu, kde dochází k poklesu z průměru 13,5 na 4 %. Tato hloubka se nápadně shoduje s objevením se tempestitů (317,90 m) podmiňujících flyšoidní vzhled větší části březenského souvrství a shoduje se zhruba i sází santonu stanoveného foraminiferovou asociací. V této hloubce nastávají první větší oscilace v četnosti bentózních foraminifer (od hloubky 318,00 m a výše), od hloubky 320,00 m a výše dochází také k poklesu indexu diverzity ostrakodů a o něco výše klesá i četnost makrofauny. Tyto oscilace či snižování druhové četnosti, hlavně u mikrofauny, jsou pravděpodobně odrazem nejen negativního působení katastrofických bouřek na život bentózní fauny, ale také naznačují počínající regresivní vývoj zdejšího křídového moře. K prvnímu výraznému změlčení došlo podle bentózních foraminifer v hloubkách 275,50—282,50 m a podle spektra palynomorf v hloubce 280,00—281,00 m (obr. 1, 4). Také od hloubky 284,20 m a výše nerovnoměrně klesá druhová četnost nanofosilií.

Další změna nastává v hloubce 250,00 m, kde vápnité jílovce flyšoidní facie březenského souvrství přecházejí do prachovců (příl. 2). Litologická změna a nepříznivý vliv prachovitých sedimentů na zachování mikrofauny měla za následek praktické vymizení bentózních foraminifer (v hloubce mezi 250,00—255,00 m), ostrakodů (v metráži mezi hloubkami 255,00—264,00) a *Nucula-Nuculana* asociace (v hloubce 250 m). Současně se však od hloubky 262,50 m a výše začínají objevovat fyto­genní prvky (megaspory, semena). Jak je patrné z příl. 2, jejich druhová četnost je nepřímo úměrná druhové četnosti, resp. indexu diverzity u bentózních foraminifer a ostrakodů.

Pokračující změlčování prostředí se projevilo jak větším přínosem klastického materiálu, kde od hloubek 200,00 m a výše převažují v sekvenci prachovité až písčité sedimenty, tak i větším přínosem fyto­genních prvků (první maxima výskytu megaspor nastávají v hloubce 211,30 m). Ve stejné úrovni dochází též k dalšímu poklesu obsahu CaCO_3 až na 0,9 % (tab. 4, příl. 2). Tato okolnost spolu s nevhodným litotypem pod­mínila vymizení také vápnitého nanoplanktonu ve vzorcích z hloubek nad 199,80 m. Nálezy mlžů *Glycimeris*, *Liopistha*, *Neitheia* a *Corbula* v hloubkách 152,20 m a 171,00 m dokumentují, že *Nucula-Nuculana* asociace byla již vystřídána asociací mlžů podobnou mělkovodní asociací mlžů z nejvyšší části jizerského souvrství (*Scabrotrigonia-Turritella* asociace).

V nejvyšší části vrtu (5,50—23,20 m) byly zastiženy opět prachovité sedimenty s chudou či ojedinělou makro- a mikrofaunou a chudým společenstvem nanoflóry. Spektrum palynomorf z hloubek 5,50—12,00 m

má převahu suchozemských prvků nad mořskými (obr. 1, 3) a ukazuje na příbřežní podmínky.

Soubor uvedených jevů naznačuje, že po transgresi, začínající při rozhraní jizerského a teplického souvrství (pravděpodobně svrchní část svrchního turonu) a dosahující svého maxima v rohateckých vrstvách a spodní části březenského souvrství (coniak), nastává současně s nasazením flyšoidní facie březenského souvrství (svrchní coniak—santon) regresivní vývoj zdejší křídové oblasti a podle výskytu silnostěnných exin pylových zrn skupiny *Normapolles* (příl. X, obr. 2) v nejvyšší části profilu dochází také pravděpodobně k aridizaci klimatu.

Závěry a problémy

1. Na základě litologie vrtu Volfartice Vf-1 bylo možno rozlišit korycanské vrstvy, bělohorské, jizerské, teplické a březenské souvrství. Rohatecké vrstvy byly vymezeny podle kritérií paleontologických. Teplické souvrství a rohatecké vrstvy mají silně redukovanou mocnost (příl. 1).

2. Ve vrtu byly zjištěny následující typy režimů sedimentace: psamitická (korycanské vrstvy, bělohorské a jizerské souvrství), pelitická (báze bělohorského souvrství, teplické souvrství, rohatecké vrstvy a spodní část březenského souvrství) a aleuropelitická sedimentace s polohami tempestitů (bouřkových horizontů) ve flyšoidní facii březenského souvrství.

3. Asociace těžkých minerálů byla vyhodnocena ze sedimentologického hlediska a ve vztahu ke zdrojovým oblastem. Zjištěné velké uhelné klasty v bělohorském souvrství byly určeny jako synsedimentární dřevěné úlomky.

4. Bohužel, celou řadu sedimentologických problémů nebylo možno v rámci vrtu Vf-1 jednoznačně vyřešit pro velkou ztrátu jádra, především v písčitéch sedimentech.

5. Komplexní řešení řady sedimentologických a paleontologických dat umožnilo na příkladu teplického a březenského souvrství ve vrtu Vf-1 ukázat vztah organismů vzhledem k vývoji fyzikálních podmínek prostředí (příl. 2). Změny ve výskytu a složení asociací fauny a flóry jsou ovlivňovány typem sedimentu, obsahem kalciumkarbonátu v hornině, režimem sedimentace (klidná pelitická sedimentace versus katastrofické bouřkové horizonty) a vývojem profilu pobřeží — otevřené moře.

Výskyt a složení asociací fauny a flóry dokumentují existenci transgresivně regresivního cyklu a charakter klimatických podmínek ve vyšší části volfartického profilu.

6. Při srovnání biostratigrafických konceptů podle různých skupin

fauny a flóry v litologicky příznivých sedimentech svrchní části vrtu Volfartice bylo zjištěno, že báze santonu, jednoznačně stanovená asociací bentózních foraminifer, spadá ještě do coniacké (podle některých autorů dokonce středně coniacké) zóny společenstva inoceramů č. 26 s *V. involutus* (příl. 1). I když ostrakodová zóna C_d s řadou santonských prvků byla ve vrtu Vf-1 zjištěna o něco výše, je však také její překryv s touto inoceramovou zónou znám z flyšoidní facie březenského souvrství kralického příkopu. Jelikož však distribuce klíčových amonitů a inoceramů v těsném nadloží zmíněné inoceramové zóny je v české křídové pánvi nedostatečně známa, nelze se zatím definitivně vyjádřit k průběhu hranice coniak x santon nejen ve vrtu Vf-1, ale i v celé pánvi. Ve složení vápnité nanoflóry ve vrtu Vf-1 nebyly zjištěny žádné santonské prvky, palynologicky předpokládané santonské stáří mořských sedimentů flyšoidní facie březenského souvrství ve vrtu Volfartice se opírá o srovnání s kontinentálními sedimenty jihočeských pánví, kterým je přisuzováno toto stáří. Jak ukázalo studium megaspor ve vrtu Vf-1, nelze těchto mikrofosilů využít pro stratigrafické členění březenského souvrství.

Podle rozboru výskytu inoceramů z blízkého okolí vrtu Vf-1 bylo doloženo, že není možné v této oblasti spolehlivě řešit otázku hranice turon/coniak pro redukci teplického souvrství a pro přítomnost kondenzačního horizontu na bázi tohoto souvrství.

Paleontologické zpracování písčité sekvence jizerského a bělohorského souvrství a korycanských vrstev je do velké míry ovlivněno jak nevhodným litologickým charakterem sedimentů pro mikropaleontologický rozbor, tak i značnými ztrátami jádra, především v jizerském souvrství (příl. 1). Kusé informace o stáří těchto sedimentů (v rozsahu spodní až svrchní turon) jsou odvozeny pouze z bodových nálezů inoceramů a z ojedinělých palynologických vzorků. Cenomanské stáří korycanských vrstev dokládají ojedinělé nálezy pektinidních mlžů.

K tisku doporučil V. Klein

Literatura

- Birkelund T. - Hancock J. M. - Hart M. B. - Rawson P. F. - Remane J. - Robaszynski F. - Schmid F. - Surlyk F. (1984): Cretaceous stage boundaries — proposals. — Bull. Geol. Soc. Den., 33, 3—20, København.
- Bouma A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. — Elsevier, Amsterdam, London, New York.
- Čech S. - Klein V. - Kříž J. - Valečka J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. — Věst. Ústř. Úst. geol., 55, 5, 277—296. Praha.
- Doeven P. H. (1983): Cretaceous nannofossil stratigraphy and paleoecology of the Canadian Atlantic margin. — Bull. Geol. Surv. Canada, 356, 1—69. Ottawa.

- Dvořák J. (1963): Nejmladší vrstvy české křídý. — Věst. Ústř. Úst. geol., 38, 3, 189—192. Praha.
- Hercogová J. (1978): Vymezení hloubkových pásem v coniacu severozápadních Čech na základě foraminifer. — Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 107—110. Praha.
- (1985): Mikrofaunistická charakteristika křídových sedimentů na základě bentónických foraminifer. — In: Malkovský M. et al.: Geologie severočeské hnědouhelné pánve a jejího okolí. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Johnson H. D. (1978): Shallow siliciclastic seas. — In: Reading H. G. (Ed.) Sedimentary environments and facies. — Blackwell Scientific Publications, 207—253. Oxford, London, Edinburgh, Melbourne.
- Klein V. (1962): Geologické poměry území j. a jv. od České Lípy. Kandidát. disert. práce. — MS Geofond. Praha.
- (1966): Stratigrafie a litologie svrchní křídý mezi Jizerou a Labem. — Sbor. geol. Věd, Geol., 11, 49—76. Praha.
- Klein V. - Müller V. - Valečka J. (1979): Lithofazielle und paläogeographische Entwicklung des Böhmisches Kreidebeckens. — Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, 6, 435—446. Stuttgart.
- Knobloch E. (1984a): Megasporen aus der Kreide von Mitteleuropa. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 26, 157—185. Praha.
- (1984b): Megasporen aus der Kreide (Coniac—Santon der Bohrung Volfartice, Nordböhmen). — Čas. Mineral. Geol., 29, 155—165. Praha.
- (1986): Monographie der Früchte und Samen in der Kreide von Mitteleuropa. — Rozpr. Ústř. Úst. geol., 47. Praha.
- Krutzsch W. (1957): Sporenpaläontologische Untersuchungen in der sächsisch-böhmischen Kreide und die Gliederung der Oberkreide auf mikrobotanischer Grundlage. — Ber. Geol. Gesell. Dtsch. Demokr. Republ. geol. Wiss., 2, 123—129. Berlin.
- (1959): Einige neue Formgattungen und -arten von Sporen und Pollen aus der mitteleuropäischen Oberkreide und dem Tertiär. — Palaeontographica, Abt. B, 105, 125—157. Stuttgart.
- Macák M. (1963): Koproilitová vrstvička a košťické plošky v křídě ohárecké oblasti. — Čas. Mineral. Geol., 8, 4, 380—382. Praha.
- (1967): Spodní a svrchní coniac v západní části Českého středohoří. — Věst. Ústř. Úst. geol., 42, 1, 41—43. Praha.
- Macák F. - Müller V. (1963): Svrchní coniac až santon v křídě Českého středohoří. — Věst. Ústř. Úst. geol., 38, 3, 193—195. Praha.
- Medus J. - Boch A. - Parron C. - Lauverjat J. - Triat J. M. (1980): Turonian *Normapolles* from Portugal and Southern France. Correlations. — Rev. Paleobot. Palynol., 31, 105—153. Amsterdam.
- Pacltová B. (1961): On some plant microfossils from freshwater sediments of the Upper Cretaceous (Senonian) in the South-Bohemian Basin. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 26, 47—102. Praha.
- (1973): Evolution of Angiosperm pollen of the Bohemian Upper Cretaceous and its time correlation significance. In: The Palynology of the Cenophytic. Nauka, Moskva.
- (1979): Significance of palynology for the biostratigraphic division of the Cretaceous of Bohemia. — Paleontologická konference, 77, 93—100. Praha.
- (1981): The evolution and distribution of *Normapolles* pollen during Cenophytic. — Rev. Paleobot. Palynol., 35, 175—208. Amsterdam.
- (1984): Some pollen of recent and fossil species of the genus *Platanus* L. — Acta Univ. Carol., Geol., 4, 367—391. Praha.

- Pacltová B. - Krutzsch W. (1970): Neue Pollen- und Sporenarten aus der mittleren Oberkreide, insbesondere Mitteleuropas. — Paläont. Abh., Abt. B, 3/4, 573—598. Berlin.
- Perch-Nielsen K. (1979): Calcareous nannofossils from the Cretaceous between the North Sea and the Mediterranean. — Aspekte der Kreide Europas. IUGS Series A, 6, 223—272. Stuttgart.
- Pettijohn F. J. (1941): Persistence of heavy minerals and geologic age. — J. Geol., 49, 610—625. Chicago.
- Pokorný V. (1979): Ostracode biostratigraphy of the Turonian and Coniacian of Bohemia, Czechoslovakia. — In V. Pokorný (ed.): Paleontologická konference 1977, 243—251. Univ. Karlova. Praha.
- Reineck H. E. - Singh I. B. (1972): Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. — Sedimentology, 18, 123—128. Amsterdam, London, New York.
- Scott R. W. (1974): Bay and shoreface benthic communities in the Lower Cretaceous. — Lethaia, 7, 315—330. Oslo.
- Seibertz E. (1979): Probleme der Turon-Gliederung Nordeuropas (Oberkreide) im überregionalen Vergleich. — Newsl. Stratigr., 7, 3, 166—170. Berlin, Stuttgart.
- Sissingh W. (1977): Biostratigraphy of Cretaceous nannoplankton, with appendix by Prins B. et Sissingh W. — Geol. en Mijnb., 56, 1, 37—65. s'Gravenhage.
- Skoček V. - Valečka J. (1983): Palaeogeography of the Late Cretaceous Quadersandstein of Central Europe. — Palaeogeogr. Palaeoclimatol., Palaeoecol., 44, 71—92. Amsterdam.
- Soukup J. (1956): Výskyt inoceramů ze skupiny subcardissoides v české křídě. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont., 22, 103—122. Praha.
- Triebel E. - Malz H. (1969): Die Ostracoden der deutschen Kreide, 4: *Paracytheretta calkeri* und ähnliche Arten aus dem Santon. — Senckenberg. Iethaea, 50, 5/6, 433—445. Frankfurt a. M.
- Tröger K. A. (1969): Zur Paläontologie, Biostratigraphie und faziellen Ausbildung der unteren Oberkreide (Cenoman bis Turon). — Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol., 13, 1—70. Dresden.
- (1981): Zu Problemen der Biostratigraphie der Inoceramen und der Untergliederung des Cenomans und Turons in Mittel- und Osteuropa. — Newsl. Stratigr., 9, 3, 139—156. Berlin, Stuttgart.
- Valečka J. (1974): Litofaciální a paleogeografický vývoj svrchní křídly v severních Čechách. Kandidát. disert. práce. — MS Geofond. Praha.
- (1979): Paleogeografie a litofaciální vývoj severozápadní části české křídové pánve. — Sbor. geol. Věd, Geol., 33, 47—81. Praha.
- Valečka J. (1984): Storm surge versus turbidite origin of the Coniacian to Santonian sediments in the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin. — Geol. Rdsch., 73, 2, 651—682. Stuttgart.
- Walker R. G. (1979): Facies models 7. Shallow marine sands. In: Walker R. G. (ed.): Facies models. — Geosci. Canada, Reprint Series I, 75—89.
- (1982): Hummocky and swaley cross stratification. In: Walker R. G. (ed): Clastic units of the Front Ranges, foothills and plains in the area between Field, B. C. and Drumheller, Alberta. — IAS excursion 21 A, 23—30.
- sine (1978): Zásady československé stratigrafické klasifikace, 2. vyd. — Věst. Ústř. Úst. geol., 53, 6, 321—331. Praha.

Vysvětlivky k přílohám I—XII

Příl. I

Nepravidelně rozmístěný štěrčík ve středně zrnitém křemenném pískovci. Bělohorské souvrství, hloubka 800,30 m

Příl. II

Hrubé, šikmé zvrstvení deskovitého typu, zvýrazněné střídáním zrnitostně odlišných lamin. Bělohorské souvrství, hloubka 796,00 m

Příl. III

1. Jílovité šmouhy ve středně zrnitém pískovci s hrubozrnnou frakcí. Jizerské souvrství, hloubka 526,40 m
2. Bioturbační textury typu *Thalassinoides* ve středně zrnitém pískovci. Textura je vyplněna hrubozrnnějším materiálem. Jizerské souvrství, hloubka 526,50 m

Příl. IV

- 1, 2. Velké uhelné klasy v pískovcích bělohorského souvrství. Hloubka 785,00 m a 778,80 m

Příl. V

Chuchvalcovité kalcifikační projevy v jizerském souvrství. Hloubka 532,75 m

Příl. VI

Kalcifikační konkrétní tvary v jizerském souvrství. Hloubka 490,95 m a 478,75 m
Všechny fotografie ÚÚG — V. Skala

Příl. VII

1. *Karsteneis (Prosteneis) radegasti* Pokorný, levá lasturka, samička, ostrakodová zóna Ca—Cb, březenské souvrství, hloubka 431,00—432,00 m, VP 0 - 728. Zvětšeno 60X
2. *Golcoythere calkeri* (Bonnama), pravá lasturka; ostrakodová zóna Ca, teplické souvrství, hloubka 446,00—447,00 m, VP 0 - 729. Zvětšeno 60X
- 3, 4. *Parvacythereis subparva* (Pokorný), levá lasturka, sameček; ostrakodová zóna Ca, teplické souvrství, hloubka 446,00—447,00 m, VP 0 - 730 (sameček), VP 0 - 731 (samička). Zvětšeno 100X
5. *Rehacythereis ? chlomkensis* (Pokorný), levá lasturka, samička; ostrakodová zóna Ca, teplické souvrství, hloubka 446,00—447,00 m, VP 0 - 732. Zvětšeno 100X
- 6, 7. *Cythereis ex gr. ornatissima* (Reuss), ostrakodová zóna Ca, březenské souvrství, hloubka 16,00—17,00 m; 6: levá lasturka, samička, VP 0 - 733, zvětšeno 60X; 7: pravá lasturka, sameček, VP 0 - 734. Zvětšeno 60X
- 8, 9. *Mosaeleberis bohémica* Pokorný, ostrakodová zóna Ca, březenské souvrství, hloubka 16,00—17,00 m; 8: levá lasturka, samička, VP 0 - 735, zvětšeno 60X; 9: levá lasturka, sameček, VP 0 - 736, zvětšeno 60X
10. *Karsteneis karsteni karsteni* (Reuss), levá lasturka, samička, ostrakodová zóna Ca—Cb, březenské souvrství, hloubka 431,00—432,00 m, VP 0 - 737. Zvětšeno 100X

Foto J. Kulich

Příl. VIII

- 1, 2. cf. *Complexiopolis* W. Krutzsch, bělohorské souvrství, hloubka 819,20 m
3. *Domasia cf. symetrica* Cramer, březenské souvrství, hloubka 8,40 m

4. *Atlantopollis verrucosus* (Groot et Groot) W. Krutzsch, bělohorské souvrství, hloubka 819,20 m
5. cf. *Santonipollis* sp., bělohorské souvrství, hloubka 793,00—794,00 m
6. *Normapolles* Pflug, bělohorské souvrství, hloubka 808,20 m
7. *Deunffia brevispinosa* Downie, březenské souvrství, hloubka 16,00—17,00 m
8. *Domasia quadrispinosa* Hill, bělohorské souvrství, hloubka 827,50 m
Měřítko = 10 μ m

Foto B. Pacltová

Příl. IX

- 1, 2, 3. *Oculopollis* forma A, březenské souvrství, hloubka 320,00—321,00 m
4. cf. *Tennerina* W. Krutzsch, březenské souvrství, hloubka 320,00—321,00 m
5. *Domasia* sp., březenské souvrství, hloubka 320,00—321,00 m
- 6, 7. *Emscheripollis triangulatus* W. Krutzsch, březenské souvrství, hloubka 320,00 až 321,00 m
Měřítko = 10 μ m

Foto B. Pacltová

Příl. X

1. cf. *Extratroporopollenites* sp., březenské souvrství, hloubka 30,00—31,00 m
2. *Trudopollis* cf. *conector* Pflug, březenské souvrství, hloubka 35,00—36,00 m
3. *Extrapollis* sp., březenské souvrství, hloubka 47,00—48,00 m
4. *Extratroporopollenites* sp., březenské souvrství, hloubka 83,20 m
- 5, 6, 7, 10. *Complexiopollis* forma B (morfologicky pokročilá forma), březenské souvrství, hloubka 83,20 m
- 8, 9. *Normapolles* Pflug, ekvatoriální poloha, březenské souvrství, hloubka 83,2 m
Měřítko = 10 μ m

Foto B. Pacltová

Příl. XI

- 1, 2. *Bohemiapollis* W. Krutzsch et Pacltová, březenské souvrství, hloubka 12,40 m
- 3, 4. *Trudopollis* sp., teplické souvrství, hloubka 445,00—446,00 m
- 5, 6, 7. *Emscheripollis santonius* Pacltová et W. Krutzsch, březenské souvrství, hloubka 179,00—180,00 m
Měřítko = 10 μ m
8. *Marthasterites jurcatus* (Deflandre) Deflandre, teplické souvrství, hloubka 444,50 m, procházející světlo. Zvětšeno 2500 \times
9. *Micula decussata* Vekshina, teplické souvrství, hloubka 444,50 m; 9a: procházející světlo, 9b: zkřížené nikoly. Zvětšeno 2500 \times

Foto B. Pacltová

Foto J. Krhovský, L. Švábenická

Příl. XII

1. *Trileites utilis* Marc., březenské souvrství, hloubka 99,60 m. Zvětšeno 40 \times
2. aff. *Istisporites inornatus* (Mier) Pot., březenské souvrství, hloubka 83,80 m. Zvětšeno 90 \times
3. *Walbeckia guttaeformis* (Knobl.) Knobl. et Mai, březenské souvrství, hloubka 98,50 m. Zvětšeno 30 \times
4. *Paxillitriletes setifera* Knobl., březenské souvrství, hloubka 211,30 m. Zvětšeno 100 \times
5. *Trileites carbunculus* (Dijkstra) Knobl., březenské souvrství, hloubka 123,30. Zvětšeno 90 \times

6. *Bohemisporites pyriformis* (Dijkstra) Knobl., březenské souvrství, hloubka 122,60 m. Zvětšeno 70X
7. *Kerhartisporites srbecensis* Knobl., březenské souvrství, hloubka 171,90 m. Zvětšeno 60X
8. *Bacutriteles volfarticensis* Knobl., březenské souvrství, hloubka 181,30 m
9. *Kerhartisporites kleinii* Knobl., březenské souvrství, hloubka 83,80 m. Zvětšeno 120X
10. *Klikovispermum bohemicum* Knobl. et Mai, březenské souvrství, hloubka 99,10 m. Zvětšeno 40X
11. *Caryanthus triasseris* (Knobl.) Knobl. et Mai, březenské souvrství, hloubka 98,50 m. Zvětšeno 35X

Foto: J. Blažek (1—2, 4—9), ÚÚG — V. Skala (3), M. Molčík (10—11)

Upper Cretaceous in the borehole Volfartice Vf-1

(Summary of the Czech text)

Stanislav Čech - Jitka Hercogová - Ervín Knobloch -
Blanka Pacltová - Vladimír Pokorný - Eva Sajverová -
Jiří Slavík - Lilian Švábenická - Jaroslav Valečka

Received June 20, 1984

The borehole Volfartice Vf-1 20 km ESE of Děčín, has encountered one of the greatest thicknesses of Upper Cretaceous sediments in the Bohemian Cretaceous Basin (885.30 m).

This article is the first multidisciplinary study of the geologic section in the Bohemian Cretaceous Basin. Specialists in lithology, sedimentology, inocerams, benthic foraminifers, ostracodes, calcareous nannoplankton, pollen grains, acritarchs, megaspores, and seeds cooperated.

In the borehole, the lithostratigraphic units defined by Čech et al. (1980) were delimited within the range of the Březno Formation—Korycany Member (pl. 1).

The lithologic section of the borehole documents several types of sedimentation in this region during the Upper Cretaceous:

a) A type of psammitic sedimentation during the initial Cenomanian transgression (Korycany Member) and during higher supply of coarse detritus into the basin caused by the increasing tectonic activity of the near source area and by increasing current activity (Valečka 1979, Skoček - Valečka 1983). Coarsening-upward sequences and large-scale cross bedding in the Bílá Hora and Jizera Formations are characteristic features. The heavy minerals assemblage indicates that the material of the Korycany Member was being supplied from areas in which mainly staurolitic mica-schist types of rocks and even Permo-Carboniferous ignimbrites were eroded. Garnet rock types and granitoids (tables 2, 3), on the contrary, are considered to have been the main source material of the Bílá Hora and Jizera Formations. Large coal clasts found in the Bílá Hora Formation (pl. IV-1, 2) were identified as syndimentary wood fragments that had been the wood ground for bioerosion by Cretaceous pelecypods.

b) A type of pelitic sedimentation following a greater transgression

that reduced the source area of the psammitic material (basal part of the Bílá Hora Formation, the Teplice Formation to lower part of the Březno Formation).

c) A type of aleuropelitic sedimentation, that was periodically interrupted by the deposition of thin sand layers (flyschoid facies of the Březno Formation). These sandstone intercalations correspond in thickness, character of contacts and structural features to tempestites (storm layers) (tab. 1, pl. 2). The heavy minerals assemblage documents an increasing material supply from granitoids and garnetiferous metamorphites; kyanite (tables 2, 3), in the higher part of the section, indicates also a change of the source area.

Multidisciplinary evaluation of numerous sedimentologic and paleontologic data enabled to demonstrate, on the example of the Teplice and Březno Formations that the changes in the occurrence and composition of fauna and flora assemblages had been influenced by the type of sediment, the calcium carbonate content in the rock, the sedimentary regime (pelitic sedimentation in contrast to catastrophic storm layers) and the development of the shore-offshore profile (pl. 2).

The marked change of regime from psammitic to pelitic sedimentation at the boundary between the Teplice and Jizera Formations reflects the Upper Turonian transgression; this attained its maximum during the deposition of the lower part of the Březno Formation (Coniacian). The first occurrence of tempestites controlling the flyschoid appearance of the Březno Formation (Coniacian—Santonian) indicates the beginning of the regression of the Cretaceous sea.

The stratigraphic conclusions resulting from the evaluation of various systematic groups of fauna and flora are summarized in pl. 1. The most important result is the fact that the base of the Santonian clearly established by an assemblage of benthic foraminifers and partly by the ostracode zone C_d including numerous Santonian elements is overlapped with Coniacian inoceramid assemblage zone no. 26 that contains *V. involutus* Sow. Since, however, the distribution of the key ammonites and inocerams directly above this inoceramid zone in the Bohemian Cretaceous Basin has not been sufficiently known sofar we cannot define the Coniacian/Santonian boundary in this paper.

Distribution analysis of inoceramids in the vicinity of borehole Vf-1 has revealed that this area does not suffice for a univocal determination of the Turonian/Coniacian boundary, because the thickness of the Teplice Formation is reduced and a condensed deposit occurs at its base.

The stratigraphic position of the sequence of sandy sediments in the lower part of the borehole section has been determined on isolated finds of inocerams and of a few palynological samples only.

A comparison of the distribution of the plant microfossils with the detailed macro- and microbiostratigraphy of borehole Vf-1 may facilitate future palynological parallelization of the continental sediments in the South Bohemian Basins with the marine sediments in the Bohemian Cretaceous Basin.

Přeložila H. Šilarová

Explanation of tables

Table 1. Structural features in sandstone layers of the flyschoid facies of the Březno Formation.

¹⁾ hummocky cross bedding sensu R. G. Walker (1982).

Table 2. Average percentage of index minerals.

Table 3. Heavy minerals in borehole Volfartice Vf-1.

a — accessories, + — very rare occurrence.

Table 4. CaCO₃ contents in the Cretaceous sediments of borehole Volfartice Vf-1.

Table 5. Benthic foraminifers in borehole Volfartice Vf-1.

Table 6. Calcareous nannoplankton in borehole Volfartice Vf-1.

Table 7. Occurrence of megaspores, coalified fruits, and seeds in borehole Volfartice Vf-1.

Explanation of text-figures

1 Relative abundance of terrestrial and marine elements.

1 — *Angiospermae*, 2 — *Gymnospermae*, 3 — *Pteridophyta* and *Bryophyta*, 4 — plant microplankton and foraminifers.

2. Relationship between the relative abundance of *Normapolles* pollen grains and the pollen grains of other angiosperms.

1 — *Normapolles*, 2 — tricolpate and tricolporate pollen grains, 3 — other types of pollen grains and angiosperms.

3. Relative abundance of individual terrestrial and marine elements in the uppermost layers of the Březno Formation. B — average abundance of individual elements from the mentioned interval.

1 — *Angiospermae*, 2 — *Gymnospermae*, 3 — *Pteridophyta* and *Bryophyta*, 4 — plant microplankton, 5 — foraminifers.

4 Relative abundance of individual terrestrial and marine elements in the Březno Formation.

For explanation see fig. 3.

5. Relative abundance of groups of terrestrial plants.

1 — *Normapolles*, 2 — tricolpate and tricolporate pollen grains, 3 — *Gymnospermae*, 4 — *Pteridophyta* and *Bryophyta*, 5 — other types of pollen grains of angiosperms.

6. Relative abundance of individual terrestrial and marine plants in the Bělá Hora Formation.

A — average abundance of individual elements.

For explanation see fig. 3.

Explanation of plates

Pl. 1

Lithology and stratigraphy of the borehole Volfartice Vf-1.

1 — gravelly and coarse-grained quartzose sandstones, 2 — medium-grained quartzose sandstone, 3 — silty-clayey, fine- to medium-grained sandstones, 4 — clayey siltstones, 5 — thin intercalations of fine- to medium-grained sandstones (tempestites) in calcareous claystones and siltstones, 6 — marlstones, 7 — calcareous claystones, 8 — loss of core, interpretation of sandstones according to logging and correlation with surrounding boreholes, 9 — calcitic aggregates and concretions, 10 — barren interval (in biostratigraphic columns), 11 — large-scale cross bedding, 12 — subhorizontal bedding, 13 — streaky and lenticular bedding, 14 — coal clasts, 15 — pelosiderite concretions, 16 — erosion surface, t.s. — Teplice Formation, r.v. — Rohatec, Member a.z. — inoceramid assemblage zone, C_a—C_d — ostracode zone, NC — zone of calcareous nannoplankton, Ks — Santonian, Kcn — Coniacian, Kt₃ — Upper Turonian.

Pl. 2

Relationship between the composition and species abundance of fauna and flora and the lithology of the Teplice Formation — Březno Formation. (*Dark field* — terrestrial elements, *white field* — marine elements; t.s. — Teplice Formation, r.v. — Rohatec Member).

1 — mostly calcareous claystones, 2 — partly sandy, clayey siltstones, 3 — silty-clayey fine-grained sandstones passing into sandy-clayey siltstones, 4 — medium-grained quartzose sandstones, 5 — position of thin sandstone layers (tempestites), 6 — hiatus.

Pl. I

1. Irregularly distributed gravel in medium-grained quartzose sandstone. Bílá Hora Formation, depth 800.30 m.

Pl. II

1. Large-scale planar cross bedding, emphasized by alternating laminae of different grain size. Bílá Hora Formation, depth 796.00 m.

Pl. III

1. Clayey streaks in medium-grained sandstone with coarse grain-size fraction. Jizera Formation, depth 526.40 m.
2. Bioturbation structures of *Thalassinoides* type in medium-grained sandstone. Structure filled with coarser grained material. Jizera Formation, depth 526.50 m.

Pl. IV

- 1, 2. Large coal clasts in the sandstones of the Bílá Hora Formation. Depths 785.00 m and 778.80 m.

Pl. V

Calcitic aggregates in the Jizera Formation. Depth 532.75 m.

Pl. VI

Calcitic concretions in the Jizera Formation. Depths 490.95 m and 478.75 m.

Photos by ÚÚG — V. Skala

Pl. VII

1. *Karsteneis (Prosteneis) radegasti* Pokorný, left valve, female; ostracode zone Ca—Cb, Březno Formation, depth 431.00—432.00 m, No. VP 0 - 728, X60.
2. *Golcocythere calkeri* (Bonema), right valve; ostracode zone Ca, Teplice Formation, depth 446.00—447.00 m, No. VP 0 - 729, X60.
3. 4. *Parvacytheis subparva* [Pokorný], left valve, male; ostracode zone Ca, Teplice Formation, depth 446.00—447.00 m, No. VP 0 - 730 (male), No. VP 0 - 731 (female), X100.
5. *Rehacytheis ? chlomkensis* [Pokorný] left valve, female, ostracode zone Ca, Teplice Formation, depth 446.00—447.00 m, No. VP 0 - 732, X100.
6. 7. *Cythereis ex gr. ornatissima* [Reuss], ostracode zone Cd, Březno Formation, depth 16.00—17.00 m; 6: left valve, female, No. VP 0 - 733, X60; 7: right valve, male, VP 0 - 734.00 m, X60.
8. 9. *Mosaeleberis bohémica* Pokorný, ostracode zone Cd, Březno Formation, depth 16.00—17.00 m; 8: left valve, female, No. VP 0 - 735, X60; 9: left valve, male, VP 0 - 736, X60.
10. *Karsteneis karsteni karsteni* [Reuss], left valve, female, ostracode zone Ca—Cb, Březno Formation, depth 431.00—432.00 m, No. VP 0 - 737.00, X100.

Photos by J. Kulich

Pl. VIII

- 1, 2. cf. *Complexiopollis* W. Krutzsch, Bílá Hora Formation, depth 819.20 m.
3. *Domasia cf. symetrica* Cramer, Březno Formation, depth 8.30 m.
4. *Aflantopollis verrucosus* [Groot et Groot] W. Krutzsch, Bílá Hora Formation, depth 819.20 m.
5. cf. *Santoniopollis* sp., Bílá Hora Formation, depth 793.00—794.00 m.
6. *Normapollis* Pflug, Bílá Hora Formation, depth 808.20 m.
7. *Deunffia breviospinosa* Downie, Březno Formation, depth 16.00—17.00 m.
8. *Domasia quadrispinosa* Hill, Bílá Hora Formation, depth 827.50 m.
Length of line = 10 μm

Photos by B. Pacltová

Pl. IX

- 1, 2, 3. *Oculopollis* forma A, Březno Formation, depth 320.00—321.00 m.
4. cf. *Tennerina* W. Krutzsch, Březno Formation, depth 320.00—321.00 m.
5. *Domasia* sp., Březno Formation, depth 320.00—321.00 m.
6. 7. *Emscheripollis triangulatus* W. Krutzsch, Březno Formation, depth 320.00—321.00 m.
Length of line = 10 μm

Photos by B. Pacltová

Pl. X

1. cf. *Extratropopollenites* sp., Březno Formation, depth 30.00—31.00 m.
2. *Trudopollis cf. conector* Pflug, Březno Formation, depth 35.00—36.00 m.
3. *Extrapollis* sp., Březno Formation, depth 47.00—48.00 m.
4. *Extratropopollenites* sp., Březno Formation, depth 83.20 m.
- 5, 6, 7, 10. *Complexiopollis* forma B (morphologically advanced form), Březno Formation, depth 83.20 m.
- 8, 9. *Normapollis* Pflug, equatorial position, Březno Formation, depth 83.20 m.
Length of line = 10 μm

Photos by B. Pacltová

Pl. XI

- 1, 2. *Bohemiapollis* W. Krutzsch et Pacltová, Březno Formation, depth 12.40 m.
- 3, 4. *Trudopollis* sp., Teplice Formation, depth 445.00—446.00 m.
- 5, 6, 7. *Emscheripollis santonus* Pacltová et W. Krutzsch, Březno Formation, depth 179.00—180.00 m.
Length of line = 10 μ m

Photos by B. Pacltová

8. *Marthasterites furcatus* (Deflandre) Deflandre, Teplice Formation, depth 444.50 m, transmitted light, $\times 2500$.
9. *Micula decussata* Vekshina, Teplice Formation, depth 444.50 m, 9a: transmitted light, 9b: crossed nicols, $\times 2500$.

Photos by J. Krhovský, L. Švábenická

Pl. XII

1. *Trileites utilis* Marc., Březno Formation, depth 99.60 m, $\times 40$.
2. aff. *Istisporites inornatus* (Miner) Pot., Březno Formation, depth 83.80 m, $\times 90$.
3. *Walbeckia guttaeformis* (Knobl.) Knobl. et Mai, Březno Formation, depth 98.50 m, $\times 30$.
4. *Paxillitriletes setifera* Knobl., Březno Formation, depth 211.30 m, $\times 100$.
5. *Trileites carbunculus* (Dijkstra) Knobl., Březno Formation, depth 123.30 m, $\times 90$.
6. *Bohemisporites pyriformis* (Dijkstra) Knobl., Březno Formation, depth 122.60 m, $\times 70$.
7. *Kerhartisporites srbecensis* Knobl., Březno Formation, depth 171.90 m, $\times 60$.
8. *Bacutrites wolfarticensis* Knobl., Březno Formation, depth 181.30 m.
9. *Kerhartisporites kleinii* Knobl., Březno Formation, depth 83.80 m, $\times 120$.
10. *Klikovispermum bohemicum* Knobl. et Mai, Březno Formation, depth 99.10 m, $\times 40$.
11. *Caryanthus triasseris* (Knobl.) Knobl. et Mai, Březno Formation, depth 98.50 m, $\times 35$.

Photos 1—2, 4—9 by J. Blažek, 3 by ÚÚG — V. Skaļa, 10—11 by M. Molčík

Верхний мел в буровой скважине Вольфартце ВФ-1

Буровой скважиной ВФ-1 пробурено 885,30 м меловых отложений, что собой представляет одну из наибольших мощностей мела, пробуренных в Чешском меловом бассейне. В статье представляется литологический разрез, расчлененный на литостратиграфические единицы, охватывающие корыцанские слои по бржезенскую свиту. В разрезе мела внимание обращается далее на местоположения обломков угля, развитие сообществ тяжелых минералов и связь литологии с биогенными проявлениями. Биостратиграфия меловых отложений опирается на исследования иноцерамов, фораминифер, остракод, нанопланктона, на анализ пыльцевых зерен, мегаспор и обугленных плодов и семян, на основании чего толща меловых отложений отнесена к сеноману по нижний сантон.

Přeložil A. Kříž

