



**Vědecký redaktor:**

**RNDr. ZDENĚK KUKAL, CSc.**

Diskuse o pracích se konala na poradním sboru vědeckého redaktora  
dne 3. dubna 1986

© Ústřední ústav geologický, 1988

SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD  
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

**g e o l o g i e**

---

**g e o l o g y**

**43**



VYDAL ÚSTŘEDNÍ ÚSTAV GEOLOGICKÝ  
V AKADEMII, NAKLADATELSTVÍ ČESKOSLOVENSKÉ AKADEMIE VĚD,  
PRAHA 1988

## OBSAH

Rajlich P.: Tektonika sz. okraje stredočeského plutonu a variská transprese v bloku bohemika. — Tectonics of the NW border of the Central Bohemian Pluton and the Variscan transpression of the Bohemicum block structure . . . . .	9
Chlupáč I. - Kukač Z.: Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian—Middle Devonian, Czechoslovakia). — Události globálního významu a stratigrafie barrandienského paleozoika (kambrium—střední devon) . . . . .	83
Valečka J.: Sedimentologie svrchní křídý v králickém příkopu. — Sedimentology of the Upper Cretaceous in the Králky Graben (NE Bohemia) . . . . .	147
Adamová M.: Geochemické zhodnocení sedimentů pouzdřanské jednotky. — Geochemical evaluation of the Pouzdřany unit sediments . . . . .	193

Sbor. geol. věd	Geologie 43	Str. 9—81	34 obr.	4 tab.	6 příl.	Praha 1988 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	--------------	------------	-----------	------------	------------------------------

## **Tektonika sz. okraje středočeského plutonu a variská transprese v bloku bohemika**

### **Tectonics of the NW border of the Central Bohemian Pluton and the Variscan transpression of the Bohemicum block structure**

Petr Rajlich <sup>1</sup>

Předloženo 21. března 1985

Rajlich P. (1988): Tektonika sz. okraje středočeského plutonu a variská transprese v bloku bohemika. — Sbor. geol. Věd, Geol., 43, 9—81. Praha.

**V ý t a h:** Práce analyzuje pomocí strukturně geologických metod variské a kadomské deformace v oblasti sz. okraje středočeského plutonu. Jsou popsány technickými pracemi ověřené sv.—jz. vrásy, kadomské drobné v.—z. vrásy, hlavní zlomy, tektonika horninových žil, puklín, „jřlovské“ kliváže a rudních žil. Je dokládána směrová diskordance a naložení variských sv.—jz. struktur na starší v.—z. kadomské. Získané poznatky jsou využity pro dynamické řešení variské deformace svrchního proterozoika a paleozoika v celém bloku bohemika. Dynamika variské orogeneze byla vysvětlena pomocí transpresního modelu v zóně omezené horizontálními stříhy. Postupné časové omezování rozsahu variských deformací směrem ke středočeskému švu dokumentuje vícefázový vývoj tohoto horizontálního posunu a blokového — mikrodeskového rozhraní.

<sup>1</sup> Ústav geologie a geotechniky ČSAV, V Holešovičkách 41, 182 09 Praha 8

#### **Úvod**

Severozápadní okraj středočeského plutonu je obrazem deformací vnitřní části Českého masívu v intervalu od svrchního proterozoika do svrchního paleozoika. Tektonická stavba vzniklá během dlouhého časového vývoje je výsledkem rozdílných napětí a typů deformací jednotlivých období. Problematikou tektoniky se ve svých pracích zabývala (jak ukazuje seznam literatury) velká řada autorů. Nejzávažnější poznatky z tohoto hlediska přinesly práce Grimma (1855), Pošepného (1895), Kettnera (1911—1927), Malýševa (1963), Adámka (1968), Petroše (1973), Havlíčka (1963, 1981) aj. Soustředěná pozornost na tektonické problémy byla vyvolána hlavně praktickými důvody, tj. těžbou polymetalických a uranových ložisek.

Vzájemné časové vztahy hornin doložené geologickými pozorováními umožňují postupnou rekonstrukci deformací a směrových charakteristik

regionálního pole napětí. Tímto způsobem byl analyzován vývoj mikrodeskového rozhraní a dnešní blokové stavby, jak vyplývá z porovnání geologického a geofyzikálního obrazu území (Škvor 1977, Šťovíčková 1980, Šťovíčková - Pokorný 1980, Kumpera - Suk 1980, Poucha 1980, Zeman 1981). K rozboru stavby bylo použito metod strukturní geologie. Výsledky zjištěné detailním pozorováním na sz. okraji středočeského plutonu byly dále využity pro interpretaci variské dynamiky celého bloku bohemika. Získané poznatky kladou některé omezení na výklad a porovnání variské a kadomské orogeneze v oblasti bohemika. Naložení variských struktur na kadomské s úhlovou diskordancí 45° nepodporuje názor o perzistenci struktur. Kromě významu z hlediska vysvětlení dynamiky středočeského švu a bloku bohemika, jsou pozorování významná pro paleogeografické rekonstrukce a odhad původního tvaru sedimentárních pánví.

### **Geologická charakteristika oblasti**

Severozápadní okraj středočeského plutonu představuje pásmo předpaleozoických formací, tj. svrchního proterozoika Barrandienu, spodního až svrchního paleozoika, tj. kambria až devonu, svrchnopaleozoických intruzív a rudních žil. Jejich vývoj zasahuje až do permu (Hanuš - Krs 1963). Stavba oblasti je výrazně pásemná, daná střídáním variských synklinál a antiklinál a zlomů sv.—jz. směru a jejich zděděním, viditelném na rozložení intruzív ve středočeském plutonu. Strukturní vývoj vykazuje řadu postupně nakládáných deformací, a to zvláště ve variské etapě (Kodym 1921, Kettner - Kodym 1922).

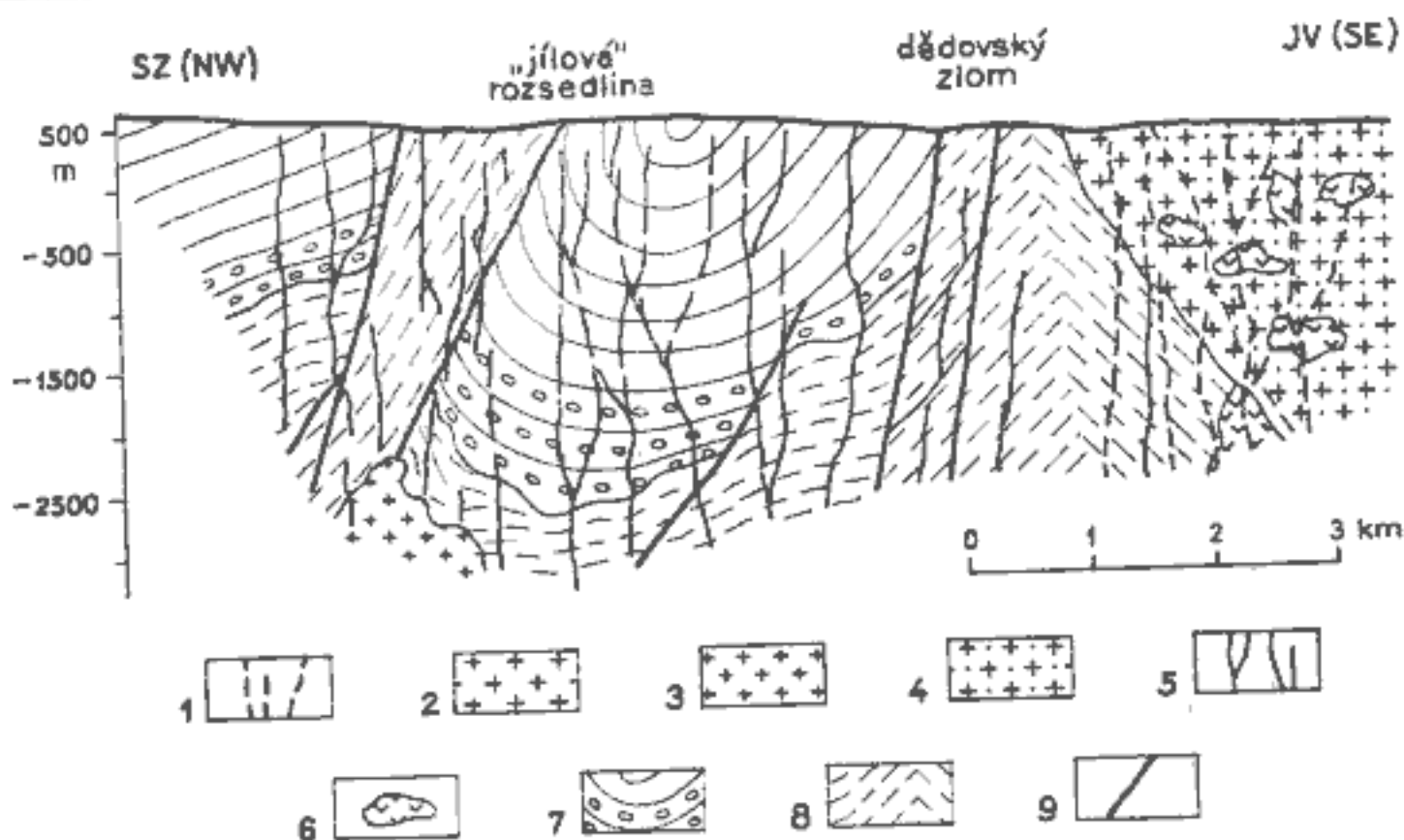
### **Svrchní proterozoikum**

Svrchní proterozoikum se nachází v jz. části území v jádrech antiklinál, kde vystupuje z podloží paleozoických sérií; v sv. části není paleozoikem zakryto. Z uvedeného důvodu vytváří na S mezi Dobříší a Davlí souvislou plochu, dále na JZ se vyskytuje ve dvou tektonicky (zlomově) vytvořených pruzích sv.—jz. směru, nazývaných 1. a 2. pásmo břidličné (Grimm 1855; Velikoborec - Zikmund 1961) (příl. 1, obr. 1). Pásma jsou navzájem oddělena spodnokambrickou příbramskou synklinálou. Stratigrafie svrchního proterozoika (Cháb - Mašek - Pelc in Píša et al. 1976, Mašek - Zoubek 1980) je uvedena v tabulce 1. Sumární mocnost nadloží blovicko-tepelské série dosahuje na Příbramsku přibližně 3 km.

Tabulka 1

Stratigrafické členění svrchního proterozoika na sz. okraji středočeského plutonu [podle M. Píši et al. 1976, upraveno]

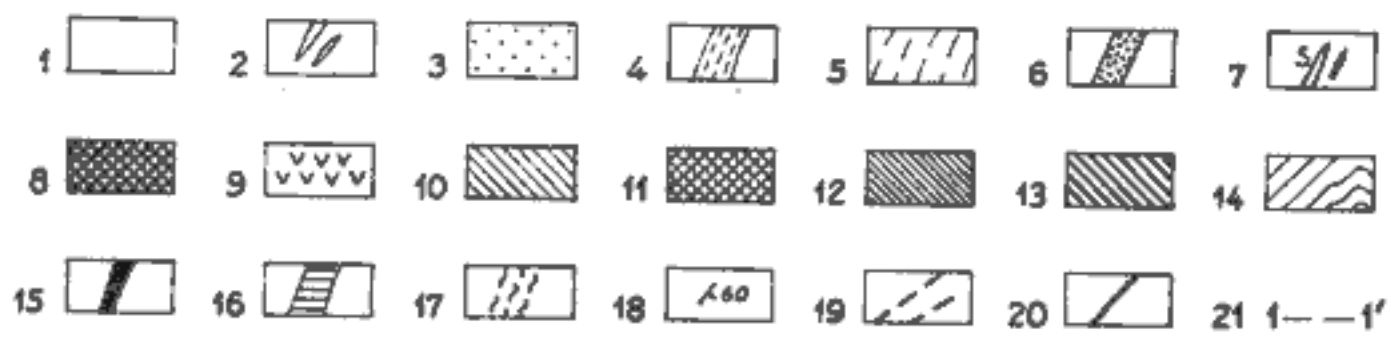
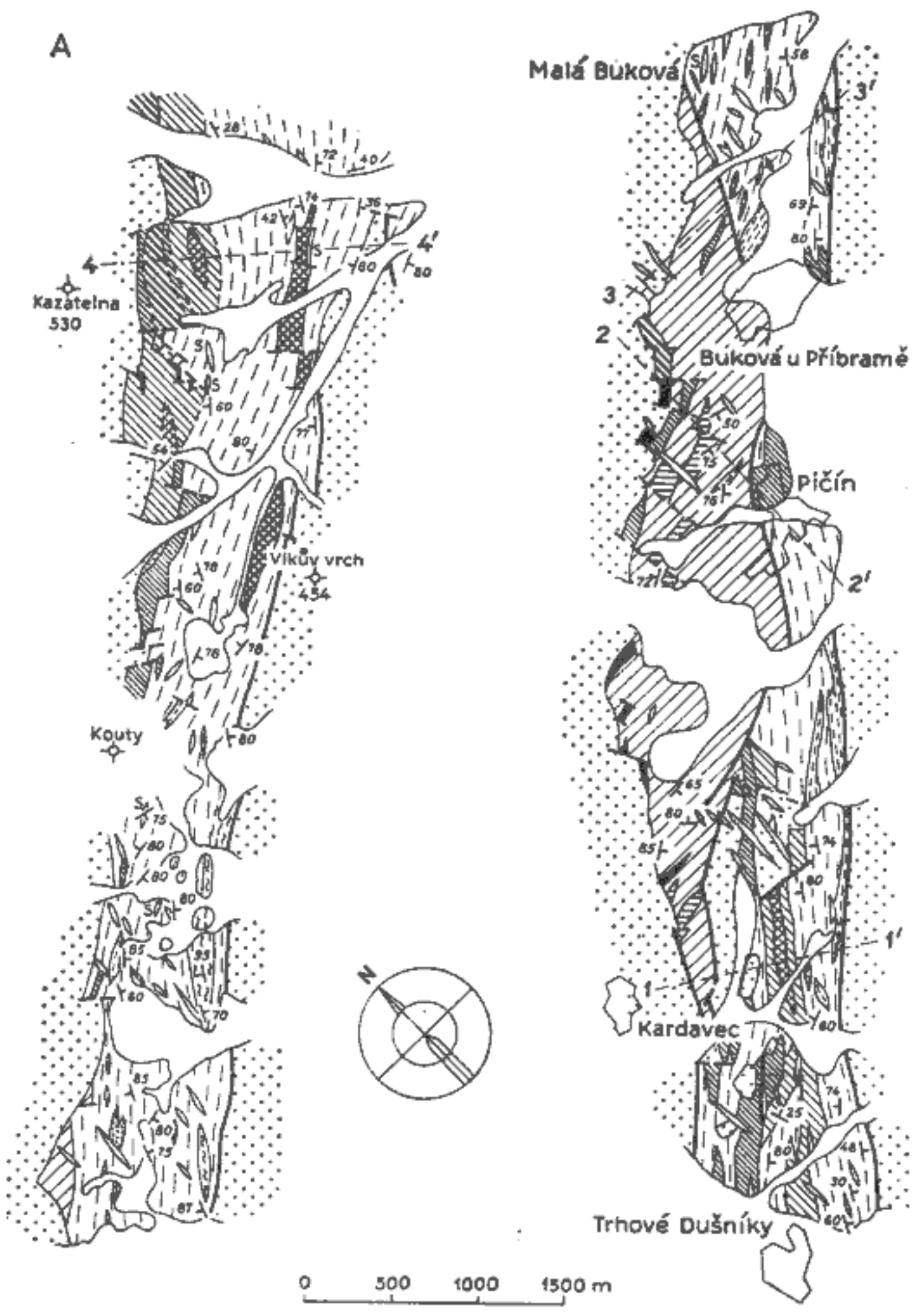
souvrství	mocnost (m)	náplň
dobříšská skupina	200	5. pískovcové souvrství
	250	4. jílovcovo-prachovcové souvrství
	400—450	3. prachovcovo-pískovcové souvrství se slepenci
	350—400	2. slepencovo-pískovcové souvrství
	450—500	1. prachovcovo-jílovcové souvrství
davelská skupina	500—1000	křemenné keratofyry a jejich tufy; černošedé prokřemenělé prachovcové břidlice ve svrchní části (lečické vrstvy)
blovicko-tepelská skupina	?	silicity, čediče (splítky), skluzové sedimenty se závalky



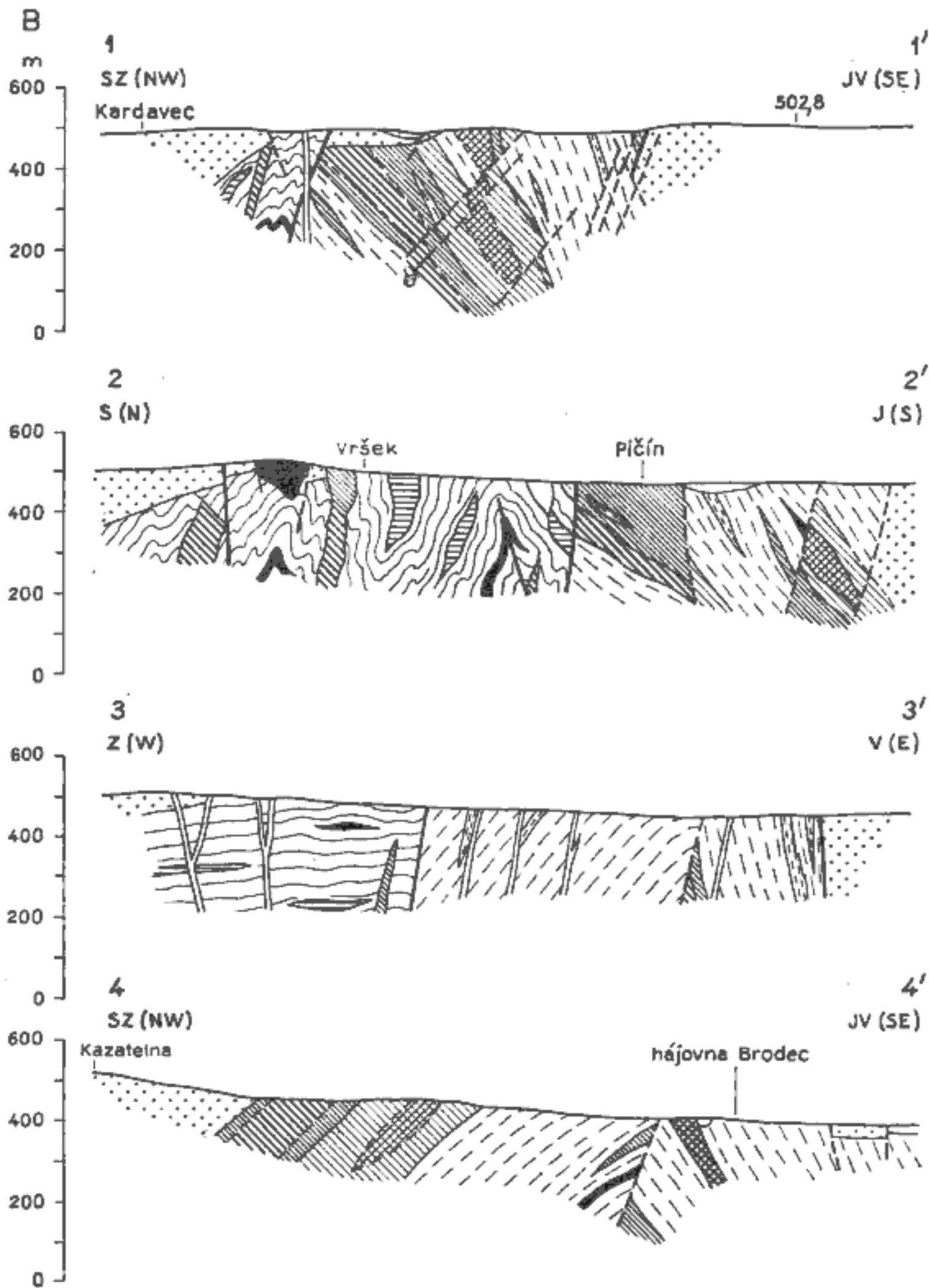
1. Ideový schematický strukturální profil Příbramska

1 — minety; 2 — křemenné diority; 3 — hrubozrnná až středně zrnitá biotitická žula (okrajový typ); 4 — amfiboliticko-biotitický granodiorit (blatenský typ); 5 — diabasové žíly; 6 — ultrabazické horniny; 7 — sedimenty spodního kambria; 8 — horniny svrchního proterozoika; 9 — hlavní zlomy oblastí

Nejspodnější část kralupsko-zbraslavské skupiny (Mašek - Zoubek 1980) (blovicko-tepelské série Píša et al. 1976) se nachází ve 2. pásmu břidličném sv. od Příbrami (Rajlich 1970, 1971) (obr. 2A, 2B). Vystupuje zde v podobě úzkého klínu fylitizovaných hornin (Kotek 1963). Ty obsahují čočky bulžňnků a polohy metaspilitů. Horniny jsou detailně provrásněny do v.—z. vrásek typu „kink bands“ (obr. 9).

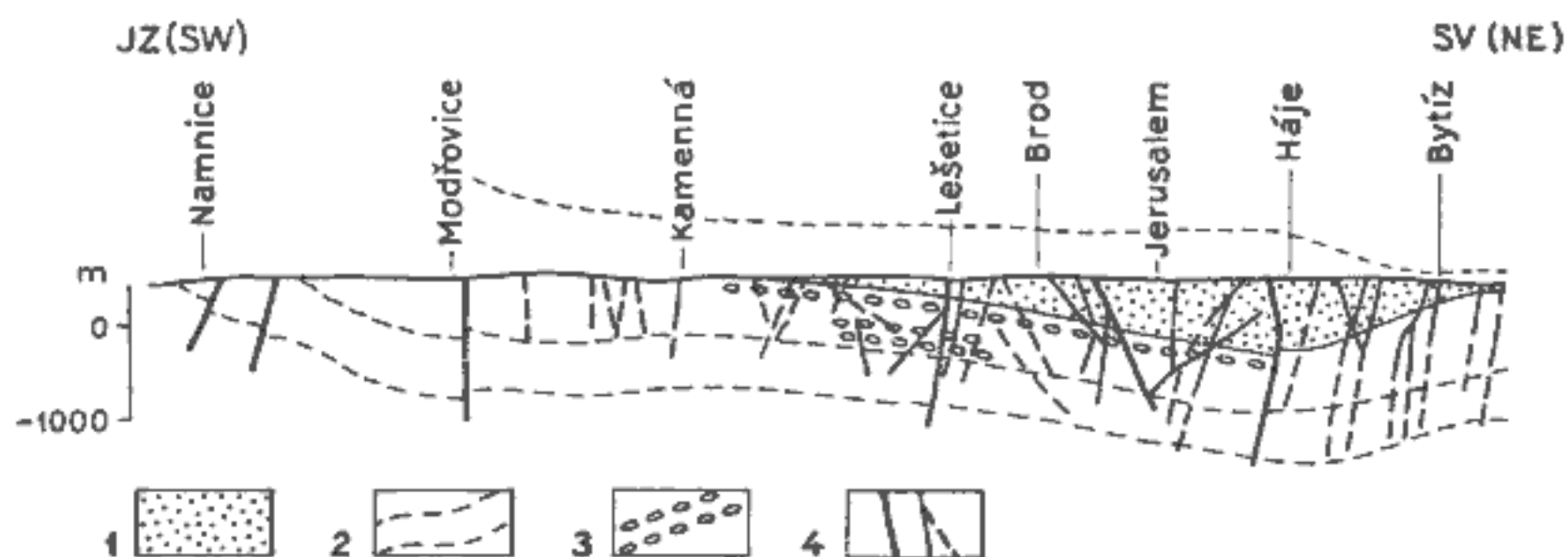






2A. Geologická mapa sv. části 2. pásma břidličného (P. Rajlich 1971, upraveno)  
 1 — kvartérní sedimenty; 2 — diabasové žíly; 3 — kambrické sedimenty; 4 — břidlice; 5 — střídání břidlic, drob a prachovců; 6 — hrubozrnné droby; 7 — spility; 8 — silicity a silicifikované břidlice (lečické vrstvy); 9 — keratofyrové tufy; 10 — jemnozrnná facie keratofyrů; 11 — středně zrnitá facie keratofyrů; 12 — jemnozrnné spility; 13 — středně zrnité spility; 14 — zvrásněné sedimenty proterozoika; 15 — bulžníky; 16 — intruzivní tělesa spilitů; 17 — drcená pásma; 18 — směr a sklon foliací; 19 — zlomy předpokládané; 20 — zlomy ověřené; 21 — linie profilů

2B. Geologické řezy k mapě (obr. 2A)



3. Podélný schematický řez 1. pásmem břidličným (podle P. I. Tarabaňka *in* R. Petroš 1969, upraveno)  
 1 — kambrické sedimenty; 2 — hlavní litostratigrafické jednotky podle tabulky 1;  
 3 — svrchnoproterozoické slepence; 4 — zlomy (silně), rudní žíly (čárkovaně)

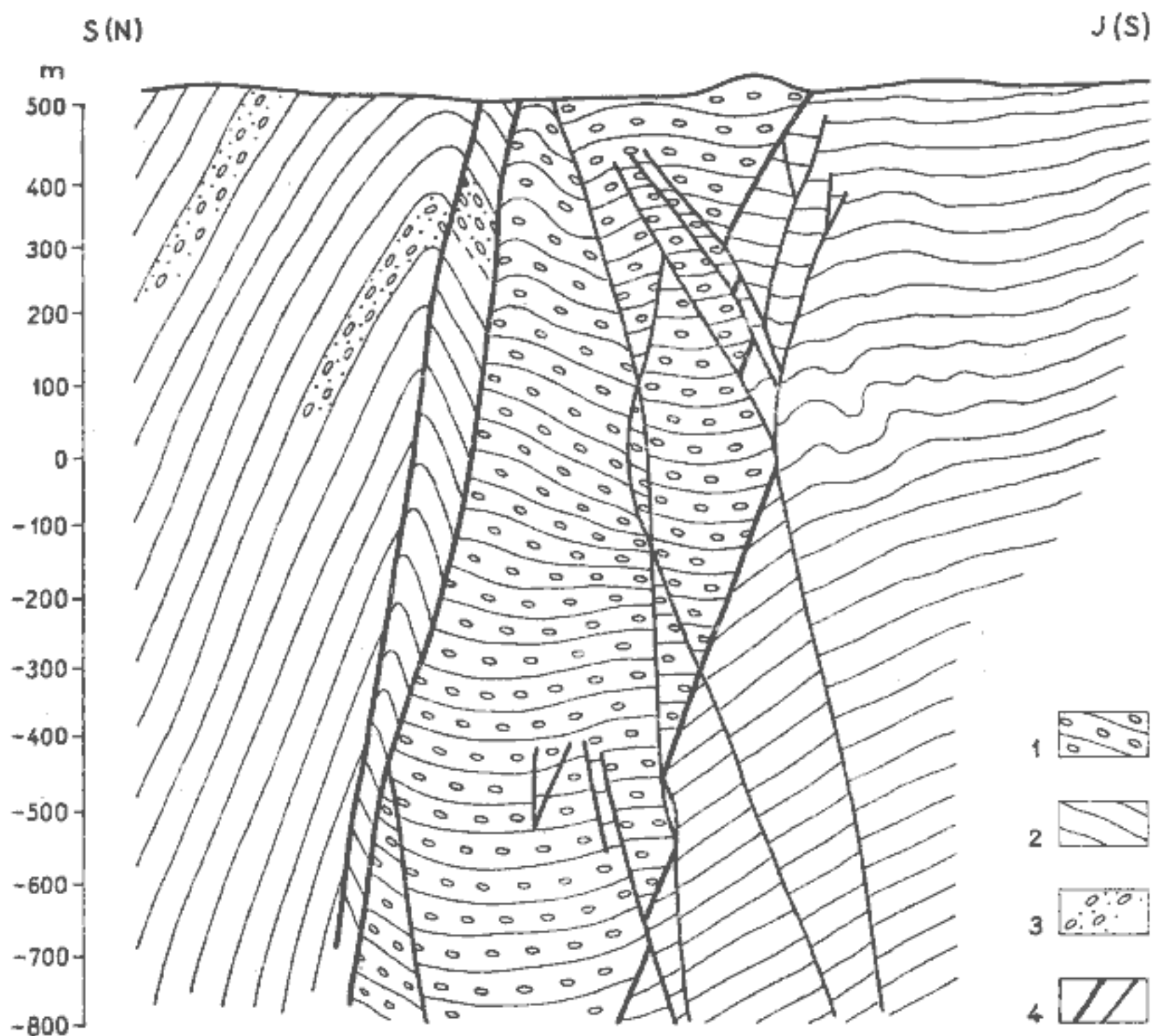
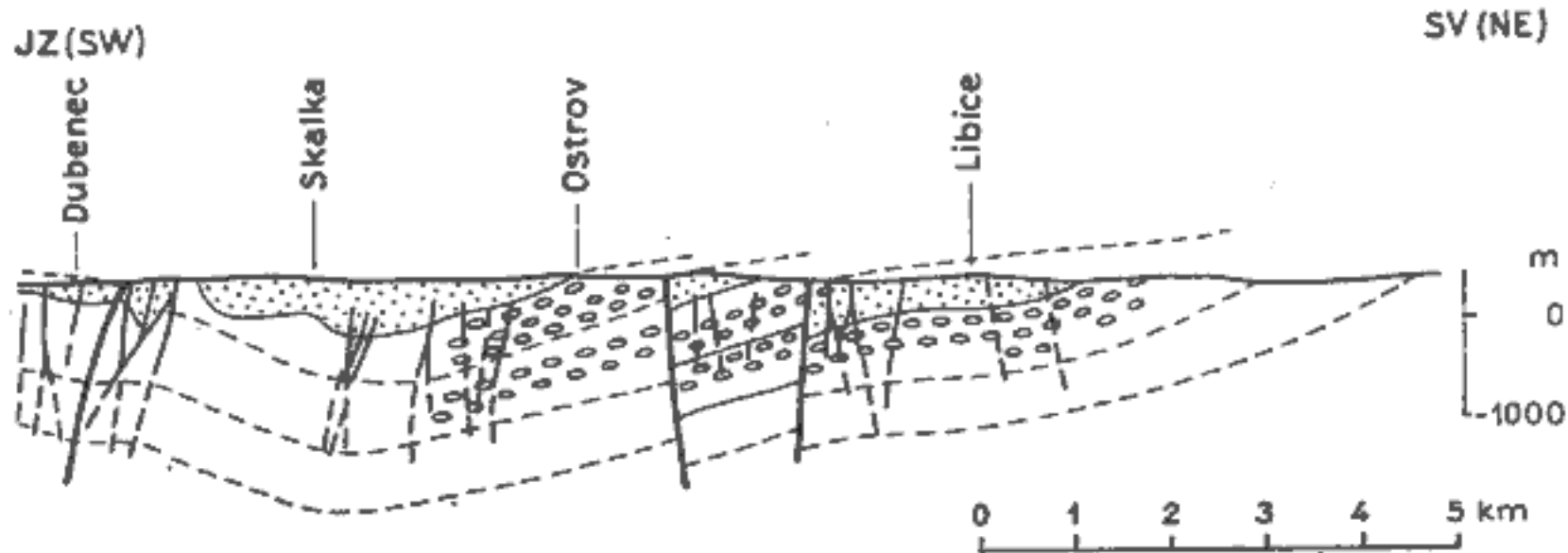
Sedimenty jsou stavebně, mineralogicky a geochemicky nevyzrálé, převládají turbidity, hojně jsou vulkanické úlomky. V chemickém složení převládá Na nad K (Vlašimský 1979).

Na kru fylitických hornin nasedá a zbývající část 2. pásma břidličného vyplňuje davelská série se spility a keratofyry (Slavík 1915, Drozen 1966, Fiala 1965, 1966a, 1968, 1970) (obr. 2A, 2B), které mají v okolí Kardavce, tj. v nejhlubší části erozivního řezu, charakter albitických žul (Mašek 1984). Souvrství ukončují (podle Röhlich 1961, 1963, 1966) lečické břidlice. Podle autora představují závěr vulkanického cyklu sedimentace, příp. jeho projevy jako souvislých lávových příkrovů. Lečické břidlice mají dosti nestálé rozšíření (Píša *et al.* 1976).

Nejmladší souvrství zastoupené prachovci, jílovcí a pískovci, často s rytmickým střídáním, je nazýváno jako dobříšská série. Pro svrchní partie této série jsou charakteristické skluzové textury a slepence (obr. 3), obsahující ojedinělé valouny granitoidů (Fiala 1984).

### Spodní kambrium

Spodní kambrium je zakleslé do význačné stlačené tzv. příbramské synklinály ca 2,5 km široké a ca 30 km dlouhé (příl. 1). Další kambrické horniny jsou zachovány v tektonické kře v plášti středočeského platonu, v tzv. dubenecko-druhlickém pásmu (Štěpánek 1975). Spodnokambrické slepence jsou zde zapadlé v příkopech na v.—z. zlomech až na hloubku přesahující 1300 m (obr. 4). Ze SZ nasedá na proterozoikum 2. pásma břidličného brdské kambrium, přičemž v současném erozivním řezu se stýkají se svrchním proterozoikem až hlubošské sle-



4. Řez dubenecko-druhlickým kambriem v okolí dubenecko-druhlického zlomu [podle R. Petroše 1970, upraveno]

1 — kambrium (žitcké slence); 2 — proterozoikum 1. pásma břidličného s vyznačeným průběhem vrstev; 3 — dobříšské slence; 4 — hlavní a méně významné zlomy

pence. Žitecké slepence, tvořící jejich stratigrafické podloží v příbramské synklinále, zde nevycházejí na povrch z důvodu výzdvihu proterozoika 2. pásma břidličného vzhledem ke kambriu. Při sedimentaci spodního kambria se patrně částečně uplatnila synsedimentární tektonika, a to zvláště v období sedimentace žiteckých slepenců, které K u k a l (1968) považuje za sedimenty bahnotoků v nevyrovnaném reliéfu intermontánních depresí. Původ hojných žulových valounů kladou K e t t n e r (1946) a K u k a l (1966) do oblastí na JV od Příbramska, tj. do oblastí střeodočeského plutonu.

V období sedimentace sádeckých vrstev byl už pravděpodobně zarovnan původní členitý povrch a změnil se charakter sedimentů z psefitického na pískovcový, odpovídající aluviálním plošinám. Rovněž došlo ke změnám vektorů proudění ze SZ na S—J nebo V—Z (K u k a l 1966). Stratigrafie kambrických sedimentů je uvedena v tabulce 2. Mocnost spodnokambrických sedimentů na Příbramsku může dosahovat až 3 km. Sedimenty jsou pravděpodobně molasou kadomského — svrchnoproterozoického orogenu.

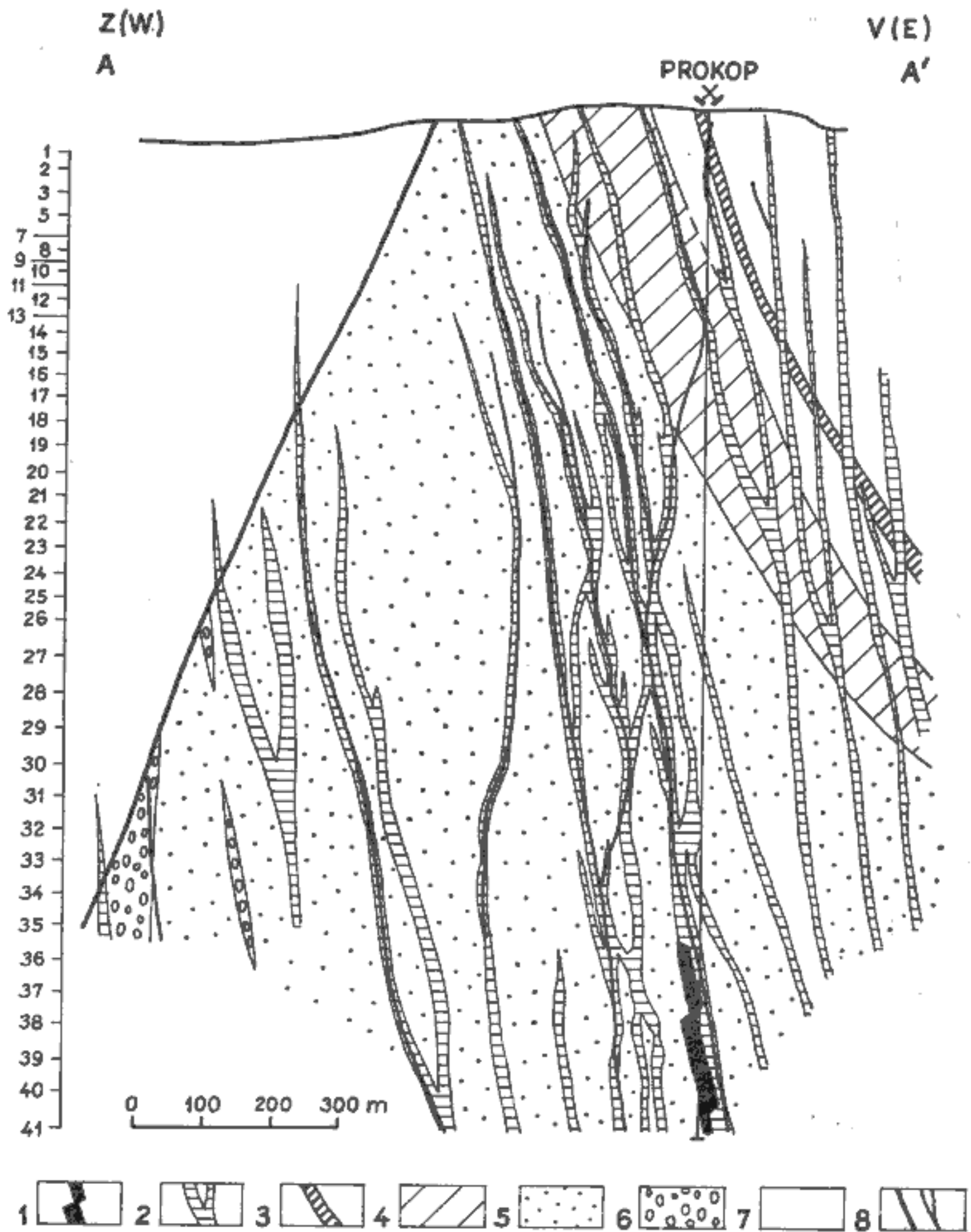
Tabulka 2

Stratigrafie kambrických sedimentů na Příbramsku (podle V. Havlíčka a M. Šnajdra 1956, Havlíčka 1968a,b, 1971, M. Piší et al. 1976, upraveno)

souvrství	mocnost (m)	náplň
kloučecko-čenkovské	≈ 300	droby, arkózy, konglomerát kloučecký
holšínsko-hořické	300—1100	arkózy, slepence, stopy vulkanismu
sádecké	až 1,5 km	droby, arkózy, pískovce
žitecko-hlubošské	několik set metrů až 1,5 km	nevytříděné slepence

#### Problém struktur proterozoika před sedimentací kambria

Podélný řez proterozoikem 1. pásma břidličného podle K a b l u k o v a et al. (1967) (obr. 3) ukazuje, že mladší formace zde postupně nasedají směrem k SV. Nejmladší souvrství se vyskytují při sv. uzávěru příbramské synklinály v okolí Dobříše. Podobná situace postupného nasedání mladších souvrství směrem k SV se vyskytuje i ve 2. pásmu břidličném, od Pičína směrem k Dobříši (obr. 2A). Z porovnání obou pásem vyplývá hlubší eroze II. pásma břidličného. Ve 2. pásmu břidličném nasedají na albitické žuly u Kardavce slepence obdobné žiteckým, bohaté žulovými



5. Geologický profil ložiska Březové Hory (M. Šnajdr in M. Piša et al. 1976, upraveno)  
1 — mineta; 2 — diabasy; 3 — pasecké břidlice; 4 — holšínské slépence; 5 — sádecké vrstvy; 6 — slépence v sádeckých vrstvách; 7 — svrchní proterozoikum; 8 — rudní žíly

valouny (K r a t o c h v í l 1959b, K o t e k 1963, R a j l i c h 1971). Diabasy pronikají slepenci a dokládají transgresi kambria na deformované a v různém stupni erodované proterozoikum. Hlubší eroze 2. pásma břidličného, na rozdíl od 1. pásma břidličného, bývá vykládána (V l a š í m s k ý et al. v tisku) jako projev sv.—jz. zlomů fungujících již v období sedimentace kambria (H a v l í č e k 1981). Příbramská synklinála měla vzniknout jako synsedimentární příkop. Výška vertikálního skoku na příbramské „jílové rozsedlině“ byla stanovena minimálně na 2,5 km (obr. 1), viz dále. Vzhledem k amplitudě vertikálního skoku na rozsedlině, s přihlédnutím k deformaci celého bloku bohemika transpresí (viz dále), je nanejvýš pravděpodobné, že po poruše došlo k velkému pravostrannému horizontálnímu posunu. Při předpokladu uvedeného horizontálního posunu a vertikálního výzdvihu 2. pásma břidličného nejméně o 2,5 km, a s tím spojené eroze, vychází nejpravděpodobnější rekonstrukce svrchnoproterozoických antiklinál a synklinál ve směru V—Z. Výcho—do—z. omezení zaklesnutých bloků kambria v dubenecko-druhlickém pásmu (příl. 1) a v.—z. omezení tzv. narysovské série K e t t n e r a (1925) by ukazovalo na to, že směr v.—z. struktur se uplatňoval v sedimentaci kambria přednostně. K e t t n e r (1946, str. 47) uvádí směr SZ—JV.

Synsedimentární pohyb po „jílové“ poruše během sedimentace celého spodního kambria (H a v l í č e k 1981) se nejeví pravděpodobný, protože podobné případy synsedimentárního pohybu po zlomech bývají doprovázeny vznikem přízlomové intraformační slepencové facie (např. bulánská brekcie K o u t k a 1932) podél kouřimského zlomu blanické brázdy, rokytenské slepence při v. okraji boskovické brázdy (J a r o š 1961) aj. Tyto „přízlomové“ facie se vyskytují v celém rozsahu výplně příkopů. Podobná přízlomová facie na „jílové rozsedlině“ nebyla až do hloubky 1,5 km pozorována.

### Ordovik, silur a devon

Nejmladší horniny, tj. ordovik, silur a devon, se na Příbramsku vyskytují v tzv. rožmitálské zóně vzniklé na sz.—jv. jáchymovském zlomu (R ö h l i c h - Š t o v í č k o v á 1968), v příčném příkopu. Podle P í š í et al. (1976) a H a v l í č k a (1972, 1977) se zde vyskytují horniny uvedené v tabulce 3. Zvláště zajímavé jsou bezděkovské slepence popsané F e d i u k e m (1959). Obsahují kambrické a svrchnoproterozoické horniny, ordovické břidlice, granity a ortoruly a kontaktně metamorfované kambrické horniny. Stáří slepence není určeno. H a v l í č e k (1977)

předpokládá středně devonské, mladší stáří není ale vyloučeno. Celkově devon v rožmitálské kře je mocnější nežli devon pražské synklinály.

Tabulka 3

Stratigrafie ordoviku až devonu v rožmitálské kře (podle V. Havlíčka 1977, upraveno)

souvrství	stáří	mocnost	náplň
věšínské	lochkov—eifel	400 m	břidlice, droby, bezděkovský slepenec
starorožmitálské	llandover—přídol	50 m	graptolitické břidlice
kosovské	kosov	50—150 m	křemité pískovce, písčité břidlice
voltušské	arenig—královodvor	300—400 m	břidlice
podloží	kambrium	x km?	

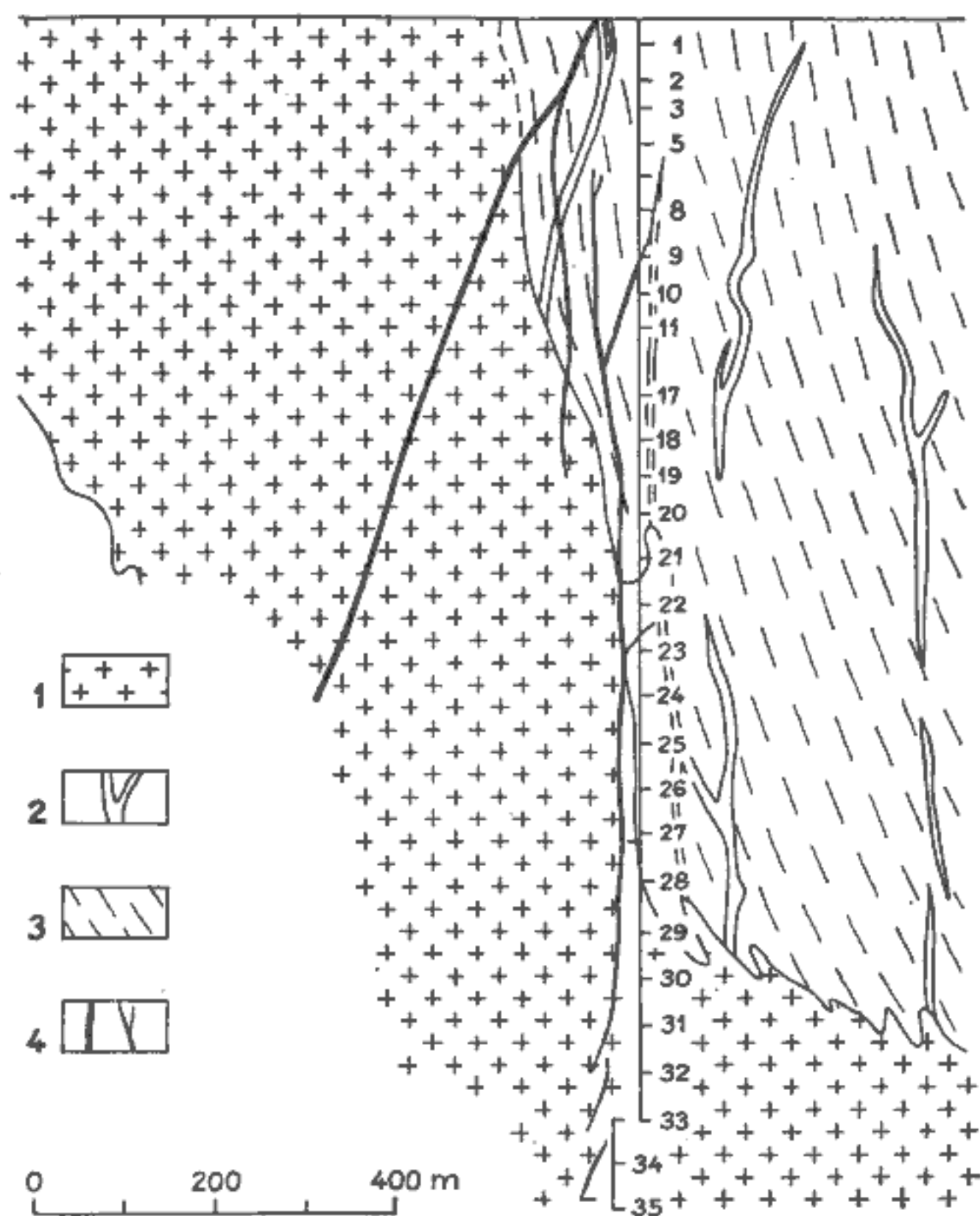
### Variská intruziva

Nejmladší paleozoický geologický vývoj je intimně spjatý s intruzí středočeského plutonu. Jedná se o vícefázovou násilnou intruzi, vykonávající silný dynamický vliv na plášť (Rajlich - Schulmann - Synek v tisku). Hlavními zastoupenými horninovými typy jsou: (1) bazické horniny sázavského typu, tvořící xenolity v blatenském granodioritu (2) ( $331 \pm 4$  Ma, van Breemen et al. 1982). Na vlastním styku středočeského plutonu s pláštěm intrudoval hrubozrnný granodiorit okrajového typu (3) (příl. 1). Intruzi hlavní etapy středočeského plutonu předcházelo proniknutí pláště pňovitými tělesy dioritů (Malík - Vlašímský 1970, Vlašímský 1973), tj. bohutínského křemenného dioritu (Urban 1937) a tělesa na Lešeticích a u Obořiště (příl. 1). Tato tělesa pronikají hlavní zlomy oblasti a sama již nejsou ve větším rozsahu odsazována (obr. 6 a obr. 8). Udávají proto spolu s diabasy svrchní časový limit variské vrásové deformace ve studované oblasti.

Uvnitř středočeského plutonu vyčleňují Vlašímský et al. (v tisku) tři zóny: a) sz. endokontaktní zónu s granodiority až křemennými diority sázavského typu, b) vnitřní zónu (okolí Tochovic, Milína a Jelenců) — převážně středně zrautých granodioritů až granitů milínského a přechodného typu (Vachtl 1935a,b, Patočka 1979) a melankratní křemenné diority a za c) zónu styku s jílovským pásmem, tj. gabra (Hanuš - Palivcová 1969) až melankratní křemenné diority.

Z(W)

V(E)



6. Geologický profil bohutínského ložiska (P. Rajlich 1975, in M. Píša et al. 1976, upraveno)

1 — bohutínský křemenný diorit; 2 — diabasy; 3 — směr a sklon sedimentů kambria; 4 — zlomy a rudní žíly

Šířka kontaktních dvorů kolem paleozoických plutonitů dosahuje 1 km i více (přl. 1). Existenci původní sv.—jz. lineární stavby hornin v oblasti středočeského plutonu v jeho sz. části před intruzí dokládá jílovské pásmo zbrídlíčnatělé „jílovskou“ kliváží (např. Beneš - Hanuš - Knotek 1980 a obr. 11 a 16).

Intruzím granitoidů předcházela intenzivní průnik směrově homogenního roje diabasových žil (viz dále) s.—j. směru, které protínají vrásovou

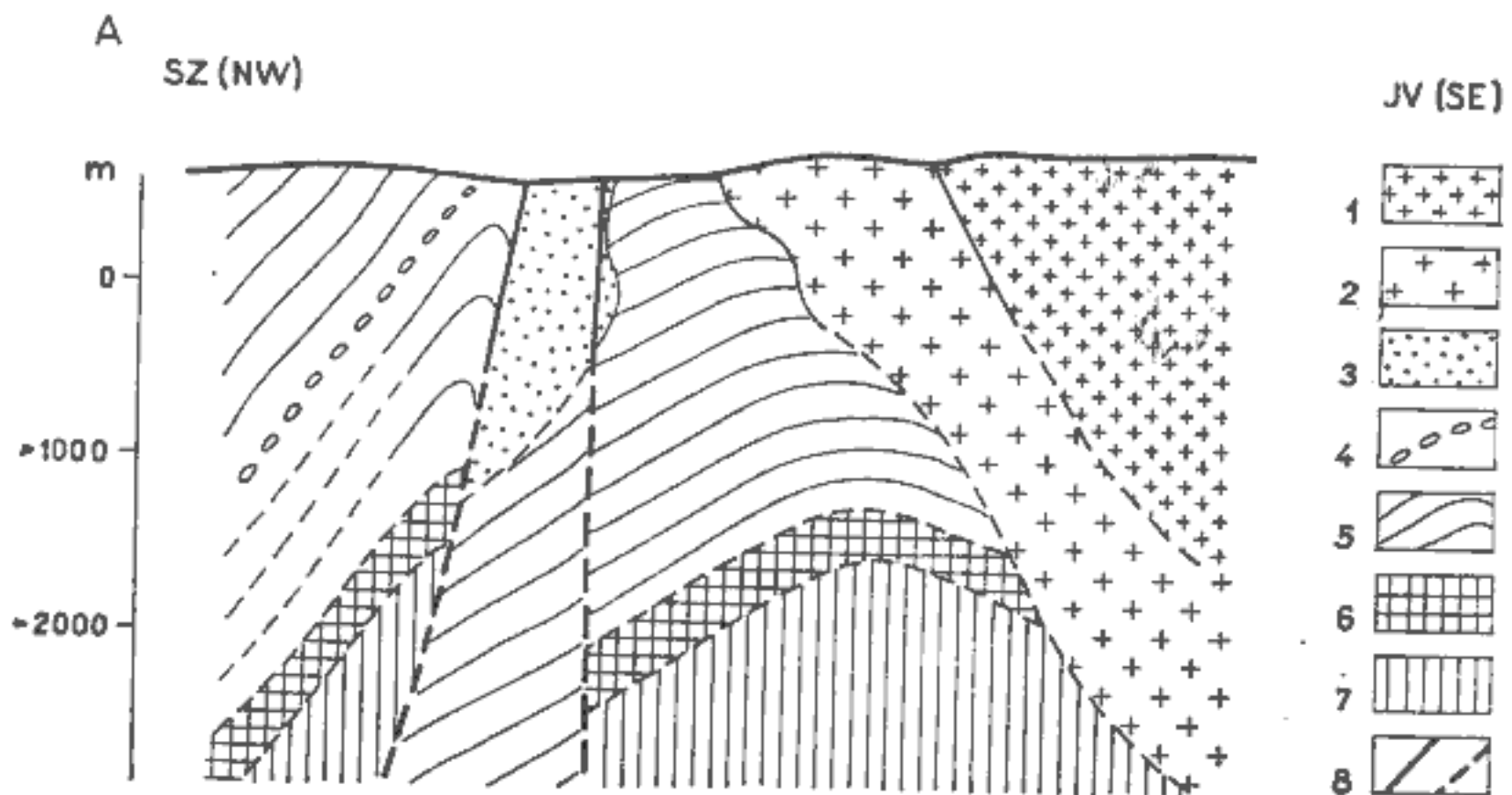


stavbu a hlavní zlomy oblastí a na zlomech dále od plutonu nejsou již ve větší míře odsazovány (ne více než 20 m po jílové poruše, obr. 5 a příl. 2).

Mladší než středočeský pluton jsou horninové žíly, především žulových porfyrů a minet (Žežulková 1964, Vlašímský 1969, 1971, 1976 a 1982). Nejmladším projevem dozívající hercynské orogeneze jsou polymetalické a uranové rudní žíly příbramského rudního pole (Píša et al. 1976).

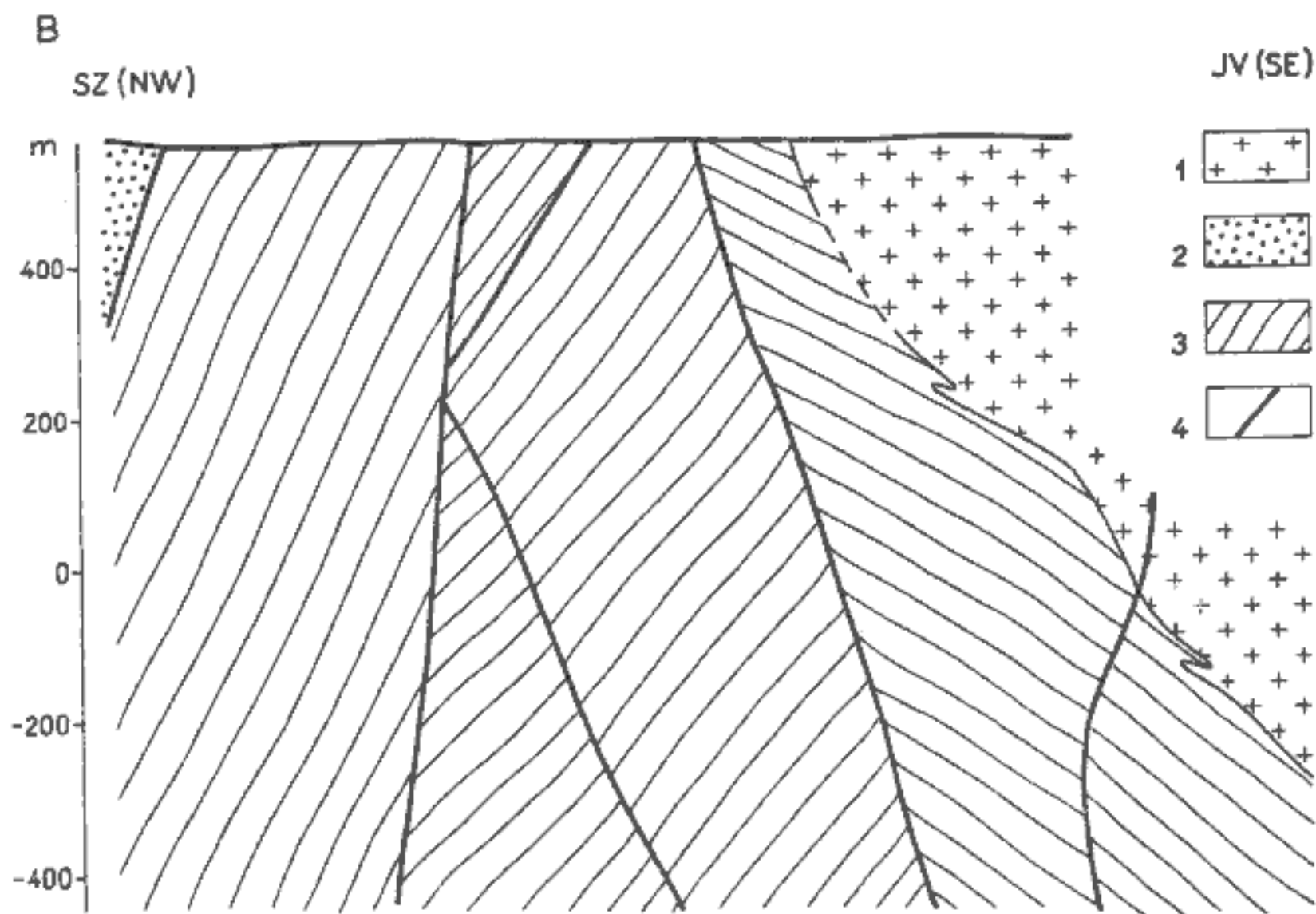
### Význačné vrásové tektonické prvky oblasti

Struktura oblastí je určována kombinací vzpřímených až mírně šikmých „germanotypních“ vrás (Kodym 1946), které většinou spadají do tříd D 2 až F 2 podle Hudlestona (1973) (obr. 29). Typická jsou ve většině případů rovná křídla a menší zaoblená zámková část u antiklinál (srovnej např. Röhlich 1961, 1963). Příbramská synklinála se blíží více typu C 2 (podle Hudlestona 1973) s více zaoblenou osní částí. Z nejvýznačnějších vrásových struktur jsou v oblasti zastoupeny: příbramská synklinála (obr. 1), příbramská antiklinála (obr. 7A a 7B) a monoklinála jv. okraje Brd (obr. 1).



7A. Profil příbramské antiklinály v oblasti Bytízu (příl. 1); podle R. Petroše (1969), upraveno

1 — středně zrnité granodiority (blatenský typ); 2 — hrubozrné granodiority (okrajový typ); 3 — kambrium dubenecko-družbického pásma; 4 — proterozoické slepence; 5 — schematická vrstevnatost svrchního proterozoika; 6 — černé tuffické jílovce (lečické vrstvy); 7 — jílovce, prachovce a pískovce s efuzívy; 8 — zlomy ověřené a předpokládané

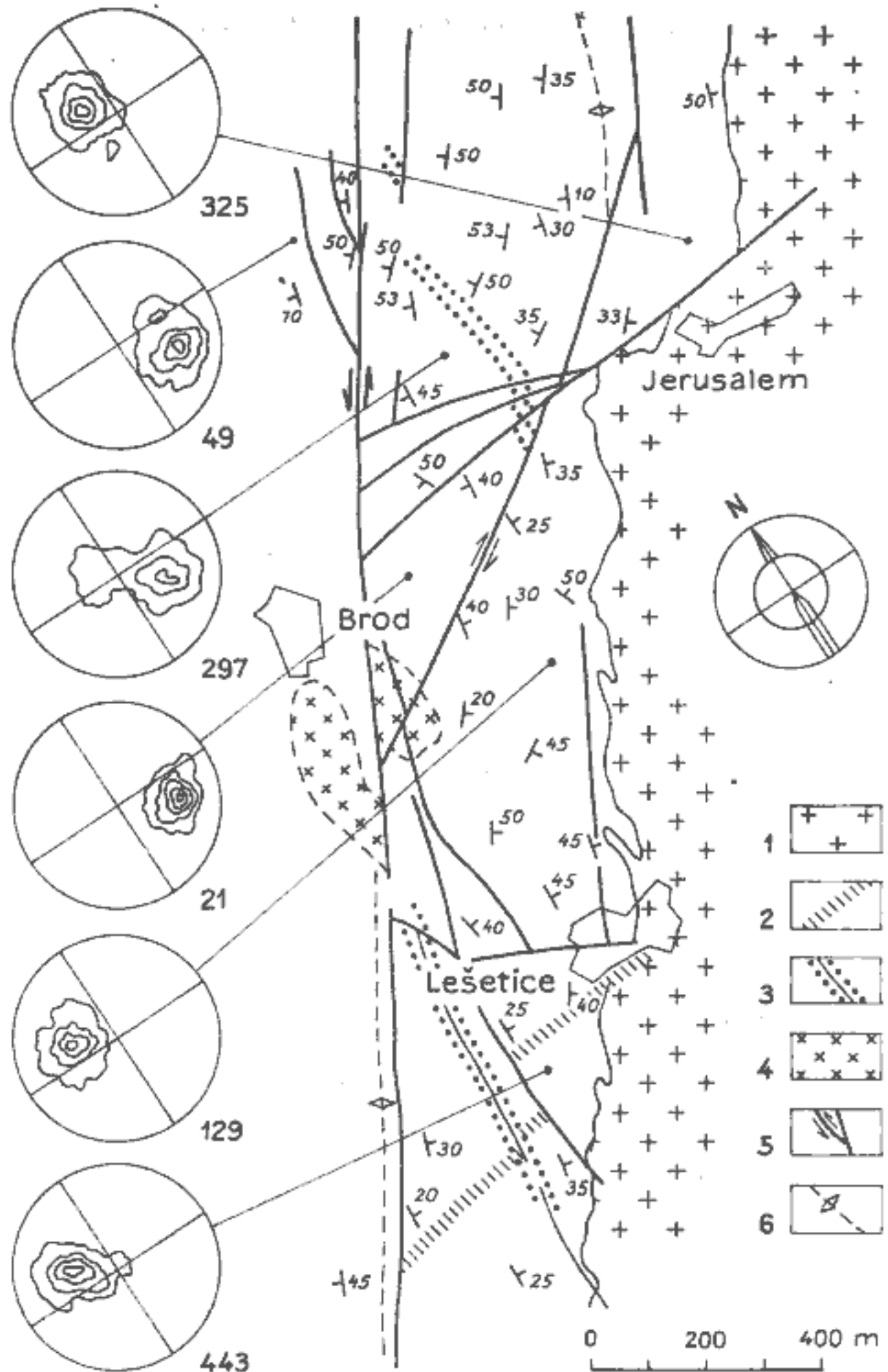


7B. Příbramská antiklína v blízkosti poruchy P-1 (příl. 1); podle R. Petroše (1970), upraveno  
 1 — hrubozrnný granodiorit (okrajový typ); 2 — kambrium; 3 — směry a sklony vrstev ve svrchním proterozoiku; 4 — hlavní zlomy oblastí

### Příbramská synklinála

Příbramská synklinála je tvořena pískovci a slepenci spodního kambria. Jako celek má směr SV—JZ ( $45^\circ$ ). Představuje asymetrickou, mírně překocenou vrásu (v okolí Příbrami). Vrásová rovina je pod úhlem  $70\text{--}80^\circ$  ukloněna směrem k SZ. Severozápadní (místy překocené) křídlo vrásy je utato zlomem „jílové rozsedliny“ (obr. 5 a 6). Osa synklinály je na povrchu vzdálená 375 m od „jílové rozsedliny“, na 36. p. březohorských dolů 870 m jv., více či méně kompletní křídlo je poměrně pravidelně monoklinální, vrstvy upadají pod stálým úhlem  $30\text{--}45^\circ$  k SZ (obr. 1 a obr. 25). Úklon vrásové osy kolísá kolem subhorizontální polohy, převažuje  $10\text{--}20^\circ$  k JZ. Vrásová osa synklinály nemá v prostoru stálou polohu, a to zvláště vzhledem ke zlomu „jílové rozsedliny“. Na JZ od Příbrami je od ní vzdálená 1,5 km, na SV méně než 0,5 km a místy je s ní prakticky totožná (příl. 1). Maximální současná šířka synklinály

(silně modifikované pozdějšími zlomy) je 4 km u Obořiště, délka vrásky je 28 km. Ukončení je tektonické podél mladších šikmých a příčných zlo-



8. Vrásová a zlomová struktura v jz. části příbramské antiklinály (P. Rajlich - P. Vlašímský 1974, upraveno)  
 1 — hrubozrnný granodiorit (okrajový typ); 2 — žulový porfyr;  
 3 — diabasové žíly; 4 — bazický peň; 5 — zlomy a rudní žíly se smyslem pohybu; 6 — osa příbramské antiklinály, izolonie u konturových diagramů 1, 2, 5, 10 %

mů. Severovýchodním směrem do proterozoika osa synklinály rovněž symetricky nenavazuje na zde interpretovanou synklinální osu (příl. 1).

### Příbramská antiklinála

Sousedí bezprostředně na JV s příbramskou synklinálou (obr. 7A a 7B). Morfologicky odpovídá třídám E 2 a F 2 podle Hudlestona (1973). Je tvořena převážně proterozoikem. Její směr v jz. části je poměrně konstantní SV—JZ, od Dubence na V se stáčí do směru ca 50° (Petroš 1974). Její vyznačení v mapách (srovnej příl. 1) je vedeno hlavně podle důlních prací a neodpovídá drobně tektonickým měřením (srovnej obr. 24 a 25C a 25D) a směrům litologických pruhů (obr. 27A). V jihozápadní části území je vrásavá osa odsazena podél pravostranného posunu vsv.—zjz. směru, nazývaného porucha P-1 (obr. 8), a osní část je komplikována mladším dubenecko-druhlickým zlomem. Ramena vrásky jsou statisticky z hlediska směru a sklonu výrazně monoklinální (obr. 7A a 7B). Směrem na V (Obořiště) směrově sz. a jv. křídlo podle měření směrů a sklonů vrstevnatosti nesouhlasí. Úklon vrásavé osy je většinou subhorizontální s lokálními undulacemi (obr. 3). Jihovýchodní upadání vrásavé roviny částečně odpovídá úklonu kontaktu středočeského plutonu. Vzhledem k relativně značně plochému upadání kontaktu středočeského plutonu směrem k JV se šířka antiklinály směrem do hloubky podstatně rozšiřuje. Na úrovni 400 m pod mořem dosahuje 1,6 km.

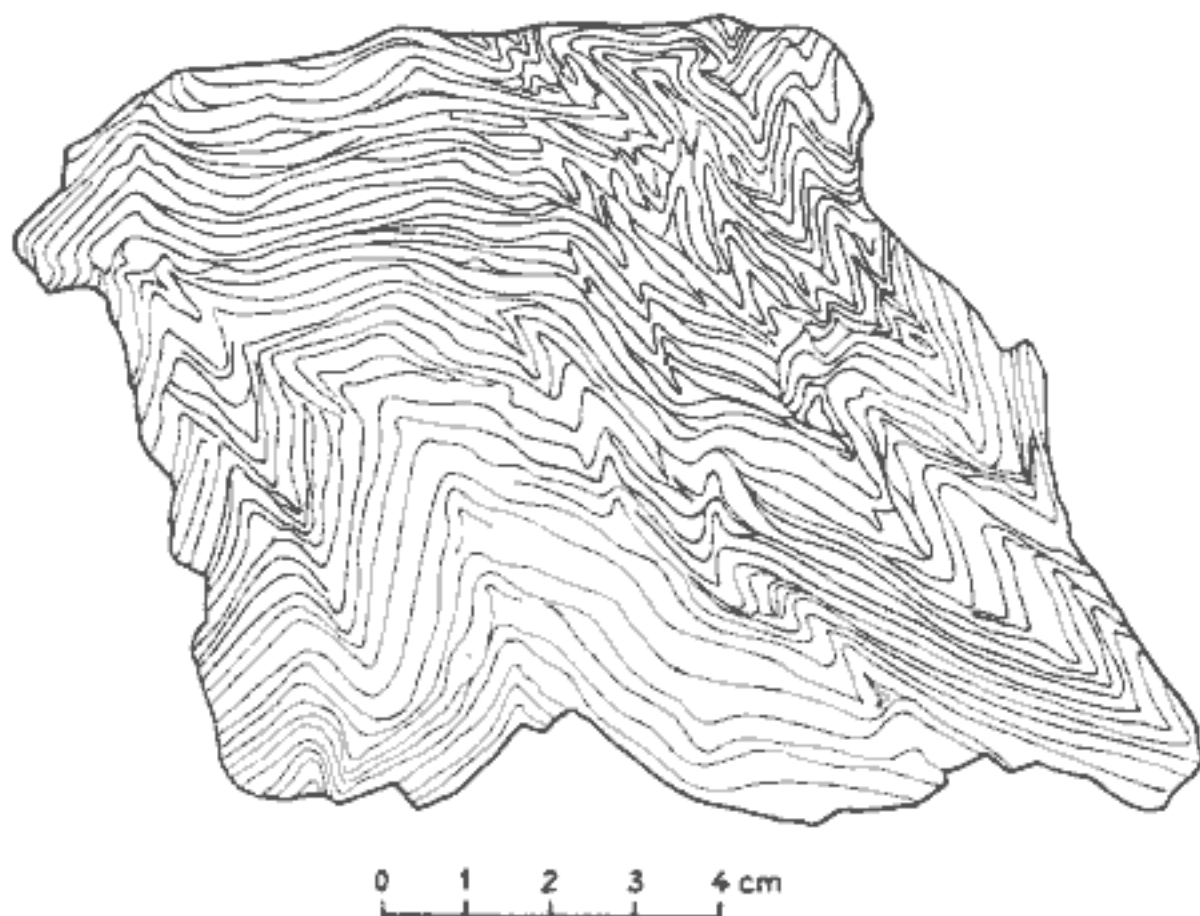
### Monoklinála jv. okraje Brd

Na rozdíl od relativně silně zvrásněné příbramské oblasti s rychlým střídáním antiklinály a synklinály ve směru SZ—JV je monoklinální upadání vrstev brdského kambria na šířce ca 10 km relativně anomální jev. Tato oblast je vzdálenější od středočeského švu a středočeského plutonu a je i méně porušena zlomy (alespoň takového významu jako „jílová rozsedlina“). Vrásami neporušené široké monoklinální pásmo je proto důkazem úzkého sepětí vrásavých struktur se zlomy.

### Drobné vrásavé struktury ve kře fylitických hornin ve 2. pásmu břidličném

V roce 1969—1971 jsem vymapoval v oblasti mezi Kardavcem, Bukovou a Pičínem kru slabě fylitizovaných hornin (obr. 2A a 2B), obsahující me-

tatufy, metadroby a metaspility s charakteristickým provrásněním centimetrových až decimetrových vrás typu „kink folds“ (obr. 9). Jednotka obsahuje bulžníky postižené silnou kataklázou, vytvářející stébelnatou stavbu typu a. Směr drobných vrásek je v celé oblasti omezené zlomy



9. Disharmonické svráštění prachovců a jílovců ve kře fylitizovaných hornin sv. od Příbrami

jednotný, tj. V—Z (obr. 25A), rovněž jako beta diagram s ploch (obr. 25B). Drobné vrásky v pokročilejším stadiu deformace získaly tvar tzv. varhánkovitých vrás (chevron folds), roviny zalomení jsou zvýrazněné puklinami vyplněnými albitem a křemenem. Minerální zrna horniny byla při zvrásnění kataklasticky postižena. Místy v horninách vznikla kliváž osní roviny vyznačená jemným filmem sericitu (příl. III-2 a IV-1,2). Drobné svráštění v horninách ve 2. pásmu břidličném je křehkým typem deformace (Donath 1968), ve zvrstveném prostředí (Cobbold - Cosgrove - Summers 1971). Malý metamorfní nárůst na uvažované hloubce vzniku vrás  $\approx 3$  km ukazuje na celkově nízkoteplotní podmínky deformace v kadomské orogenezi v této části Českého masívu.

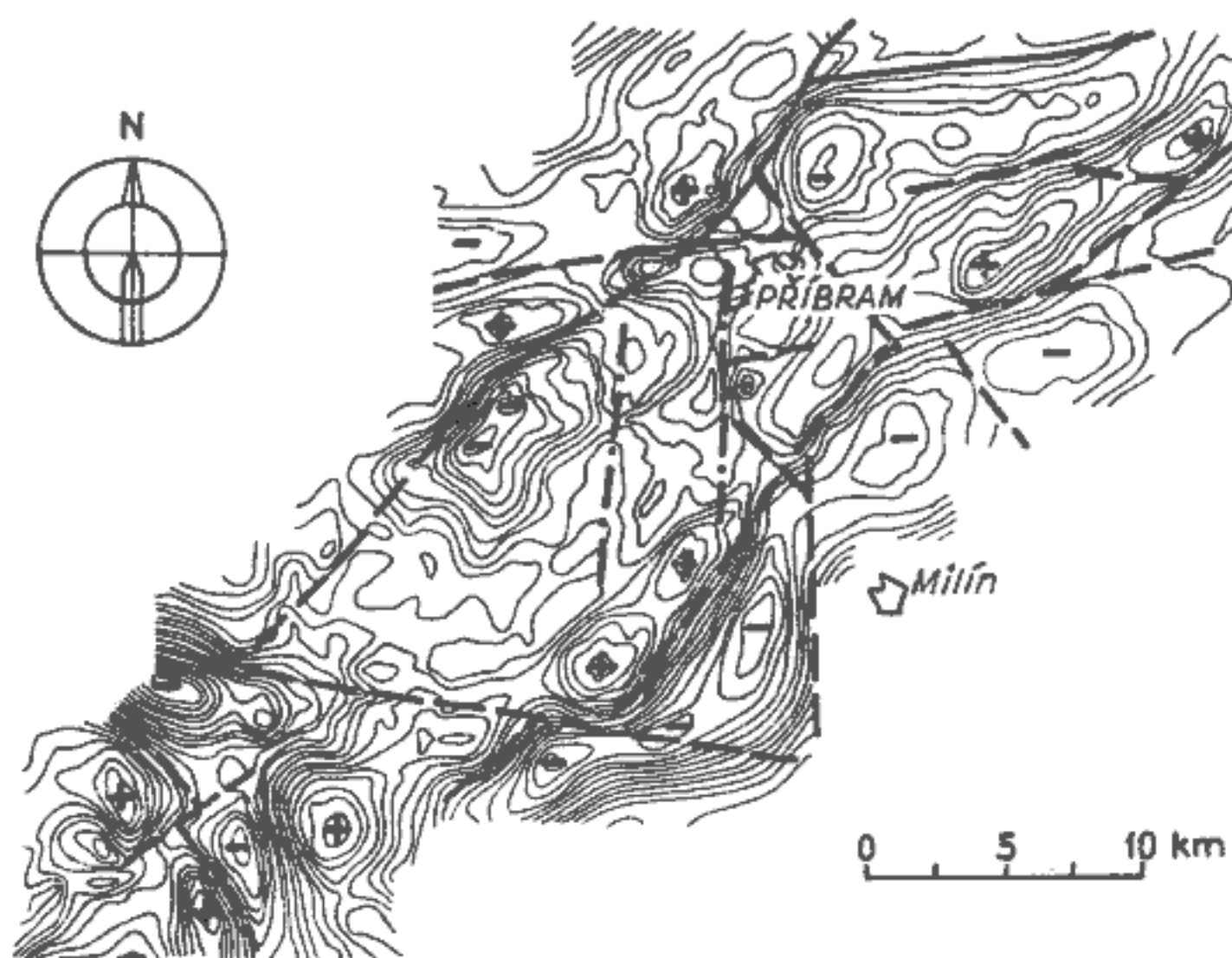
### Význačné zlomy oblasti

Za základ vymezení význačných zlomů oblasti byla vzata jejich délka, celkový skok na zlomu a geofyzikální projev. Významnými, díky pracím

řady autorů již téměř klasickými zlomy jsou: „jílová rozsedlina“, dubenecko-druhlícký zlom, porucha P-1, modřovická porucha, sz.—jv. zlomová pásma z oblasti středočeského plutonu a další nepojmenované zlomy.

### Pásmo „jílové poruchy“

Zlom známý také pod názvem „příbramská jílová rozsedlina“ (Urban 1936, 1937) omezuje na SZ příbramskou synklinálu kambrických hornin po celé její délce. Zlom má směr SV—JZ, je ukloněn pod úhlem 60—70° k SZ. Podél něj je přesunuto proterozoikum 2. pásma břidličného přes kambrium. Vertikální složka skoku ve středu příbramské synklinály činí nejméně 2,5 km. Totální horizontální amplituda patrně pravostranného posunu (viz dále) není známa, i když je patrně značná. Největší složka pohybu (předpokládaného pravostranného šikmého zdvihu) je starší rovněž než intruze diabasů (obr. 5a 6, příl. 2) a než intruze bohutínské křemenného dioritu (obr. 6). V době před průnikem diabasů fungoval zlom pravděpodobně jako levostranný horizontální posun a v ob-



10. Odvozená gravimetrická mapa Příbramska podle S. Stárka [1967] s vyznačením hlavních poruch

dobí tvorby rudních žil jako pravostranný horizontální posun o amplitudě ca 10 m (viz dále). V gravimetrické mapě oblasti se „jílová rozsedlina“ projevuje jako výrazné rozhraní v sv. části území (obr. 10).

Úběh poruchy je dosti pravidelný, menší odchylky ca 0,5 km do s.—j. směru byly Kutinou a Tělupelem (1966) a Kutinou (1968), příp. Janoutem a Škubalem (1968) interpretovány jako projev naložených zlomů s.—j. směru. Největší odchylky se nacházejí v Příbrami a sv. od Příbrami.

Jako „jílová rozsedlina“ je podle výše uvedeného popisu označováno litologicky významné rozhraní svrchního proterozoika a kambria, které je jejím nejnápadnějším projevem v mapě. V podstatě ale celé tzv. 2. pásmo břidličné představuje významný tektonický fenomén s intenzívní šupinovitou stavbou a ve většině případů se vztyčenými vrstvami (příl. 2) s četnými mezivrstevními zlomy (např. Janout - Škubal 1968). Jedná se tedy o význačné střížné pásmo, čemuž odpovídá i jeho výrazně lineární charakter (příl. 1). To je samo o sobě dokladem značné amplitudy pohybu po této zóně. Široké střížné pásmo „jílové poruchy“ je povrchovým rysem význačného tzv. klatovského hlubinného zlomu (Röhlích - Šťovíčková 1968). Intenzitu porušení hornin svrchního proterozoika 2. pásma břidličného je možné přímo korelovat s hloubkou zaklesnutí kambria v sousední příbramské synklinále. Křížení pásma „jílové poruchy“ se systémem v.—z. a sz.—jv. zlomů využil ke své intruzi i bohutínský křemenný diorit a rožmitálská apofýza blatenského granodioritu. Pásmo „jílové poruchy“ přestává být zřetelné v oblasti s. od Dobříše (Adámek 1968), kde přechází do závistského přesmyku (Kettner 1911) a spojuje se se ssv.—jjz. zlomem odpovídajícím z. od Dobříše pokračování dubenecko-druhlického zlomu.

### Pásmo dubenecko-druhlického zlomu

Omezuje na JV příbramskou synklinálu a podílí se hlavní měrou na vytvoření struktury 1. pásma břidličného. Skládá se z několika úseků. Úsek mezi Kamennou a Brodem (příl. 1) je nazýván jako dědovský zlom. Jeho směr je 25°. Od Brodu směrem na JZ souhlasí s vrásovou rovinou příbramské antiklinály (obr. 8), směrem na SV porušuje její sz. křídlo. Jeho bezprostředním pokračováním je patrně zlom omezující z V kambrickou příbramskou synklinálu v okolí Dobříše (příl. 1) a závistský přesmyk (Kettner 1911). Podle odsazení pně bazických hornin v oblasti Brodu lze určit amplitudu nejmladšího levostranného pohybu po zlomu na 400 m (Vlašimský 1973). Vertikální složka pohybu není známa. Podle analogie s doprovodným zlomem omezujícím z JV kambric-

kou synklinálu ale sz. kra poklesla. Vzhledem k tomu, že zlom značně posunuje buďto přímo variská intruzíva, příp. utíná zlomy, které je porušují, je projevem mladší variské etapy na rozdíl od „jílové poruchy“. Zlom omezuje rovněž pásmo kontaktní metamorfózy charakteristické výskytem v.—z. puklin a pravděpodobně využívá i toto rozhraní (obr. 22).

V oblasti mezi Jerusalemem a Brodem (obr. 8) na dědovský zlom navazuje **dubenecko-druhlícký zlom**. Je od předchozího ukloněn o ca 15° více k V, utíná v.—z. poruchy omezující kru dubenecko-druhlíckého kambria (Štěpánek 1975) a pokračuje dále na Obořiště (příl. 1). Malýšev (1963) uvádí levostranný šikmý posun s vystoupením sz. kry a úklon zlomu 75—85° k SZ. Podle Petroše (1969) je na zlomu vyvinuta 50 m mocná hydrotermálně alterovaná a drcená zóna.

Porucha P-1 (obr. 8) byla popsána Petrošem (1969) a reinterpretována Rajlichem a Vlašímským (1974). Nachází se mezi Háji a Brodem (příl. 1), v podstatě navazuje na dubenecko-druhlícký zlom. Na pravostranném horizontálním posunu je osa příbramské antiklinály odsunuta o 2 km a dvojice mladších diabasových žil o 1,5 km. Zlom sám je uťat mladším dědovským zlomem a je proto důležitý z hlediska určení vzájemných časových relací a orientace napětí v mladší variské etapě, tj. v období vzniku příbramské antiklinály, intruze mladších diabasových žil, posunu po poruše P-1 a posunu po dědovském zlomu. Pohyb po poruše P-1 mohl být vyvolán i intruzívním rozpínáním středočeského plutonu (Rajlich - Vlašímský 1974).

### Modřovická porucha a v.—z. zlomy

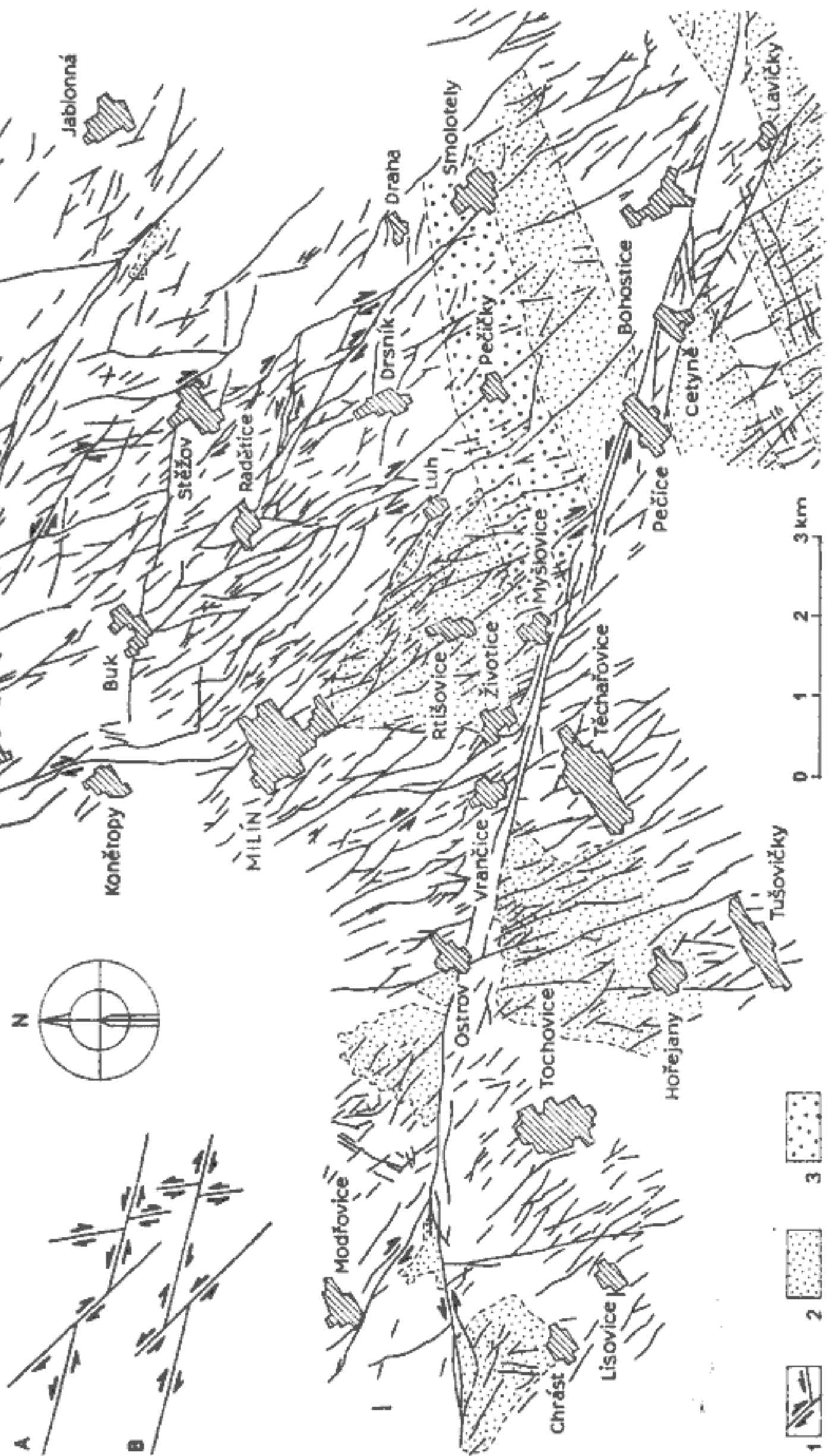
Modřovická porucha představuje významný vjv.—zsz. zlom v j. části oblasti (obr. 11, příl. 1). Ukončuje z J dědovský zlom, odsazuje kontakt středočeského plutonu o 1 km a porušuje souvislost vulkanitů jílovského pásma a xenolitů ultrabazik ve středočeském plutonu (Patočka - Rajlich 1977). Podle odsunutí výše zmiňovaných těles se jedná nejspíše o pravostranný posun (obr. 11), ale mladší pohyby, na které lze usuzovat podle styku a zakřivení zlomových pásem sz.—jv. směru, mají opačný charakter. Pásmo je význačným fenoménem ložiska Vrančice (Matouš 1970, 1980, 1981, Patočka 1976, Patočka - Rajlich 1977, Králík - Krs 1975, Králík - Mareš 1982, Krs 1975, Krs et al. 1979, 1981, 1983, Krs - Petrák 1983). Lze jej sledovat dále na V do oblasti Krásné Hory (Rus - Turnovec 1976, Turnovec 1983).

Další indikace v.—z. poruch kosých k sv.—jz. stavbě poskytují gravimetrické a aeromagnetické mapy (Blížkovský et al. 1984, Po-

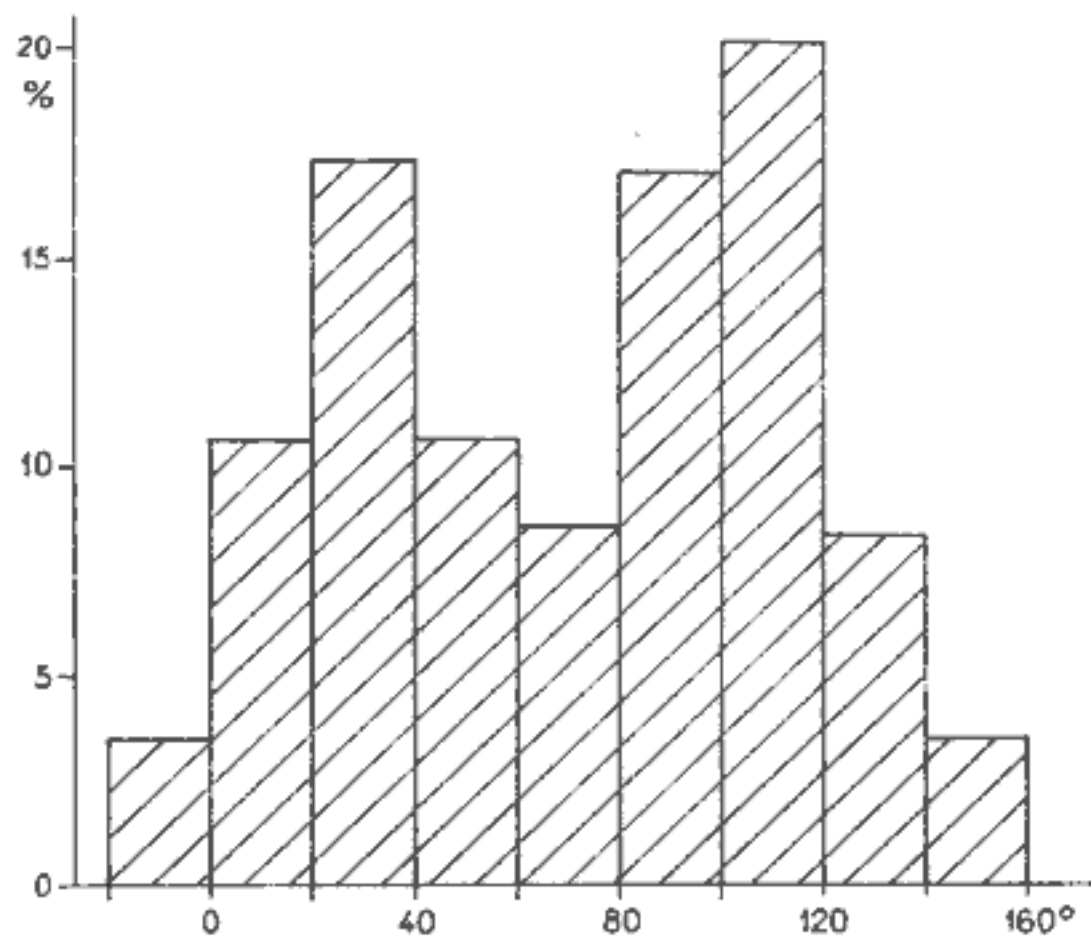


11. Mapa rupturních struktur středoeckého plutonu v jv. části oblasti, sestavená na základě geofyzikálních indikací podle J. Matouše (1980, 1981)

1 — smysl pohybu na hlavních strukturách [v mladší etapě A a ve starší etapě B], sv.—jz. směry pro tuto etapu představují Riedlovy R-střihy; J. S. Tcheľenko 1970]; 2 — silnější magnetizované horniny odpovídající bazickým horninám; 3 — magnetické indikace slaběji magnetizovaných hornin



korný 1975, Šalanský 1970, 1971, 1975, Šalanský - Manová 1973, Pokorný - Šťovíčková 1980 aj.). Tyto indikace byly zakresleny do přílohy 1. Význam v.—z. zlomů v oblasti davelského proterozoika dokumentuje i statistické šetření Adámka (1968a,b), kde tyto zlomy představují nejčetnější směr (obr. 12), viz Morávek



12. Histogram četnosti zlomů v jednotlivých směrech ve svrchno-proterozoických hranicích mezi Dobříší, Měchenicemi a Štěchovicemi [podle P. Adámka 1968, upraveno]

(1983). V oblasti Bytízu jsou na nich Au žíly (Stoček 1977). Většinou se i zde jedná o pravostranné posuny. Lineární v.—z. uspořádání malých granitoidních masívků, jako je bohutínský křemenný diorit, padrfská žula a štěnovický masív, považuje Kettner (1925) za vliv v.—z. zlomů.

### Tektonická pásma sz.—jv. směru

Tyto poruchy relativně četné v barrandienském paleozoiku, např. Kettner - Kodým (1922), Kettner (1925), Šuf (1952) a v bloku bohemia Chrt et al. (1968), nejsou v sedimentárních formacích bezprostředního okolí středočeského plutonu (s výjimkou jáchymovského zlomu, kterého využila rožmitálská apofýza středočeského plutonu) v geologických mapách zaznamenány. Jejich projev je naopak markantní uvnitř středočeského plutonu (Zikmund 1966), kde vytvářejí řadu pásem (příl. 1, obr. 11). Jsou zde charakteristické zóny drčení, alterace a hematitizace a polymetalické mineralizace (Štekl et al. 1978). Na pásma zjištěná ve středočeském plutonu navazují zóny, indikované v sedimentárním pláští v aeromagnetických mapách (Šalanský 1970,

1975) a v gravimetrických mapách (Stárek 1967). Porušená geologická rozhraní, kosá k průběhu sz.—jv. zón, byla patrně opět zarovnána mladšími pohyby po sv.—jz. zlomech (Kettner - Kodym 1922). V pozdější době, po intruzi středočeského plutonu byly sz.—jv. zlomy reaktivovány, čímž se vytvořila drcená pásma, bez větší amplitudy pohybu ve středočeském plutonu. Významnou zónu sz.—jv. směru popisuje z údolí Voznického potoka sv. od Dobříše Adámek (1968a). Tato porucha je pravděpodobně významným tektonickým rozhraním dvou varisky rozdílně deformovaných oblastí. Odlišný charakter tektonického postižení je viditelný na výskytu „jílovské“ kliváže, která se projevuje intenzivněji sv. od Dobříše.

### Problematika s.—j. zlomů

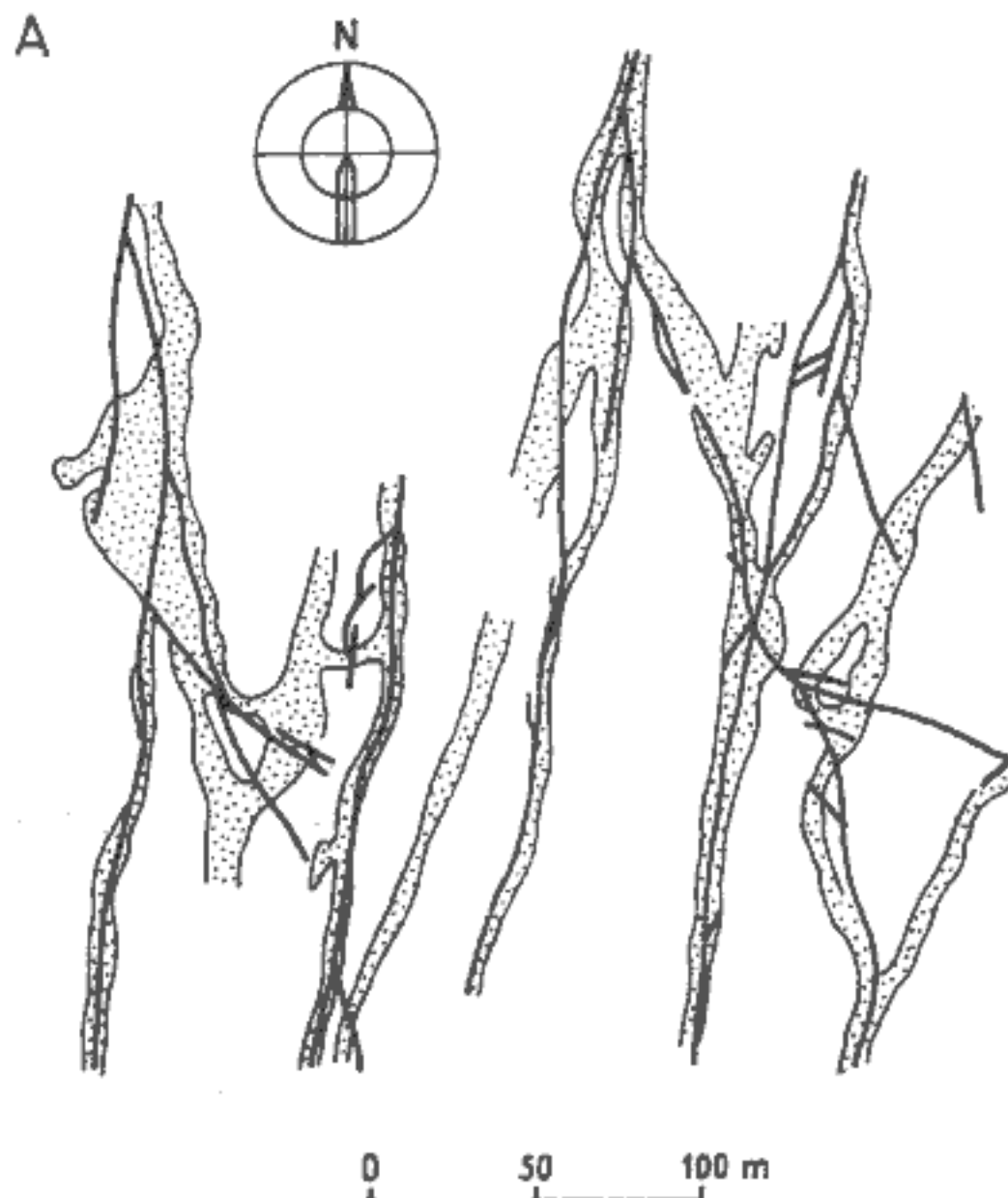
Kutina a Tělupil (1966), Kutina (1968), Janout a Škubal (1968), Havlíček (1973) a Pouba (1969) těmto zlomům přisoudili hlavní metalogenetický význam. Havlíček (1973) je interpretoval jako levostranné horizontální posuny. Metalogenetické interpretace vyplývají i z jejich rovnoběžnosti s polymetalickými žilami a směrové návaznosti s.—j. žil např. Lešetic a Březových Hor. Jejich přítomnost odpovídá lokálnímu poli napětí sz.—jv. směru, při kterém vznikla sv.—jz. vrásová struktura oblasti (obr. 28A). Tento směr kromě polymetalických žil využívají i diabasové horninové žíly. Ve v. části dubenecko-druhlického kambria jsou podle něj zapadlé malé kry kambria. Podle s.—j. zlomu intrudoval i knínský výběžek středočeského plutonu (Palivcová 1956). V geologickém a geofyzikálním obraze (skl. příl. 1) se ale zdá, že je tento směr spíše potlačen. Podle Havlíčka (1973) se jedná o druhořadé zlomy.

### Tektonika horninových žil

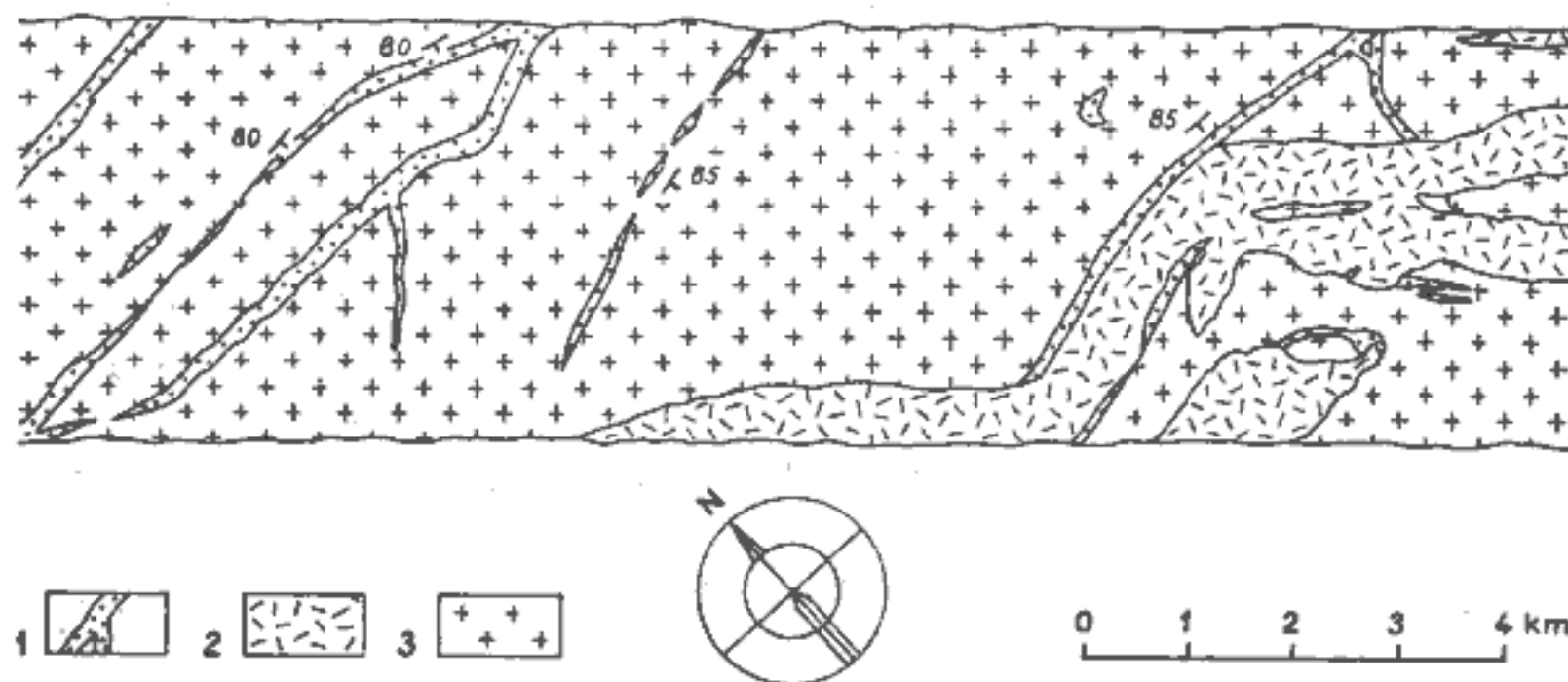
Význačným tektonickým prvkem sz. okraje středočeského plutonu jsou regionálně jednotně orientované roje horninových žil (Andrusov et al. 1949, Kodym et al. 1963, Vlašímský 1969, 1971, 1976, Žežulková 1964 aj.). Pomocí metody Odého (1957), Ramsaye (1967), Mc Moora (1975), Speighta a Mitchella (1979), Gudmunsona (1983) a interpolací podle Gwinnera (1965) byly na podkladě horninových žil pro oblast interpretovány trajektorie minimálního a maximálního napětí a jejich celkové pole pro období tvorby horninových žil. Význačné, jednotně orientované roje představují s.—j. diabasy (Vrba 1877) a v.—z. minety.

## Diabasy

Nepravidelné a blokové ohraničení žil (obr. 13A) spolu s detailními nepravidelnostmi jejich stěn, protažení na kilometrové vzdálenosti při



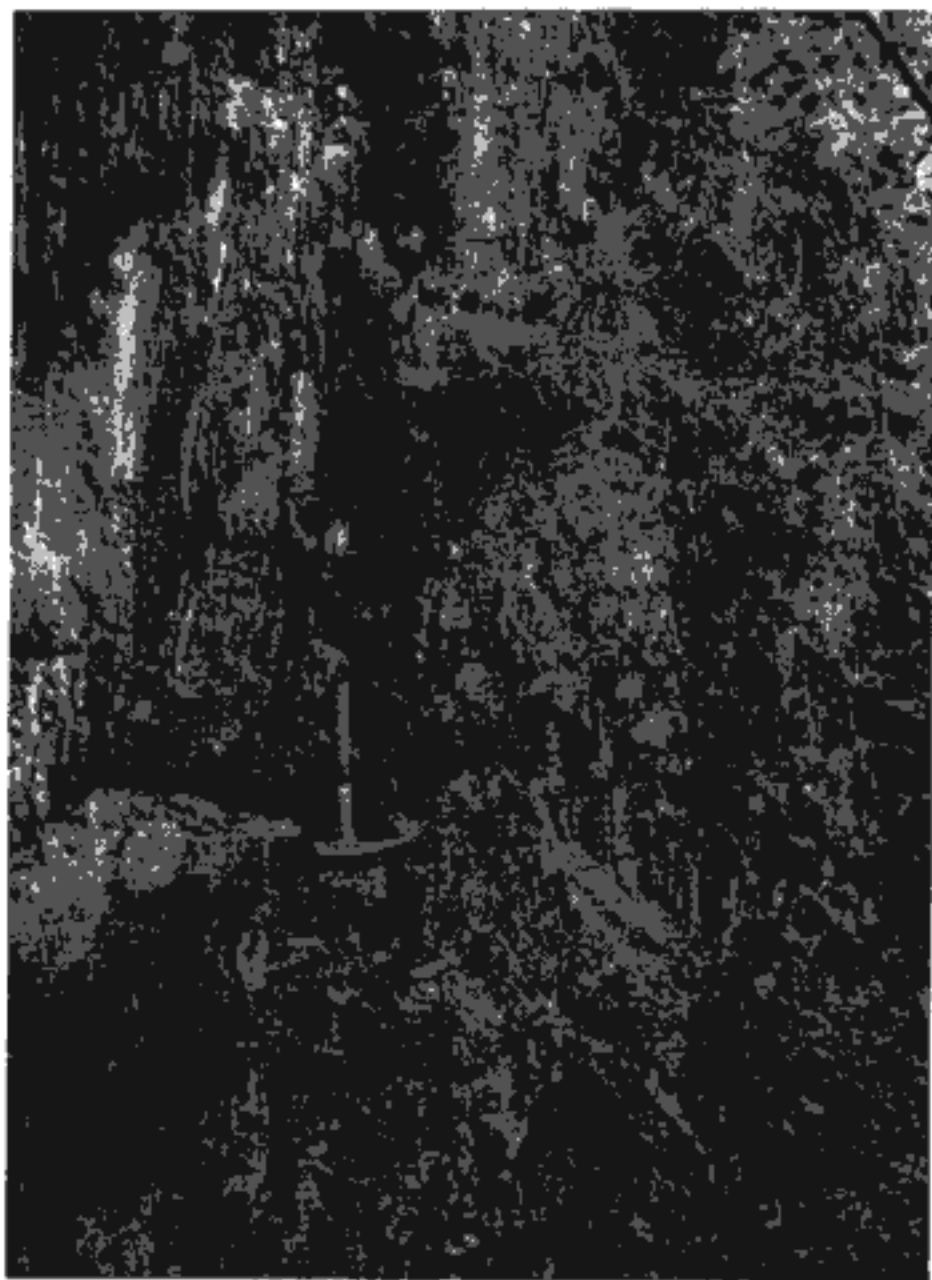
13A. Detail nepravidelného omezení diabasů v okolí jámy Prokop na březohorském ložisku (podle F. Kratochvíla 1959a, upraveno)  
Tečkovaně — diabasy;  
silnou čarou — rudní žíly



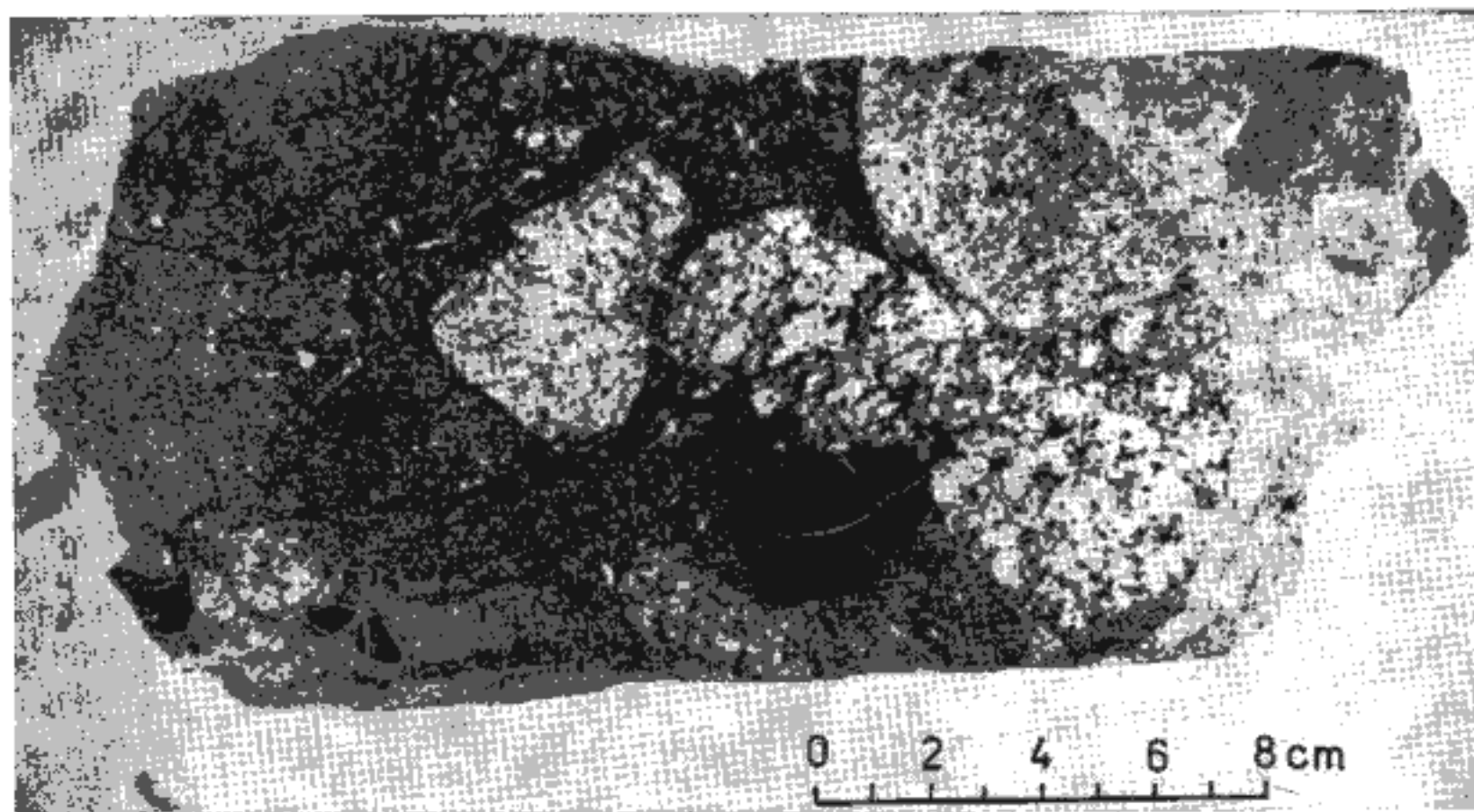
13B. Blokova stavba minetových žil na ložisku Vrančice (podle F. Patočky 1976, upraveno)  
1 — aplity; 2 — minety; 3 — blatenský granodiorit



1. „Jílovská“ kliváž v horninách svrchního proterozoika. Skalník u Průhonice.



2. Zbřidličnatělá diabasová žíla a kliváž v horninách svrchního proterozoika. Štěchovice.  
Foto P. Rajlich

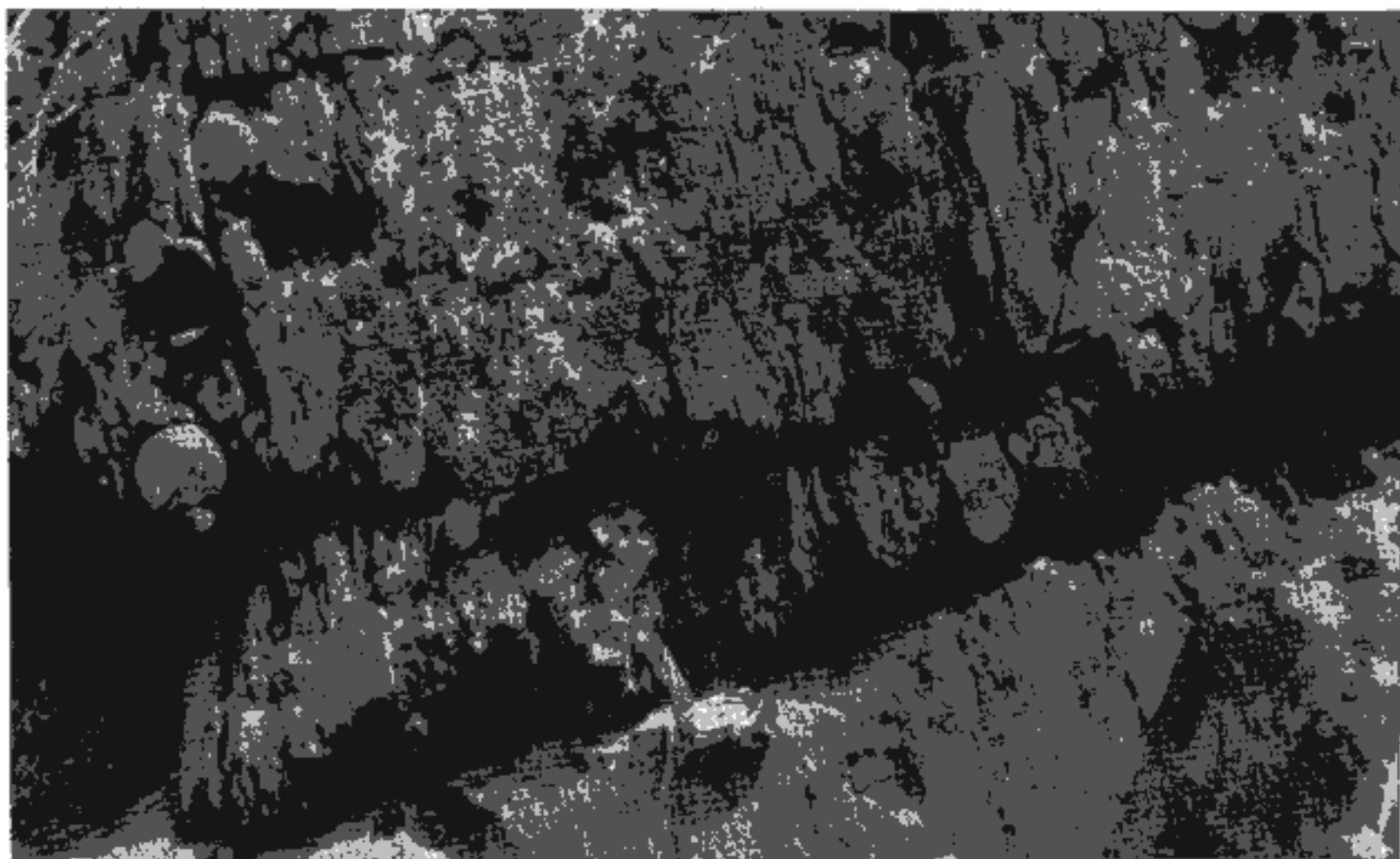


1. Žitcké slepence bohaté albitickými žulami z 2. pásma břidličného na Příbramsku.  
Foto ÚUG — H. Vršťalová



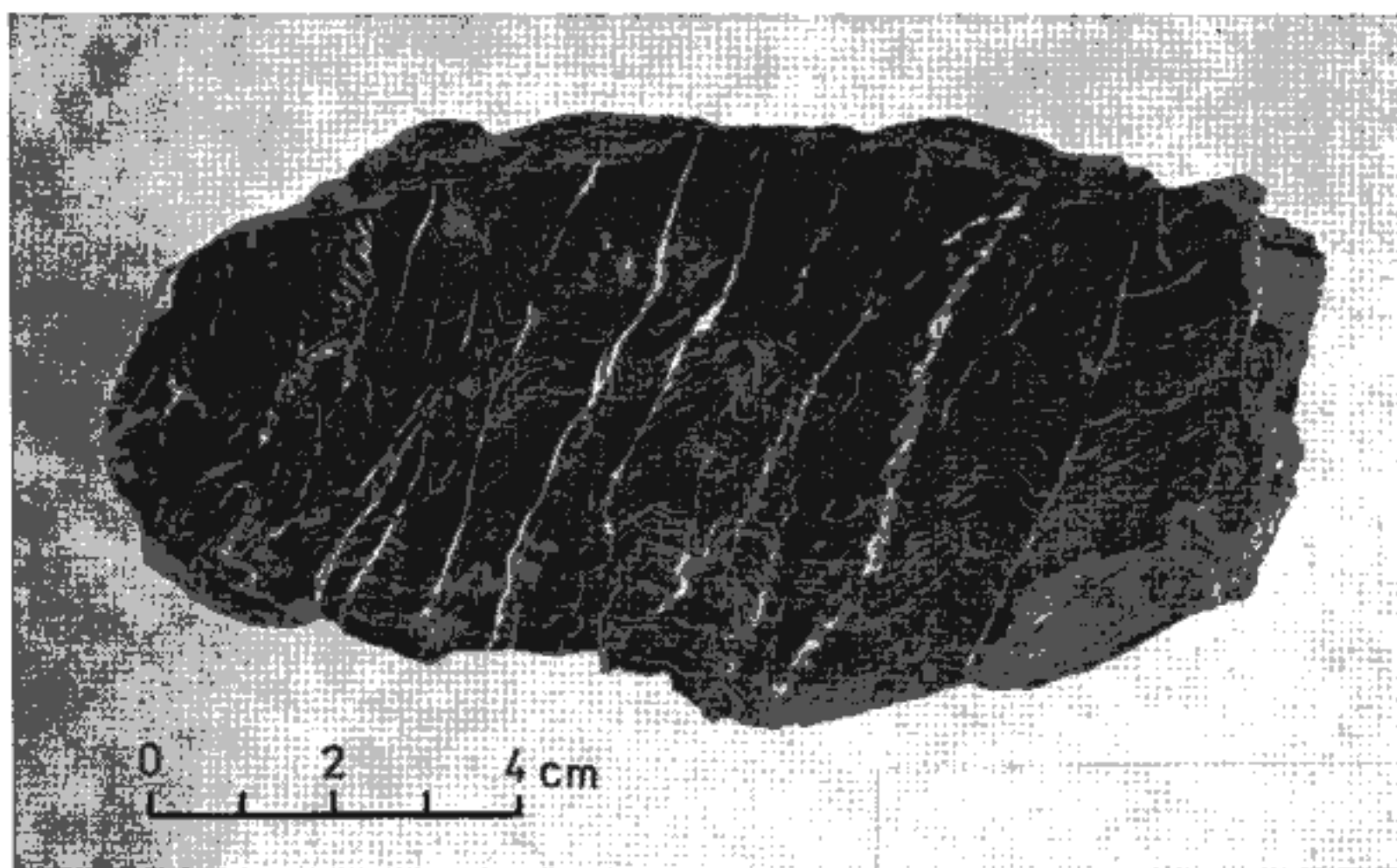
2. Deformované a silně protažené úlomky křemenných keratofyrů ve vulkanické brekcii, řez XZ. Štěchovická přehrada.

Foto P. Rajlich



1. Silně deformované dobříšské svrchnoproterozoické slepence v „jílovské“ kliváži, řez YZ, Malá Hraštice.

Foto P. Rajlich



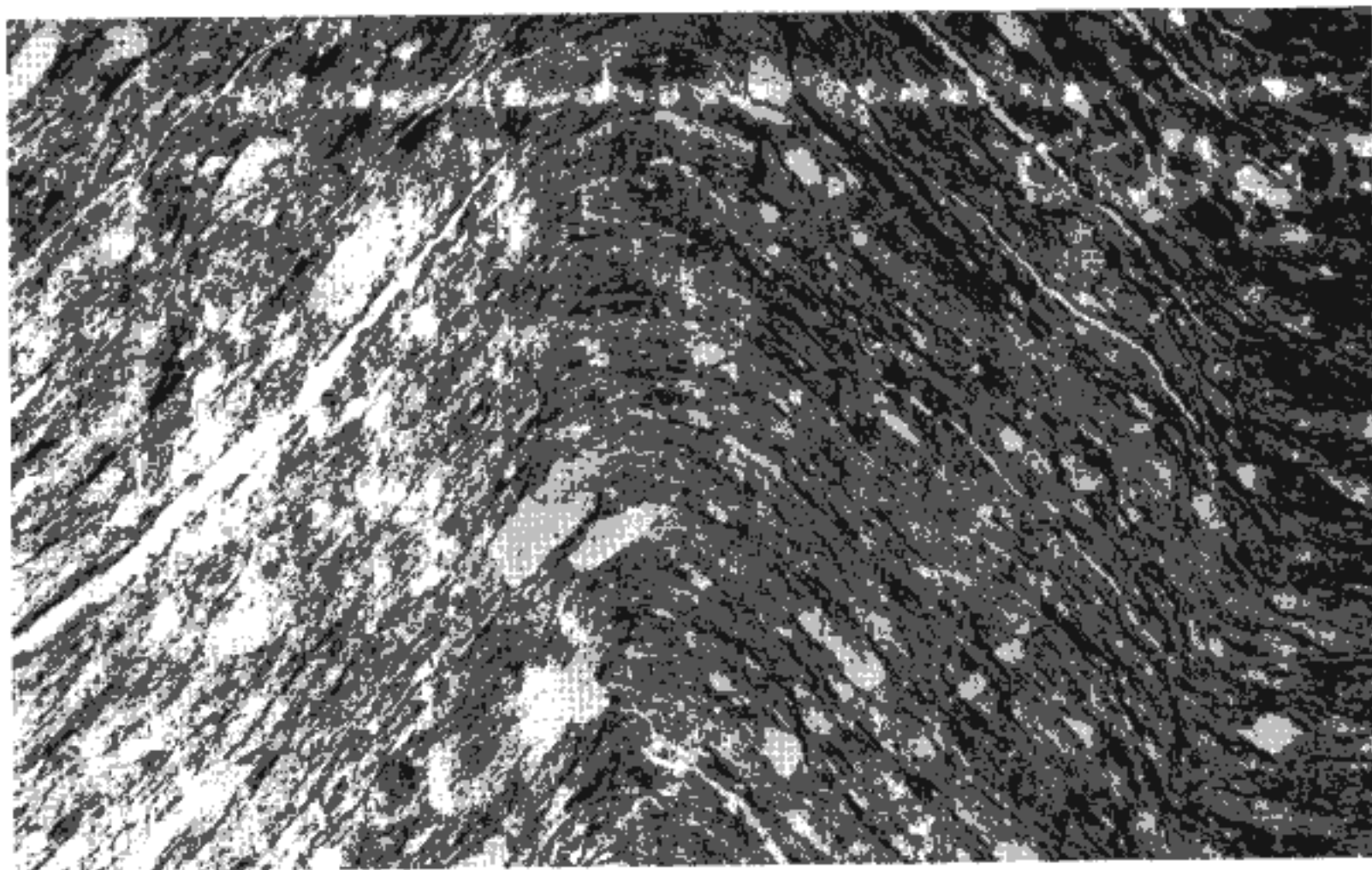
2. Zbřidličnatělé a drobně provrásnělé metaspility ze kry fylitizovaných hornin z 2. pásma břidličného sv. od Příbrami.

Foto ÚÚG — H. Vršťalová



1. Drobné provrásnění a mladší krenulační kllváž v metaspillitech ze 2. pásma břidličného, zvětšení 16 X.

Foto ÚÚG — D. Hejdová

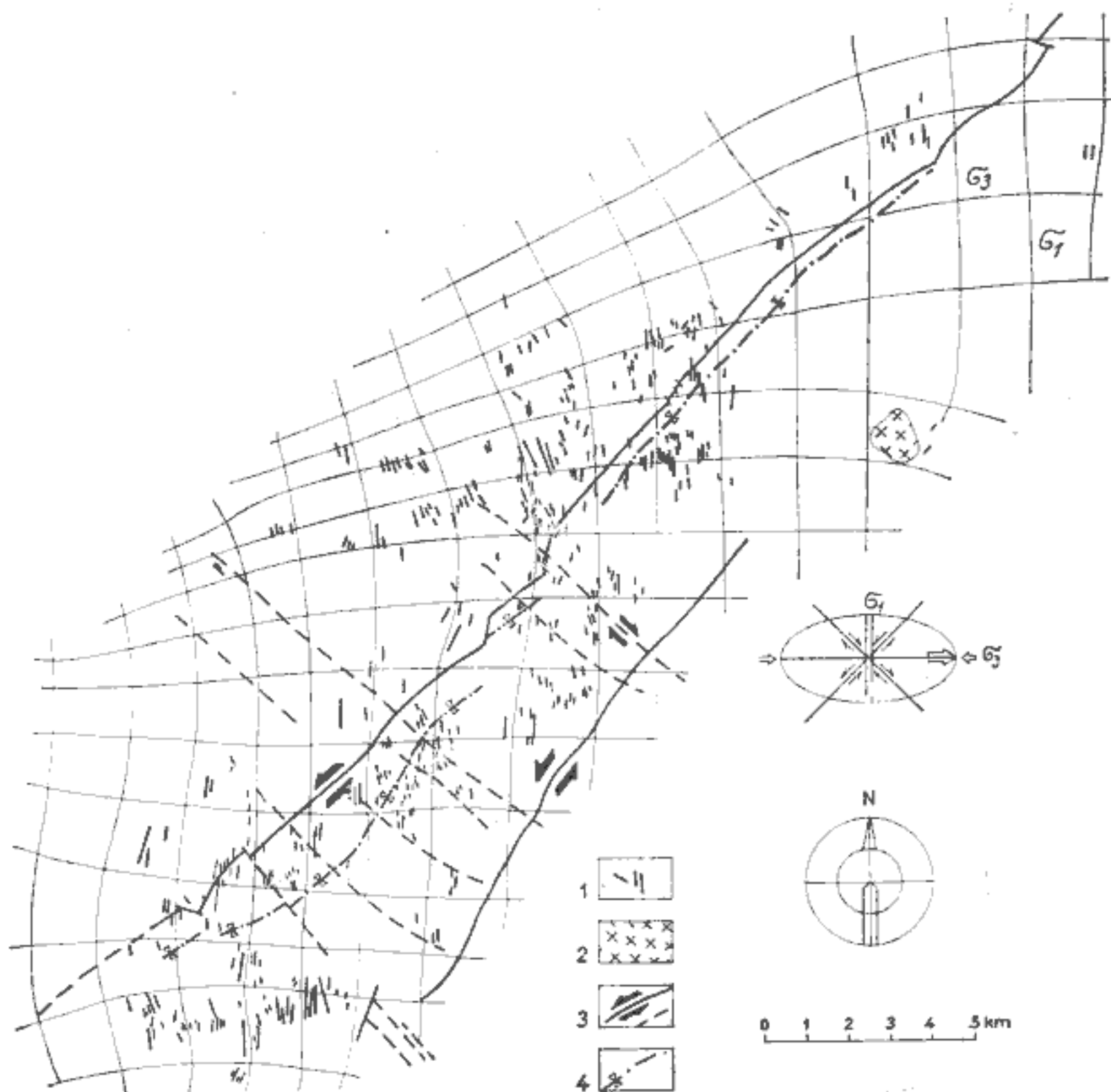


2. Drobné provrásnění a deformace klastických částic v metadrobě z 2. pásma břidličného, sv. od Příbrami.

Foto ÚÚG — D. Hejdová



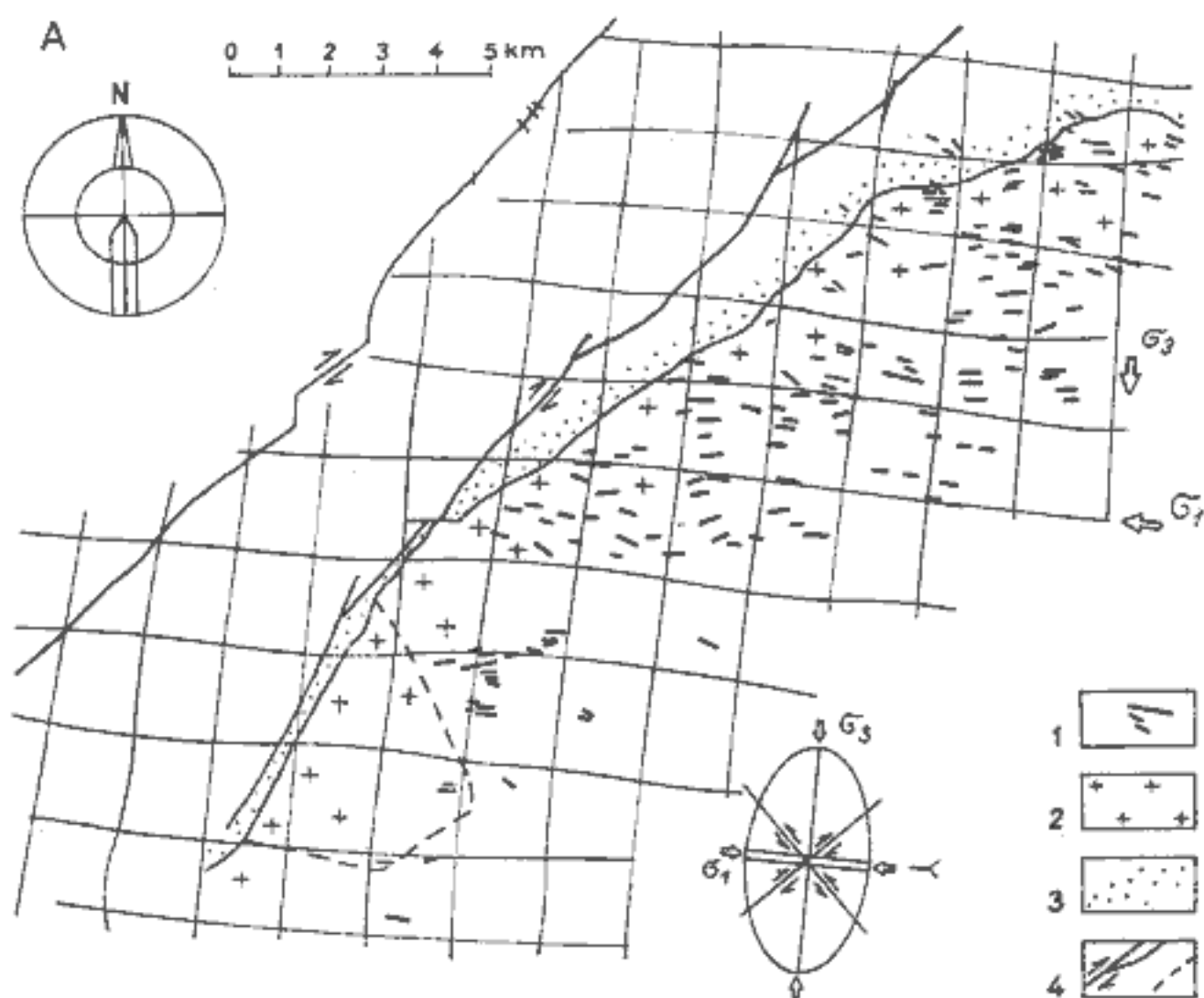
relativně zanedbatelné několikametrové mocnosti (obr. 5) je dokladem aktivního spolupůsobení magmatu a tekavých složek na otevírání puklin za dané orientace regionálního napětí (Currie - Ferguson 1970). Minimální napětí, kolmé na plochu žil, bylo v případě diabasů orientováno v.—z. (obr. 14) a k němu kolmé maximální napětí s.—j. Mapa roz-



14. Trajektorie napětí v období intruze diabasových žil  
 1 — diabasové žily; 2 — bazický peň u Obořiště; 3 — smysl teoretického horizontálního posunu po zlomech v období intruze diabasových žil; 4 — osa příbramské synklinály

místění a orientace žil, doplněná o tělesa zjištěná podrobným magnetickým mapováním. Krsem (1959), ukazuje na zákonitou prostorovou distribuci žil a hlavního napětí v této etapě. Střížné napětí sdružené se

vznikem roje je uvedeno v diagramu na obrázku 14 a ukazuje na levostranný horizontální posun na sv.—jz. zlomech a pravostranný po sz.—jv. zlomech. Amplituda pohybu na „jílové rozsedlině“ byla po intruzi diabasů zanedbatelná, jak ukazuje nerušený průběh žil přes poruchu. Je proto zřejmé, že k hlavnímu pohybu došlo na zlomech mimo oblast výskytu diabasových žil. Tyto zlomy omezující dilatační zónu musely mít podle rozmístění diabasových žil a teoretických modelů (např. Beach 1975, Feraud - Campredon 1983 aj.) orientaci SV—JZ. Jihovýchodní omezení představuje pravděpodobně středočeský šev. Oblast výskytu diabasových žil je zároveň oblastí, ve které došlo k hlavní dilataci, o které lze předpokládat, že dosáhla několika kilometrů. Na ložisku Březové Hory např. objem diabasových žil dosahuje 20 % celého skalního masívu (Škvor 1977). Chemismem odpovídají diabasy alkalickým až subalkalickým bazaltům kontinentálního typu a nelze je proto srovnávat se silurskými alkalickými bazalty (Fiala 1966b, 1970) hlubšího původu. Vzhledem k ordovickým bazaltům jsou v jiné prostorové pozici a chybějí ve spodnoordovických horninách mezi oblastí Příbramska a oblastí výlevných bazaltů v ordoviku pražské pánve. Diabasové žíly jsou

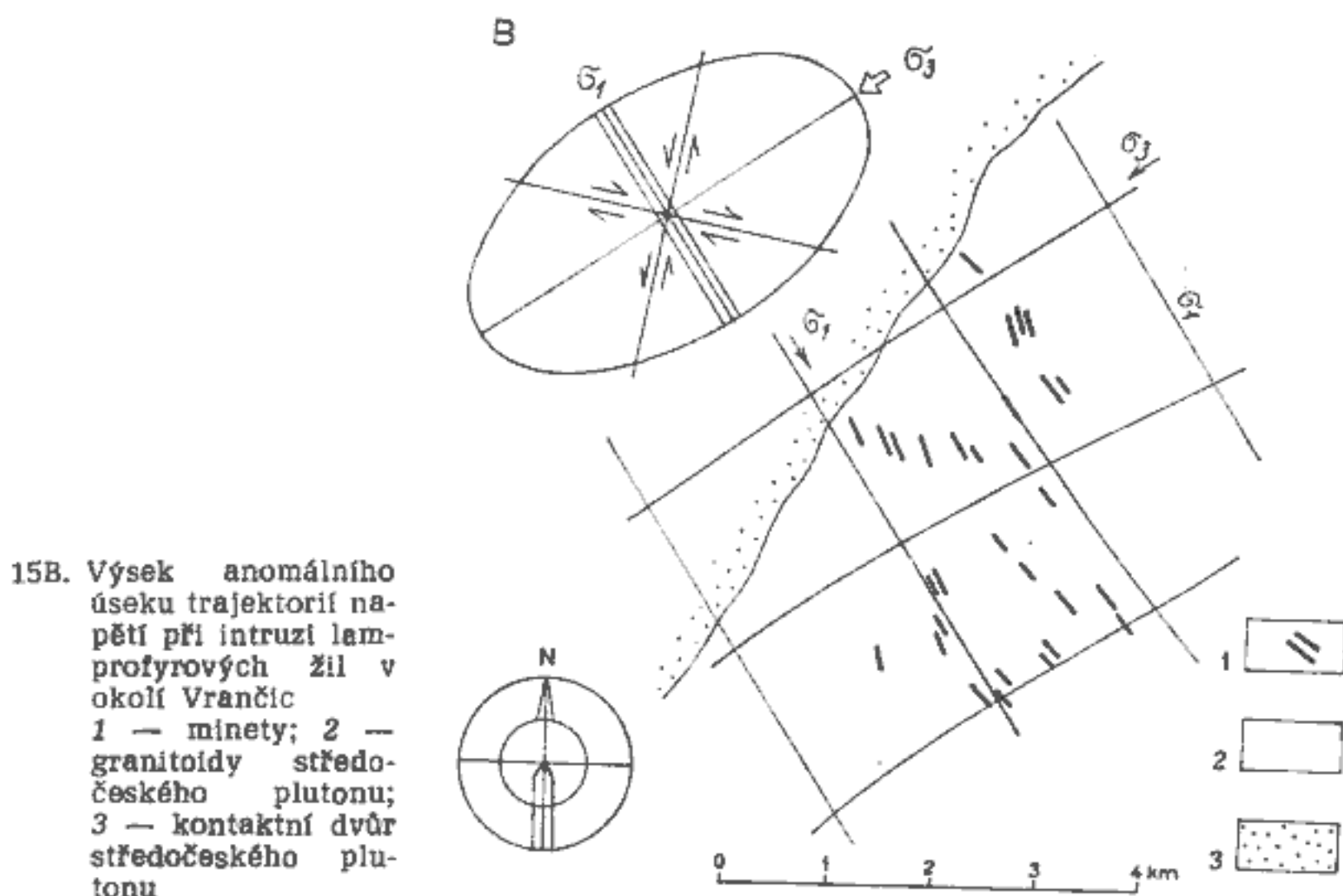


15A. Trajektorie minimálního a maximálního napětí v období intruze minetových žil  
 1 — minetové žíly; 2 — granitoidy středočeského plutonu; 3 — kontaktní dvůr středočeského plutonu; 4 — hlavní zlomy s předpokládaným smyslem pohybu, čárkované — oblast odchýlných sz.—jv. směrů v okolí Vrančic

hlavním podkladem pro určení orientace napětí v období těsně před intruzí středočeského plutonu.

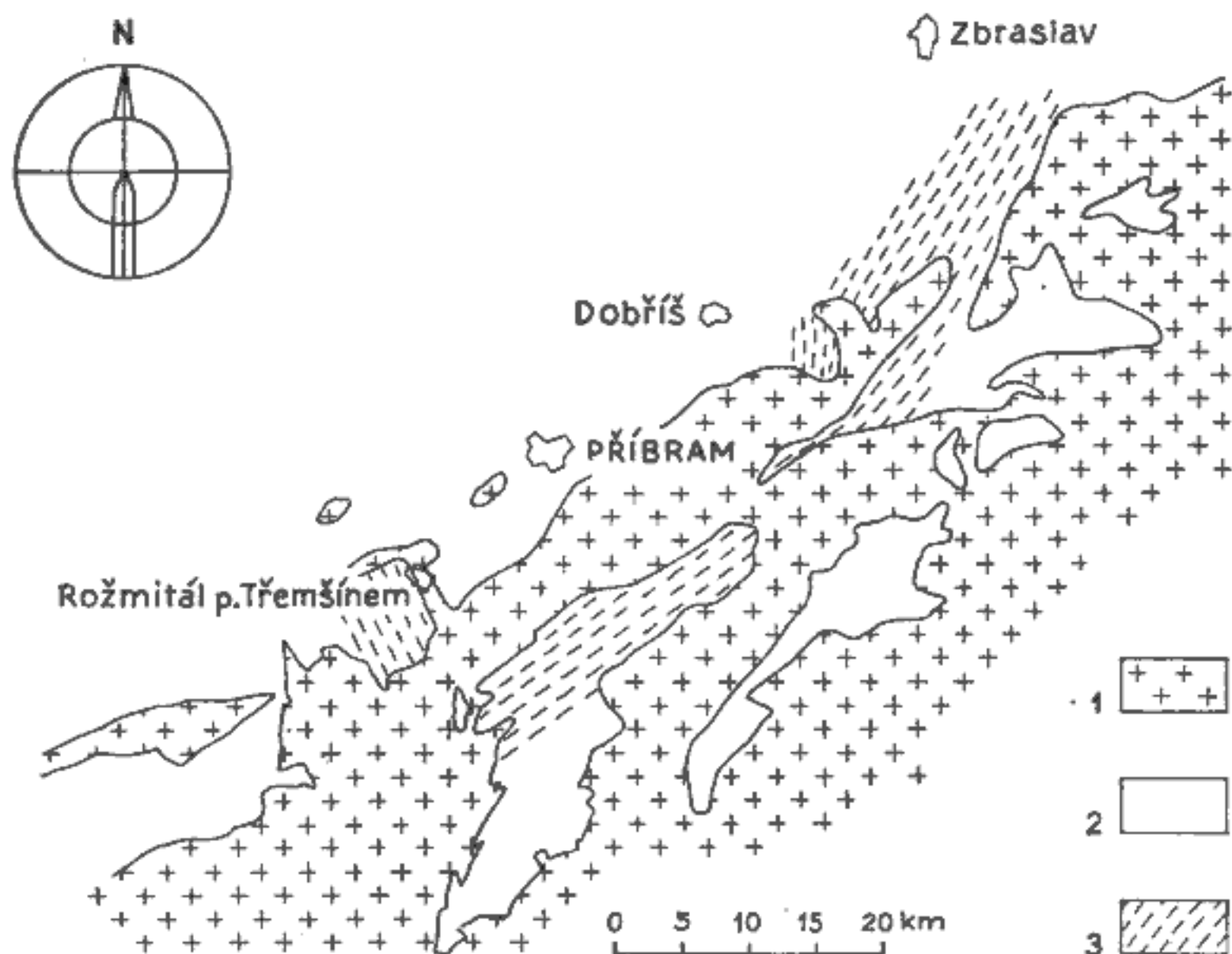
## Minety

Význačný roj horninových žil závěrečné etapy intruzivní činnosti středočeského plutonu představují v.—z. minety (Andrusov et al. 1949). Detailní struktura žil a jejich boku (Patočka 1976) svědčí o tom, že podobně jako u diabasových žil, magma si otevíralo aktivně cestu průchodu nejspíše mechanismem „odsazování“, popsaným Curriem a Fergussonem (1970), tj. pomocí fluidní fáze v regionálním poli napětí s maximální složkou v.—z. směru (obr. 15A). Podle rozboru panujícího napětí došlo na zlomech sv.—jz. směru k pravostrannému posunu a na sz.—jv. k levostrannému. Tyto pohyby byly podle rozšíření roje minet omezeny na oblast středočeského plutonu. Dudek - Fedluk (1958) podle výpočtu sumární mocnosti žil odhadli dilataci hornin v oblasti blatenského granodioritu na 1 km. Minety jsou dokladem panujícího regionálního pole napětí v závěrečné fázi intruze středočeského plutonu a jeho reorientace. Výjimkou z jednotného regionálního v.—z. trendu žil je okolí Vrančic, kde jsou žíly uspořádány do sz.—jv. směru (obr. 15B).



## „Jílovská“ kliváž

Kliváž je charakteristickým strukturním prvkem sv. a sz. okraje středočeského plutonu [Kettner 1911, Mach 1952 aj.] (obr. 16). Pozo-

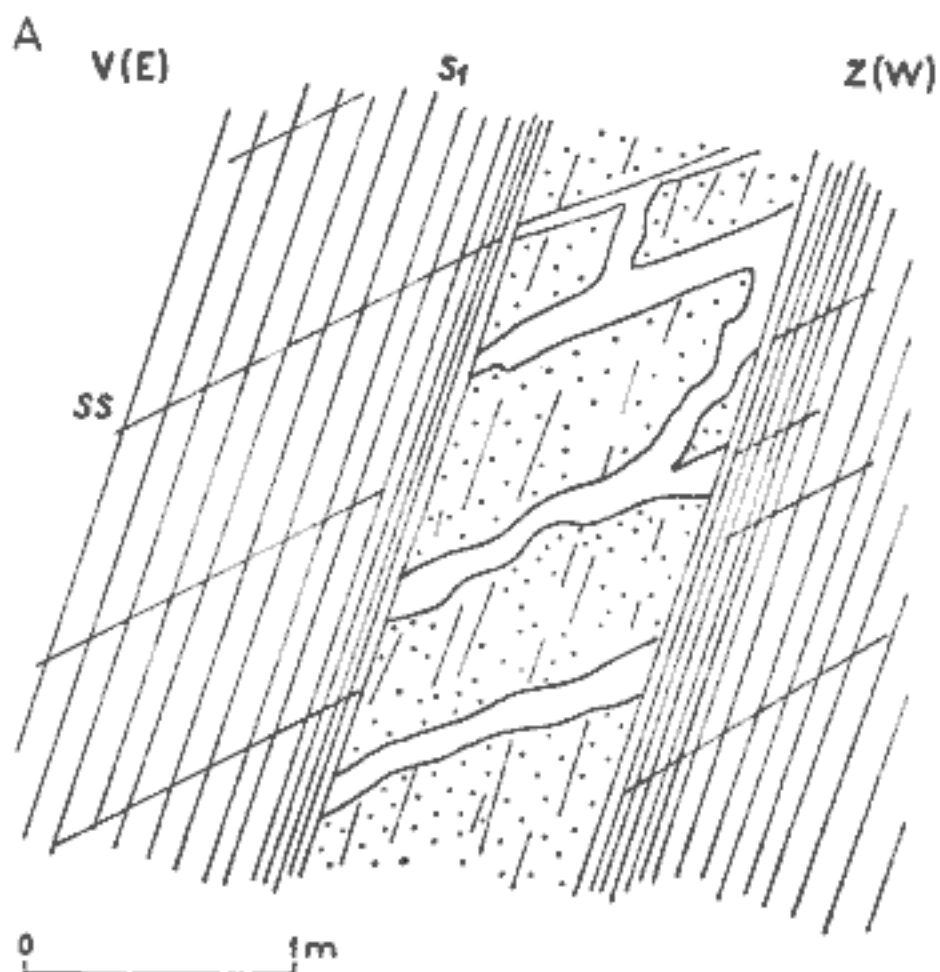


16. Schematická mapka s vyznačením trendu a rozsahu „jílovské“ kliváže v sz. okraji středočeského plutonu  
1 — granitoidy; 2 — horniny pláště; 3 — trend „jílovské“ kliváže

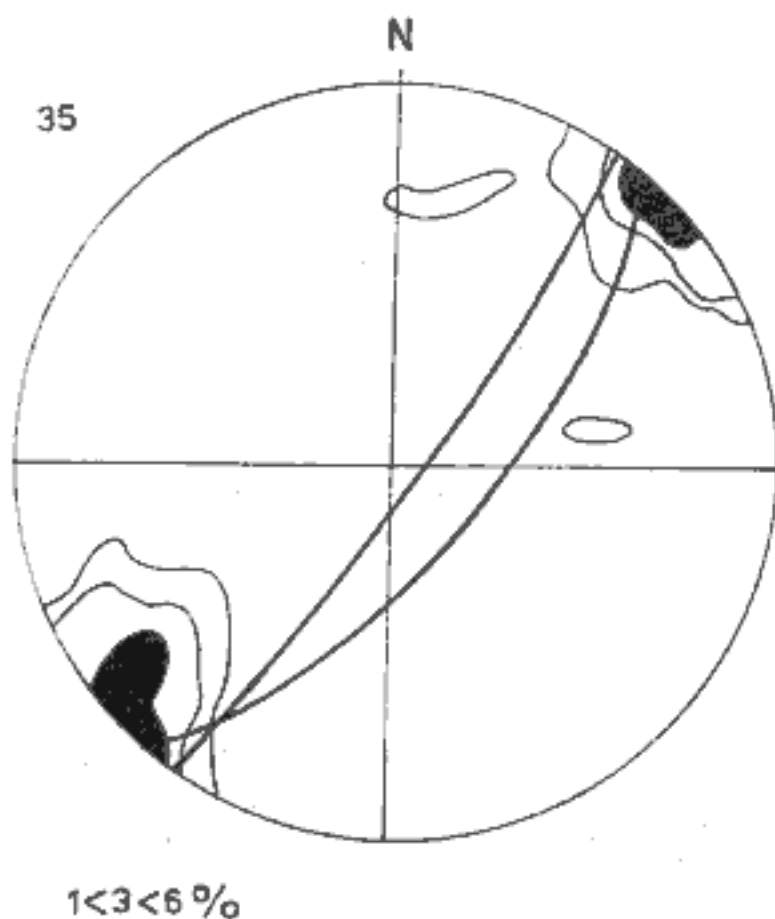
ruhodná je její směrová stálost v homogenních blocích (obr. 18 a 19), při místně nepravidelném směru a sklonu vrstevnatosti (Krupička 1950), příp. vrás menších amplitud (Adámek 1968a,b). Je mladším — naloženým strukturním prvkem na variské vrásy (Rajlich - Schulmann - Synek v tisku). Stáří kliváže je tudíž variské (Kettner - Kodym 1922, Zoubek 1948, Rajlich et al. v tisku). Její vznik byl doprovázen tvorbou subhorizontální lineace, ukloněné většinou k SSV. Proterozoické stáří kliváže uvedl do literatury Kodym st. (1946), který do oblasti jílovského pásma zasadil strukturní šev, ze kterého měly být transportovány příkrovy jím předpokládané v oblasti Křivoklátska. Jílovská kliváž zasahuje do ordoviku na v. okraji Barrandienu (Kukal 1961, Havlíček 1963), postihuje svrchnopaleozoické horniny v ob-

lasti ostrovní zóny, paleozoikum v oblasti Rožmitálska (Havlíček 1963, 1977 aj., srovnej obr. 16).

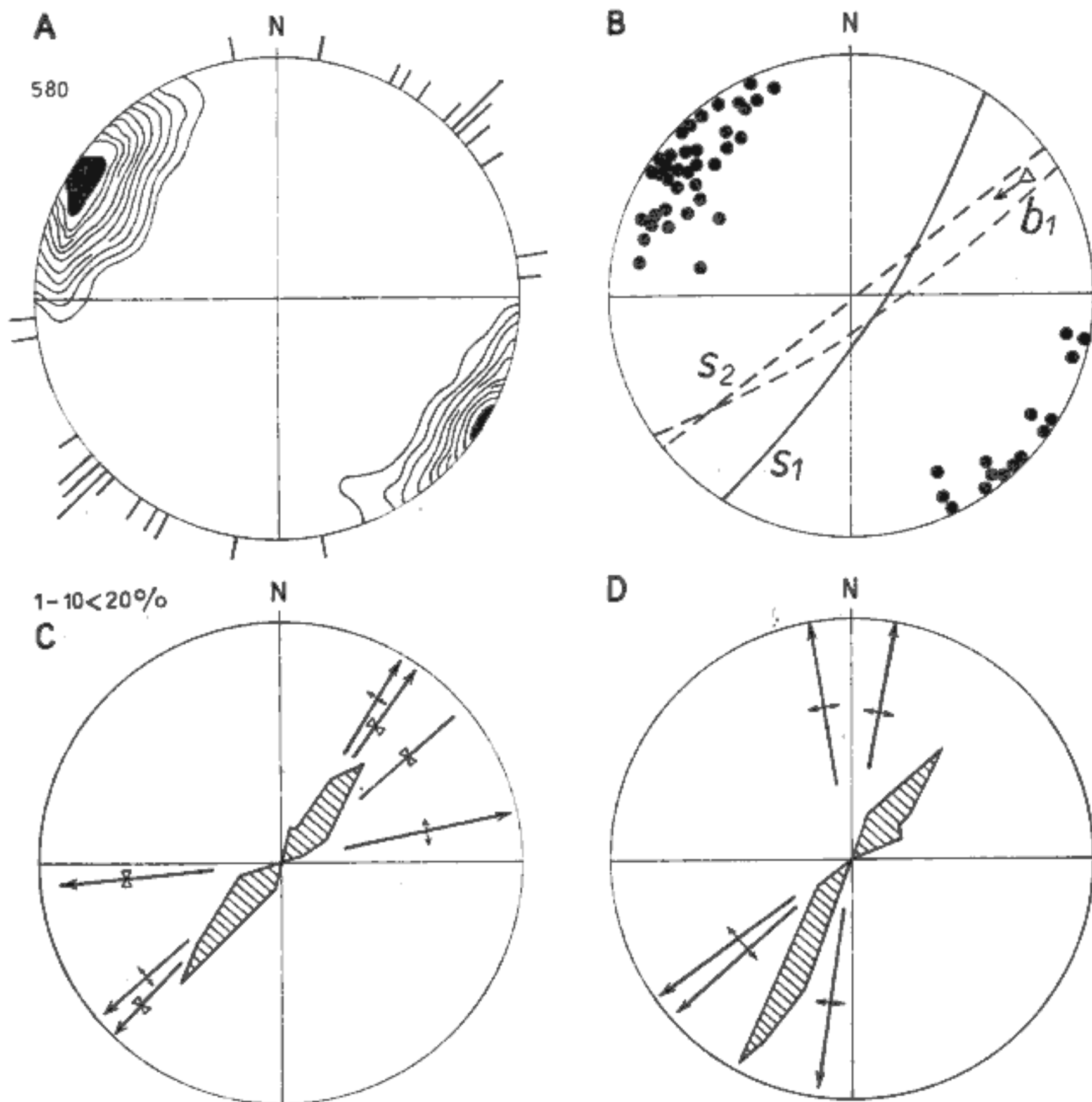
Morfologicky lze kliváž charakterizovat jako oddálenou (spaced) (Gray 1977) a je patrně spojena i s dehydratací hornin, místy s částečnou metamorfní segregací (Krupička 1950). Její intenzita stoupá do oblasti jílovského pásma, v detailu je konformní se směrem kontaktu bezprostředně sousední granitoidní intruze (obr. 16). Tak např. na Rožmitálsku je její směr SZ—JV, v oblasti knínského výběžku středočeského



17A. Vývin a hustota kliváží v okolí a uvnitř diabasové žíly v okolí Davle (podle P. Adámka 1968, upraveno)



17B. Diagram orientace delších os valounů ve svrchnoproterozoickém slepenci od Voznice [měřil J. Synek]



18. Diagramy orientací vrásových os a „jlovské“ kliváže ve svrchním proterozoiku mezi Dobříší a Davlí (podle P. Adámka 1988, upraveno)

A — souhrnný konturový diagram pólů kliváží  $s_1$  a směrů velkých vrás pro celou oblast (čárky na okraji diagramu); B — póly  $s_1$  ploch v dobříšském bloku, z. od dubeneckého zlomu s označením průměrných  $s_1$  a  $s_2$  ploch a směrů vrásových os ( $b_1$ ); C — směrová různice drobných vrás v mníšeckém bloku, přímkami směry velkých vrás (synklinál a antiklinál); D — směry drobných vrás (směrová různice) a velkých vrás (přímky) v dobříšském bloku

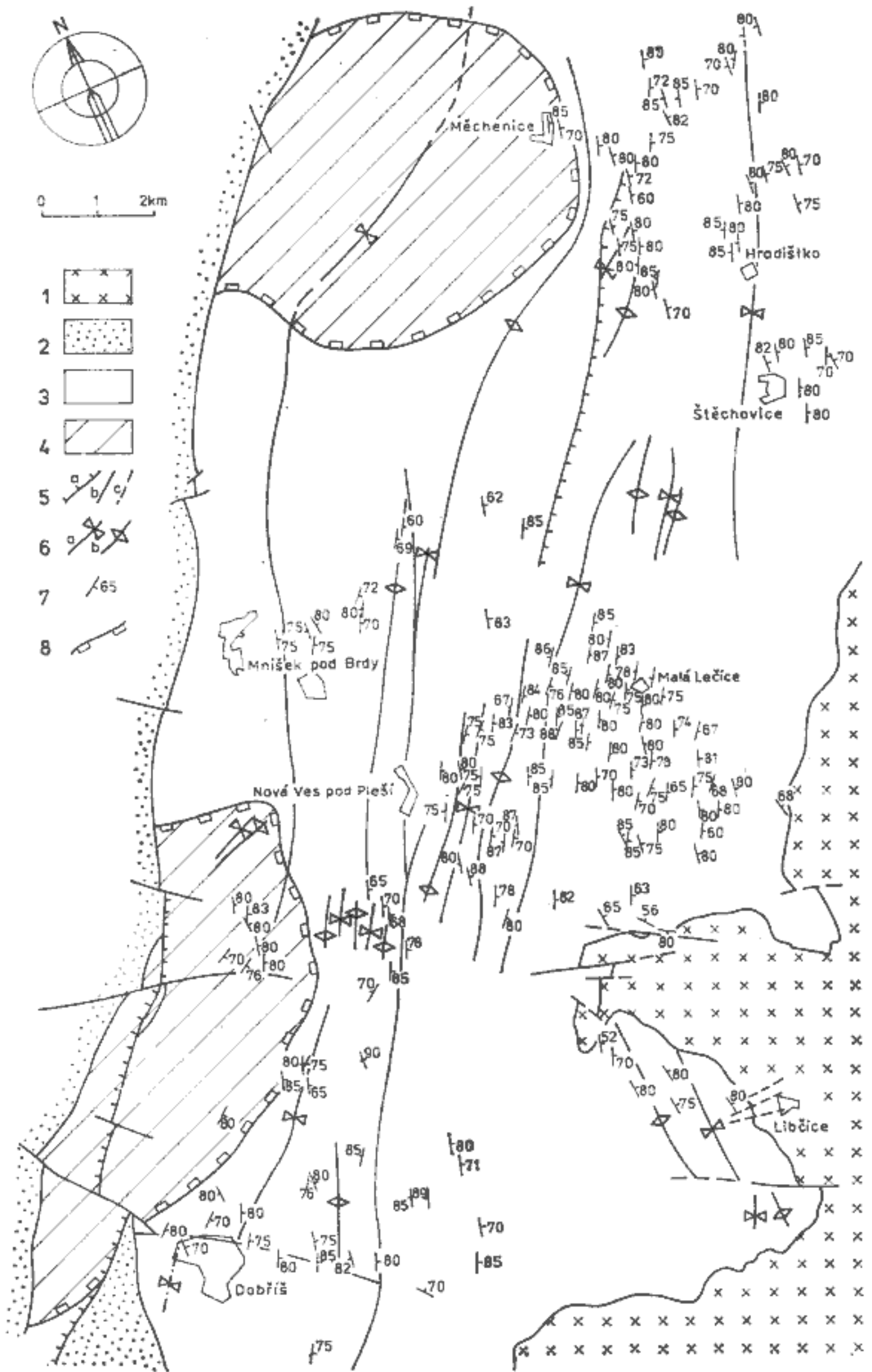
19. Strukturální mapa svrchního proterozoika v sv. části území (podle P. Adámka 1988, upraveno)

1 — granitoidy středočeského plutonu; 2 — sedimenty kambria; 3 — svrchní proterozoikum; 4 — území s v.-z. směrem vrstevnatostí; 5 — zlomy: a) přesmyky, b) zlomy ověřené, c) zlomy předpokládané; 6 — směry vrás a) synklinál, b) antiklinál; 7 — směry a sklony kliváží; 8 — omezení oblastí s v.-z. směrem vrstevnatostí



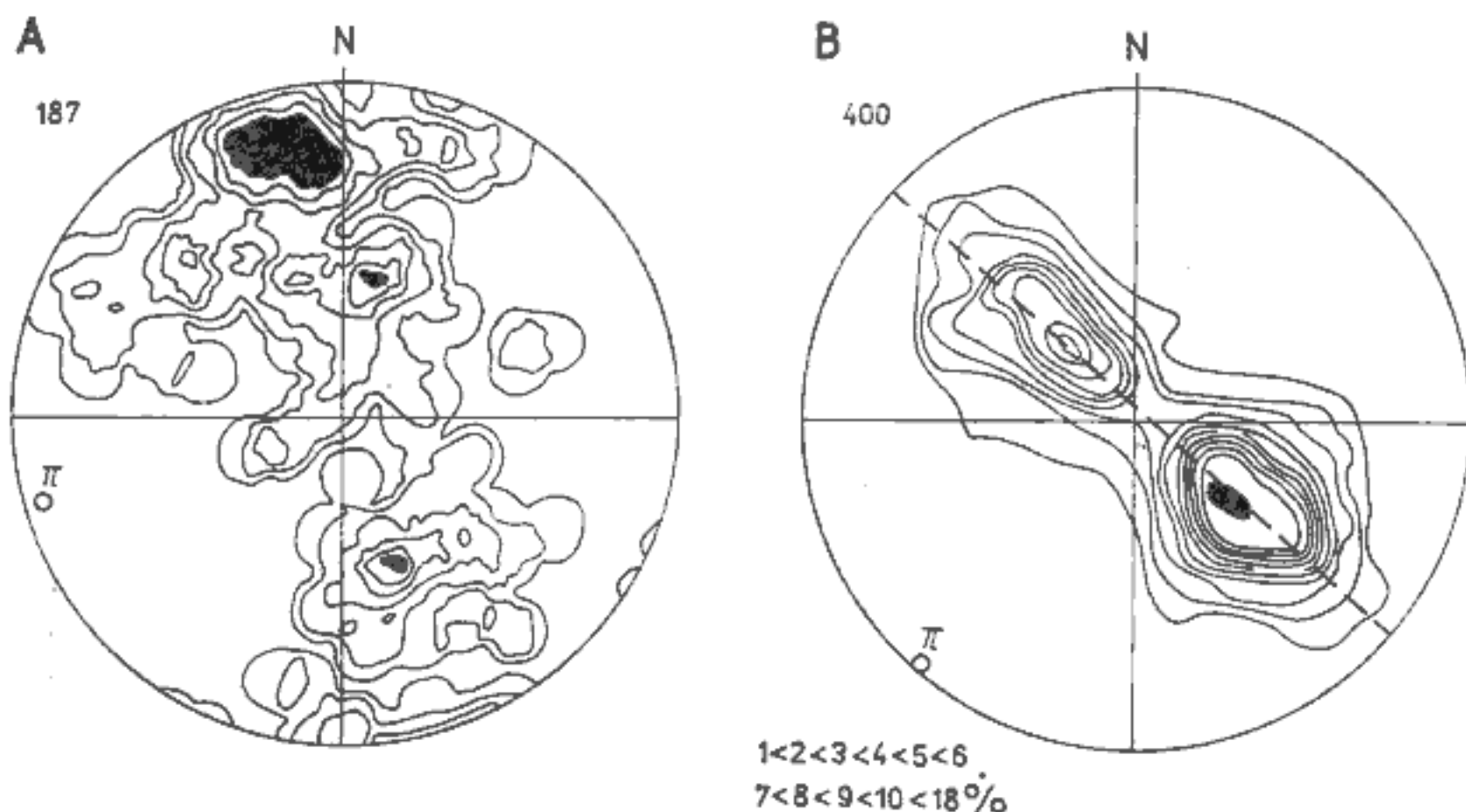
0 1 2km

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8



plutonu SSV—JJZ (Palivcová 1956), v sedlčansko-krásnohorském ostrově SV—JZ (Beneš - Hanuš - Knotek 1980).

V oblasti Davle porušuje „jílovská“ kliváž s.—j. diabasy stejného charakteru a směru jako na Příbramsku (obr. 17A a podle Adámka 1968). Diabasy jsou v kliváži metamorfovány na zelené břidlice. Je proto zřejmé, že kliváž je i mladším tektonickým fenoménem, než jsou intruze diabasových žil. Odpovídá pravděpodobně tzv. 2. fázi vrásnění Barrandieny (Kettner - Kodým 1922). V oblasti Měchenic a měchenického antiklinoria některé metamorfní projevy v oblastech intenzivního vývinu kliváže (Krupička 1950) ukazují, že její vznik je spojen s intruzivní činností (výstupem tepla) ze středočeského plutonu přítomného ve větší hloubce (Fediuk 1966). Při deformaci hornin došlo k vytažení delších os valounů do směru osy X deformačního elipsoidu (obr. 17B). Tuto skutečnost je možné vykládat jako duktilní projev horizontálního posunu (Ramsay 1967, Simpson 1981).



20. Konturové diagramy pólů vrstevnatosti v homogenních podoblastech podle obrázku 19

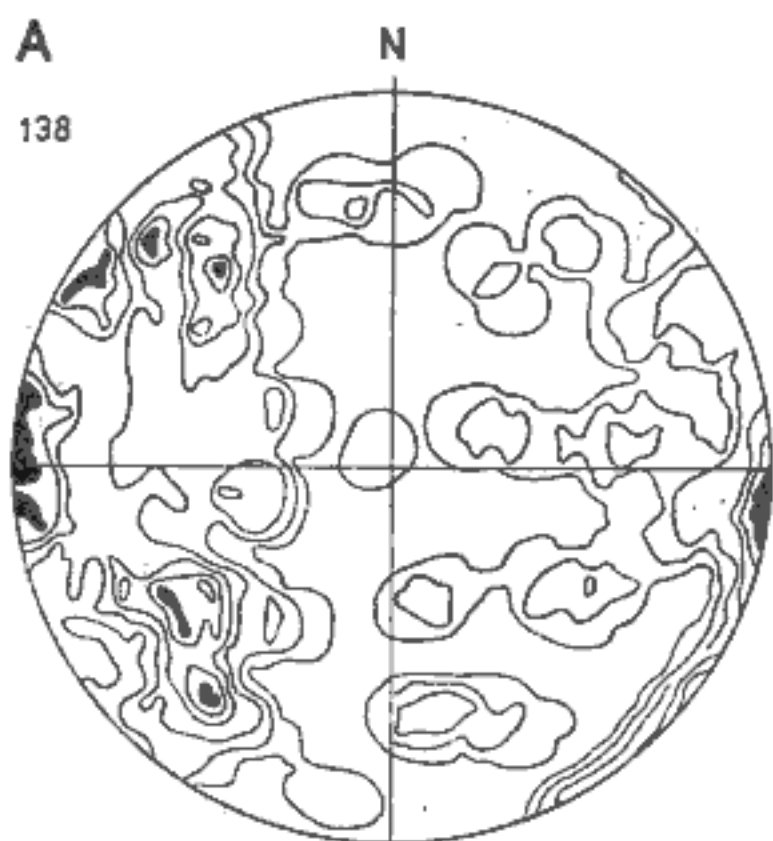
A — póly a  $\pi$ -bod vrstevnatosti v území s v.—z. směry vrstevnatosti; B — póly a  $\pi$ -bod vrstevnatosti v území s intenzivním vývinem „jílovské“ kliváže

V oblasti Mníšku pod Brdy, Štěchovic a Dobříše byly statistickým šetřením odděleny homogenní celky proterozoika s rozdílnými orientacemi vrstevních ploch (obr. 19), tj. SV—JZ a V—Z (obr. 20). Směr SV—JZ je zastoupen hlavně tam, kde se rovněž vyskytuje „jílovská“ kliváž, směr

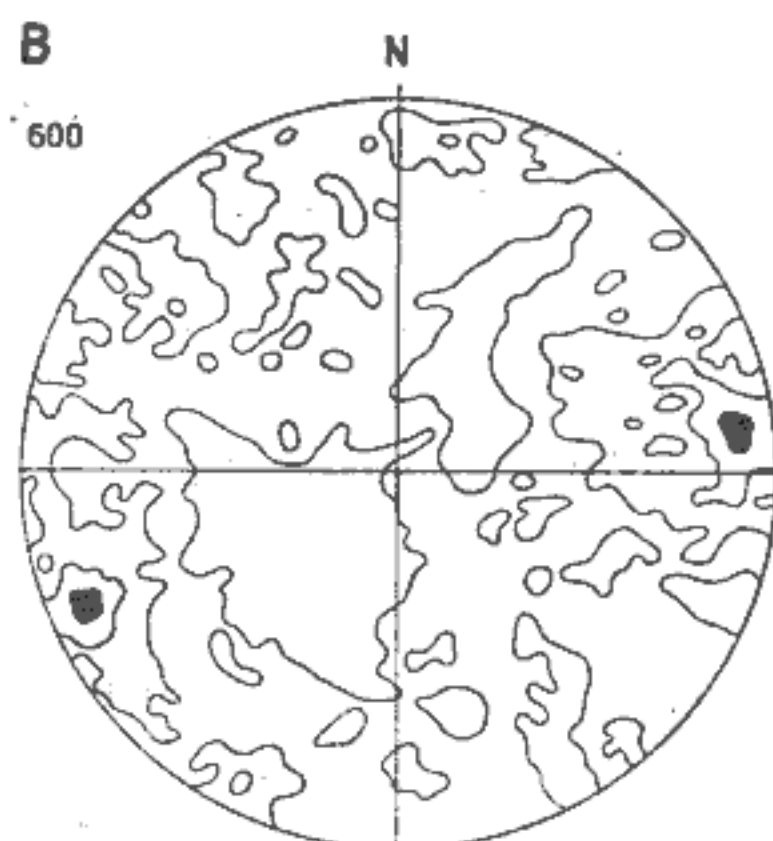


V—Z v oblastech, kde se kliváž nevyskytuje, což bude diskutováno dále.

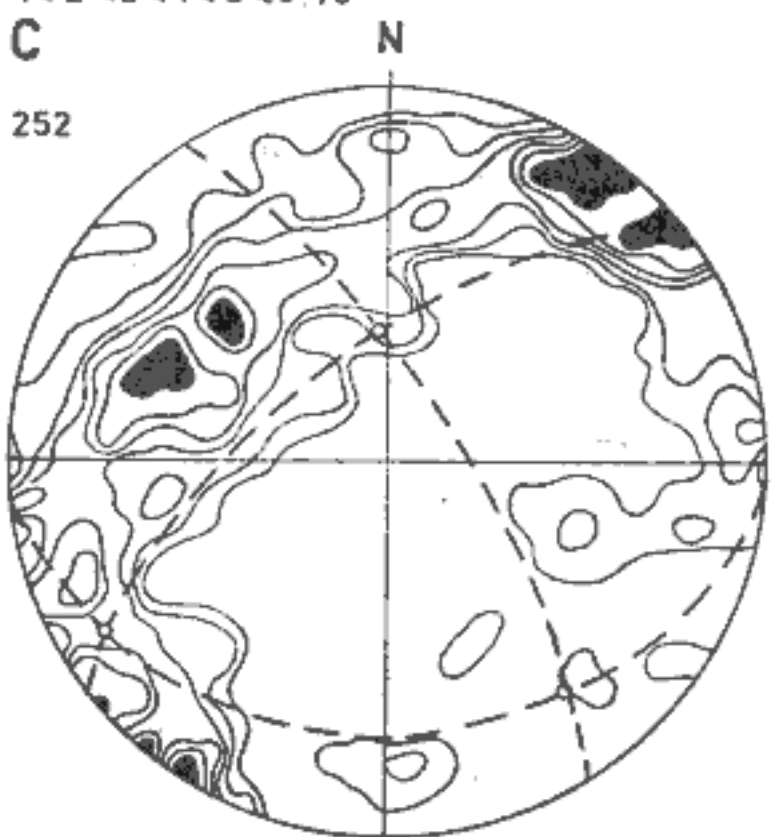
Výše uvedené argumenty dovolují zařadit vznik „jílovské“ kliváže do období těsně před intruzí středočeského plutonu, kdy patrně i následkem částečného nahřátí hornin pláště byly změněny jejich reologické vlastnosti. Tvorba kliváže pokračovala i během intruze středočeského plutonu, jak je dokládáno lokálně odchylnými směry kliváže v blízkosti ma-



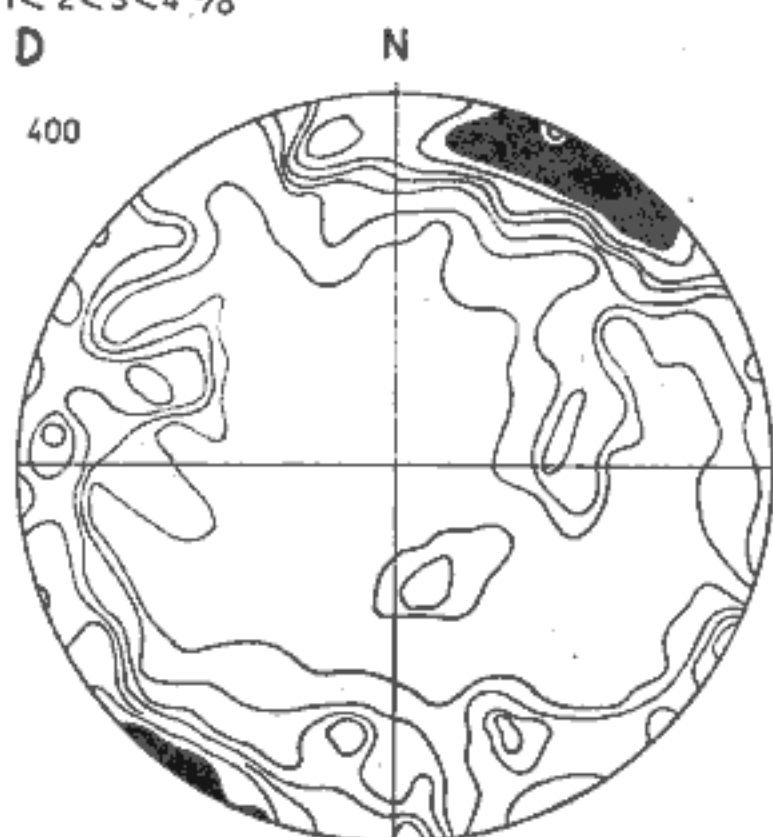
1 < 2 < 3 < 4 < 5 < 6 %



1 < 2 < 3 < 4 %



0,5 < 1 < 2 < 3 < 4 < 5 %



0,5 < 1 < 15 < 2 < 3 < 5 < 10 %

21. Puklinové diagramy z různých hornin příbramské oblasti

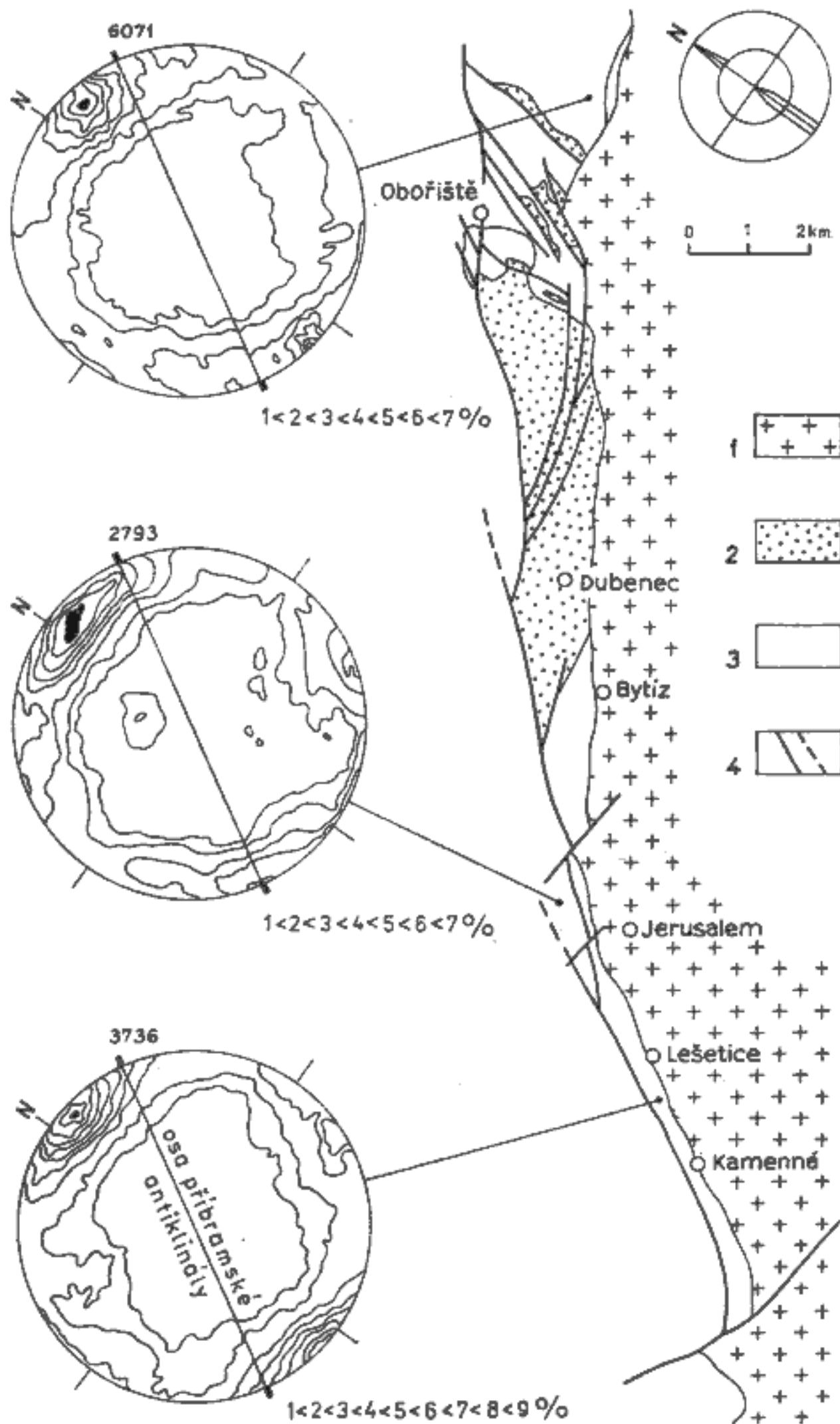
A — pukliny ve slabě fylitizovaných horninách 2. pásma břídlíčného; B — pukliny v hrubozrnném granodioritu okrajového typu; C — pukliny z ukloněných sádeckých drob (směr a sklon vrstevnatosti udán osním křížem); D — pukliny v subhorizontálně uložených sádeckých drobách

lých intruzí (obr. 16) a stoupáním její intenzity na bezprostředním kontaktu plutonu, příp. nakládáním jiného typu deformačních elipsoidů (Rajlich - Schulmann - Synek v tisku, Krupička 1950). Profil Röhliha a Fediuka (1964) ukazuje, že ve stejném procesu byly ještě více stlačeny vrásy davelského proterozoika. Jejich vrásový index stoupá směrem do plutonu. Se vznikem „jlovské“ kliváže byly podle našeho názoru zároveň přepracovány kadomské žuly (Dudek 1980), jejichž valouny nacházíme v kambrických žiteckých slepencích (např. Kettnerová 1918), na ortoruly. Vznik „jlovské“ kliváže při předpokládané 2. fázi vrásnění Barrandienu podle Kodyma (1921) byl pravděpodobně spojen s pravostranným smyslem pohybu po sv.—jz. zlomech.

### Puklinová tektonika

Charakteristiku variského a předvariského tektonického vývoje dokresluje i puklinová stavba. Pukliny byly statisticky vyšetřovány ve kře slabě fylitizovaných hornin sv. od Příbrami (obr. 21A), v granitoidech okrajového typu (obr. 21B), v ukloněných a subhorizontálních sádeckých vrstvách (obr. 21C,D) a v proterozoických horninách exokontaktu středočeského plutonu, v 1. pásmu břidličném (obr. 22).

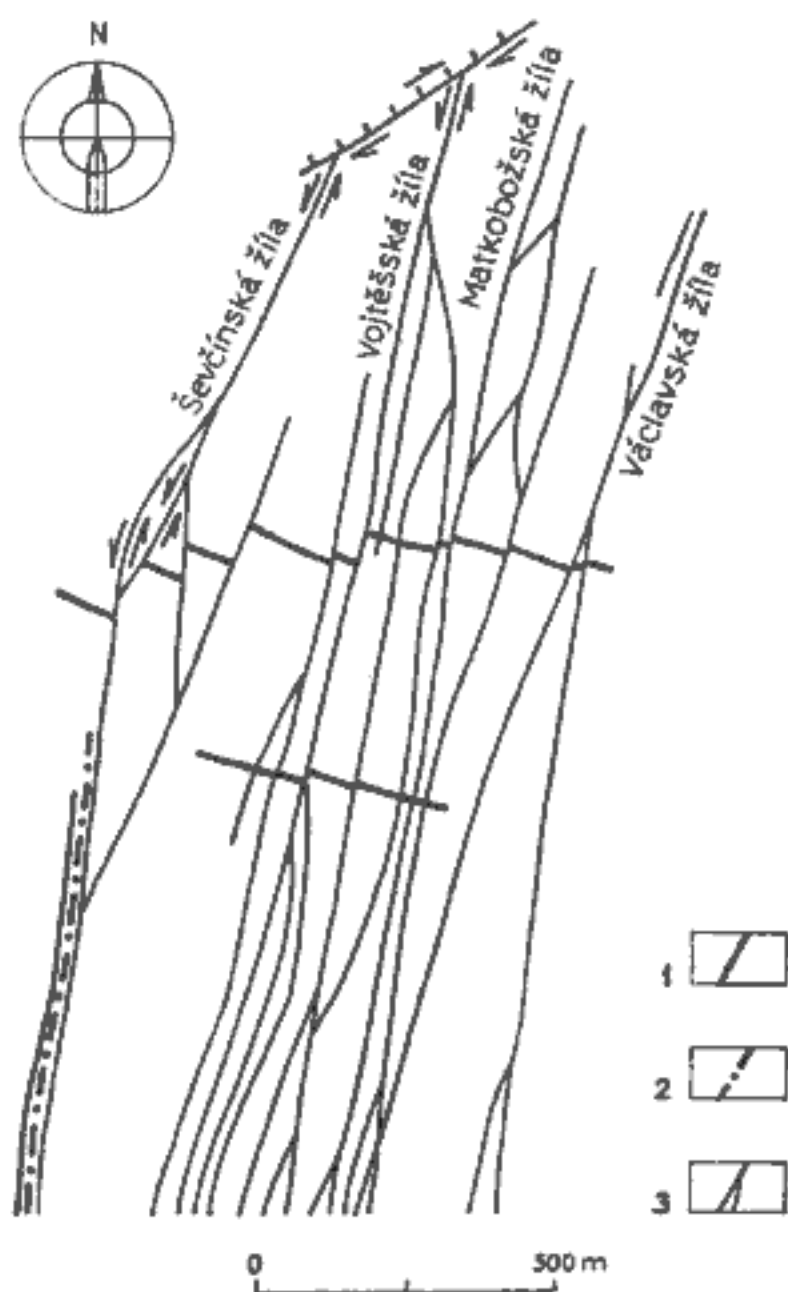
Pukliny ve slabě fylitizovaných horninách proterozoika jsou uspořádány do typické *ac* a *hkl* pozice k v.—z. ose malých vrás (obr. 21A), podobně jako pukliny v sádeckých drobách (Příbyl 1965). Zde se ale odlišuje stavba subhorizontálního a ukloněného souvrství. Pukliny v ukloněném souvrství svědčí o tom, že vznikly v původně subhorizontálních vrstvách a byly později rotovány při zvrásnění (Hancock 1969). Puklinový diagram ze žuly okrajového typu obsahuje velmi nízká maxima, hlavní směr je S—J (oblast Vrančic). Z hlediska rozpukání je zajímavá zóna exokontaktu středočeského plutonu (obr. 22), která na vzdálenosti 20 km obsahuje jednotný systém směru V—Z, bez ohledu na směr vrásové osy příbramské antiklinály a na azimut lokálních zlomů. Tento jev je podle našeho názoru podmíněn mladší puklinovou tektonikou naloženou na kontaktní dvůr středočeského plutonu, kdy došlo vlivem kontaktní metamorfózy k mechanické homogenizaci souvrství. Tato puklinová stavba je pravděpodobně projevem sz.—jv. orientovaného střižného napětí těsně po intruzi plutonu. Pukliny jsou zvlněné, morfologicky kopírují průběh sedimentární laminace okolních prachovců a jílovců, porušují ostatní puklinové systémy. Většinou jsou dlouhé a je možné je sledovat i několik metrů (Malík 1968). Jsou mladší než „jlovská“ kliváž (Adámek 1968a,b).



22. Pukliny v exokontaktní zóně středočeského plutonu  
 1 — granodiority okrajového typu; 2 — kambrické sedimenty;  
 3 — horniny svrchního proterozoika; 4 — zlomy ověřené a předpokládáné. Číslo u diagramu udává počet měření, úsek Obořiště (diagram s 6071 daty) měřil P. Malík (1968), srovnaj rovněž P. Malík (1978)

## Tektonika rudních žil

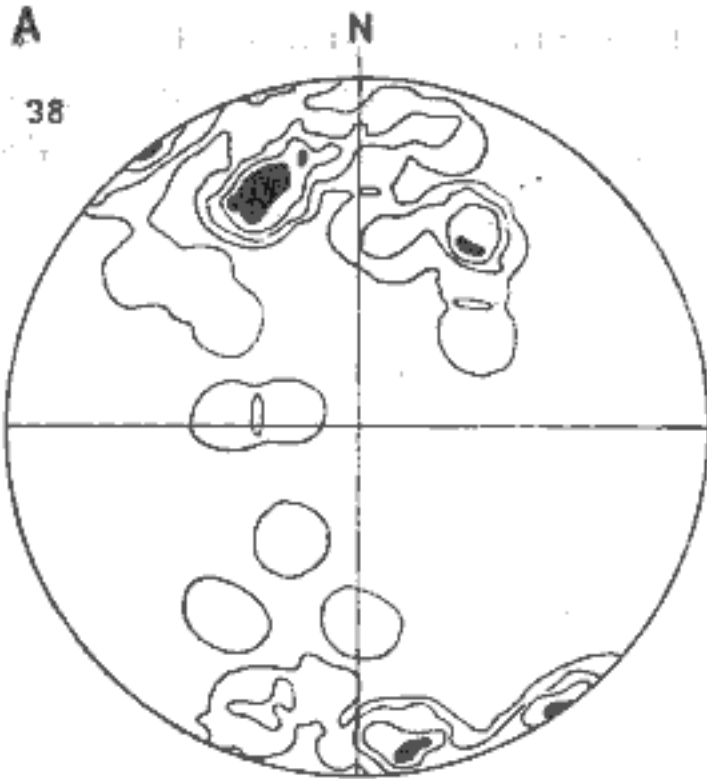
Bernard et al. (1968), Píša et al. (1976) a Vlačský et al. (v tisku) rozlišují na Příbramsku dva hlavní typy rudních žil, tj. polymetalické žíly s Pb, Zn a Ag zrudněním (von Zeileisen 1798) a uran-karbonátové žíly s U-zrudněním (Petroš 1974). Hlavní rudní revíry polymetalických žil jsou lokalizovány v okolí tzv. „jílové“ rozsedliny, uran-karbonátové v oblasti dědovského a dubenecko-druhlického zlomu. Polymetalické žíly v okolí „jílové“ rozsedliny vznikly horizontálním posunem [Rajlich in Píša 1976]. Amplituda skoku na nich podle odsazení horninových žil (obr. 23) dosahuje 10–15 m. Podle „vleku“ žil



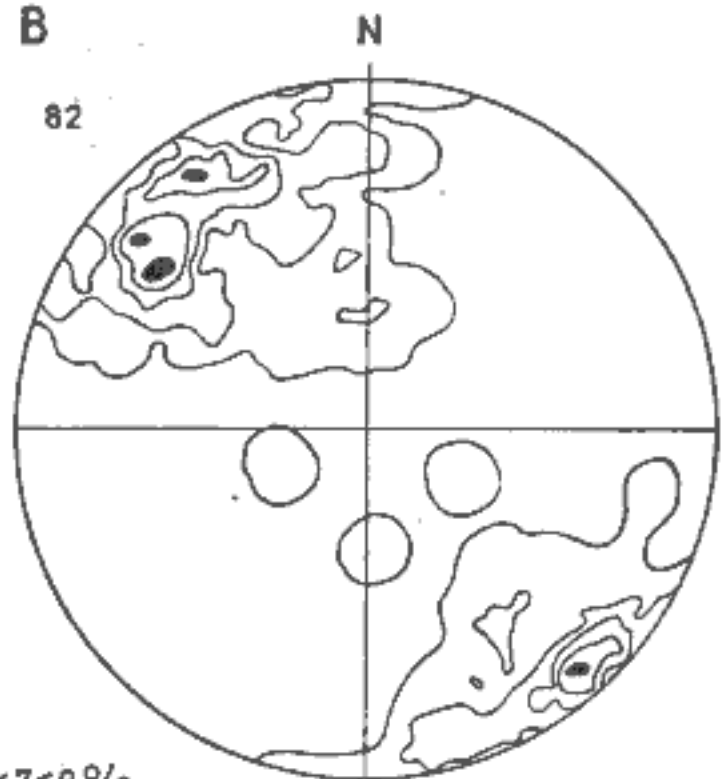
23. Struktura, amplituda a smysl pohybu na polymetalických rudních žilách a na „jílové“ rozsedlině na ložisku Březové Hory v období tvorby rudních žil  
1 — mineta; 2 — granodioritový porfyr; 3 — rudní žíly

## 24. Tektonogramy strukturálních prvků v různých formacích sz. okraje středočeského plutonu

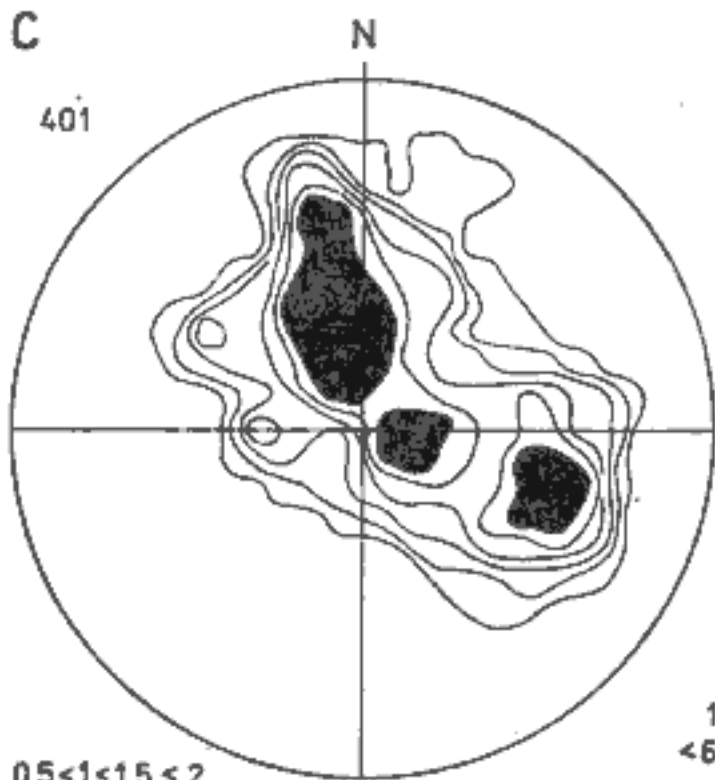
- A — póly foliací ve kře fylitizovaných hornin sv. části 2. pásma břidličného;  
B — póly foliací v horninách nadloží fylitizovaných břidlic 2. pásma břidličného;  
C — póly foliací ve svrchním proterozoiku 1. pásma břidličného okolí Oboříště;  
D — póly foliací ve svrchním proterozoiku okolí Dobříše; E — póly vrstevnatosti v kambriu celé příbramské synklinály; F — póly vrstevnatosti a  $\alpha$  bod v kambriu příbramské synklinály, sv. část



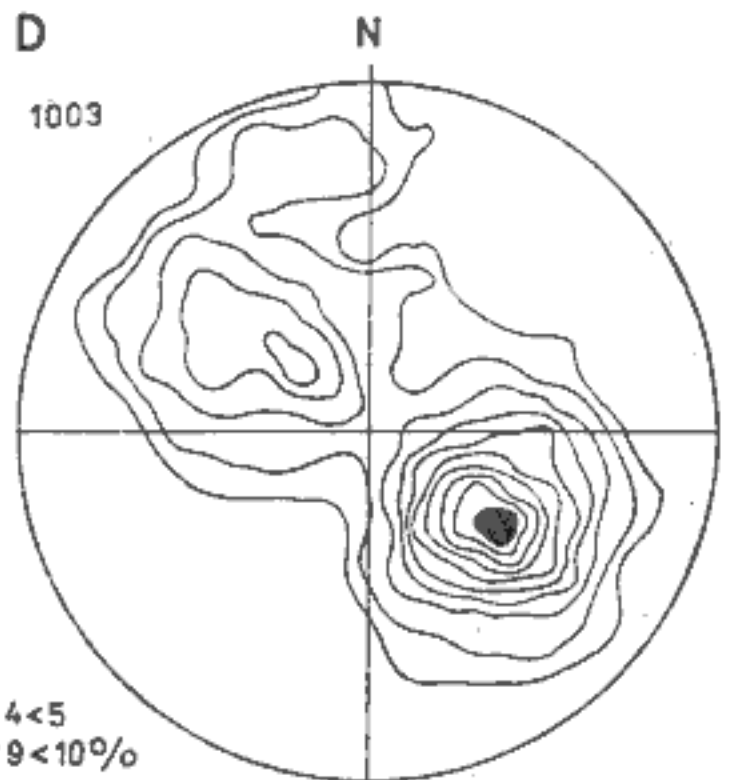
1<2<5<7<9%



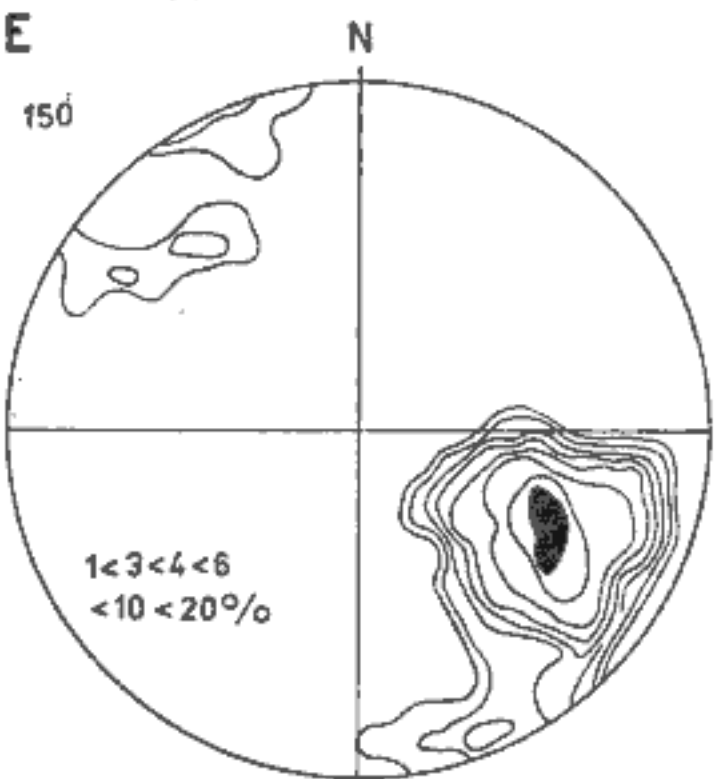
1<3<5<7<9%



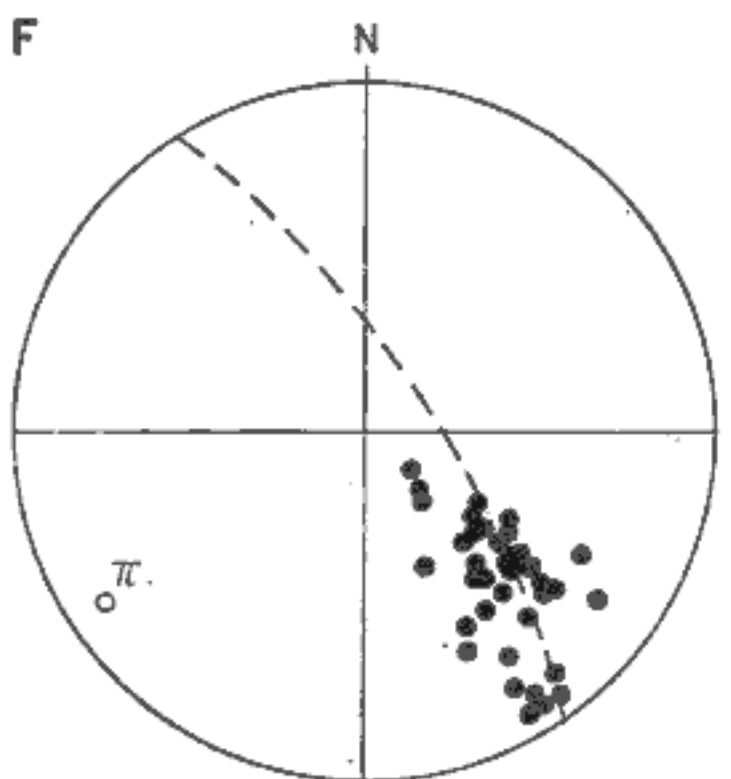
0,5<1<1,5<2  
<3<5<15%



1<2<3<4<5  
<6<7<8<9<10%



1<3<4<6  
<10<20%



zjištěného hornickými pracemi na „jíllové rozsedlině“ pohyb po ní v období tvorby rudních žil nepřesáhl 20 m. S často uvažovaným mechanickým řídicím vlivem „jíllové rozsedliny“ na rudní žíly (např. Š k v o r 1977) je v rozporu jejich délka (až 3 km) a jejich hloubka (nejméně 2 km), protože při tak malém pohybu na „jíllové rozsedlině“ a při elasticko-plastickém chování hornin by sotva dvacetimetrové pohyby po „jíllové rozsedlině“ otevřely strukturu dlouhou 2,5 km. Žíly jsou navíc o 90° otočeny ve směru hodinových ručiček oproti teoretické orientaci Riedelových R stříhů (T c h a l e n k o 1970), příp. oproti orientaci druhořadých zlomů (P r i c e 1966). Z těchto důvodů předpokládám aktivní účast hydrotermálních roztoků na otevírání žil mechanismem hydraulického štěpení (P h i l l i p s 1972, F y f e - P r i c e - T h o m p s o n 1976 aj.) při překonání celkového hydrostatického a orientovaného napětí v horninách. Výskyt a lokalizace polymetalických ložisek vyžadovala geologické příčiny soustředěného výstupu hydroterm.

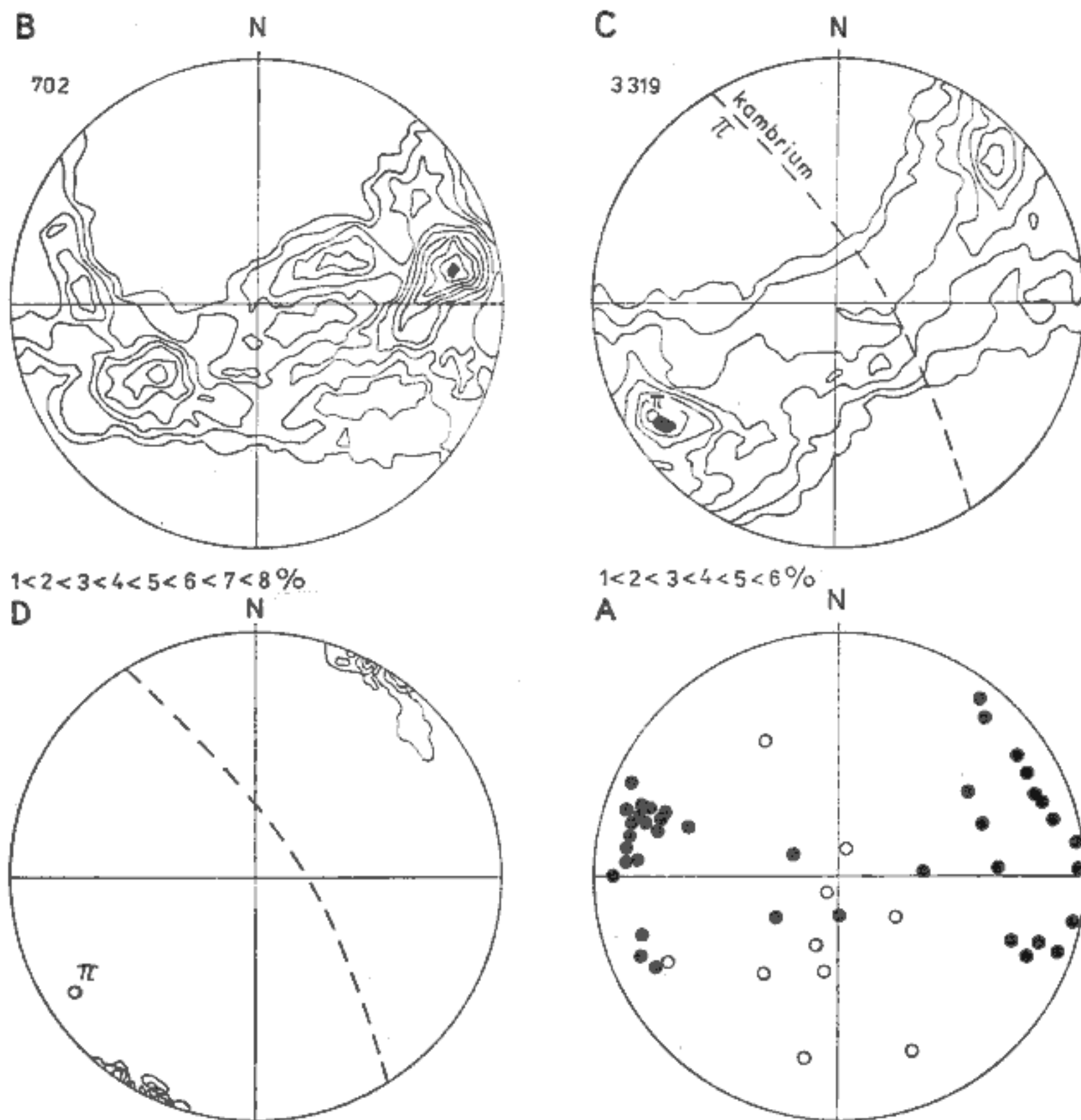
Odlišná situace je u U-karbonátových žil, kdy již roztoky nepůsobily tak aktivně, což je patrné z rozsáhlejšího výskytu žil a jejich průměrně menší hloubky. Amplituda pohybu po U-karbonátových žilách nepřesáhla 5 m (M a l y š e v 1963).

#### Funkce středočeského švu a vliv středočeského plutonu na tektoniku oblasti

Z porovnání charakteristik pásma příbramské „jíllové rozsedliny“ a dubenecko-druhlického zlomu vyplynulo konstatování, že aktivita zlomů bližších středočeskému plutonu trvala déle. V tom je možné spatřovat jeden z projevů aktivního mechanického působení středočeského plutonu a jím vyvolanou dilataci pláště, která může dosahovat kilometrových rozměrů (G e e - G r o v e s 1971). Podobně z měření deformace valounů (R a j l i c h - S c h u l m a n n - S y n e k v tisku) vyplývá závěr o pohybech spojených s etapou těsně před intruzí středočeského plutonu, dosahujících řádově desítky kilometrů horizontálního posunu pro celou šířku výchozů paleozoických a proterozoických slepenců. Z celkového rozboru rozmístění a projevů jednotlivých tektonických fází, tj. zvrásnění do sv.—jz. vrás, intruze diabasů, vzniku kliváže, aktivity zlomů ap. vyplývá i postupná, stále užší lokalizace deformací do oblastí středočeského švu.

## Problém vztahu kadomského a variského vývoje oblasti

Jednoduché porovnání maxim z diagramů foliací [obr. 24, obr. 25] v odpovídajících sz. křídlech vrás v kambriu a svrchním proterozoiku oblasti, ukazuje na jejich shodu (na ploše ca 200 km<sup>2</sup>). Z toho usuzuje-

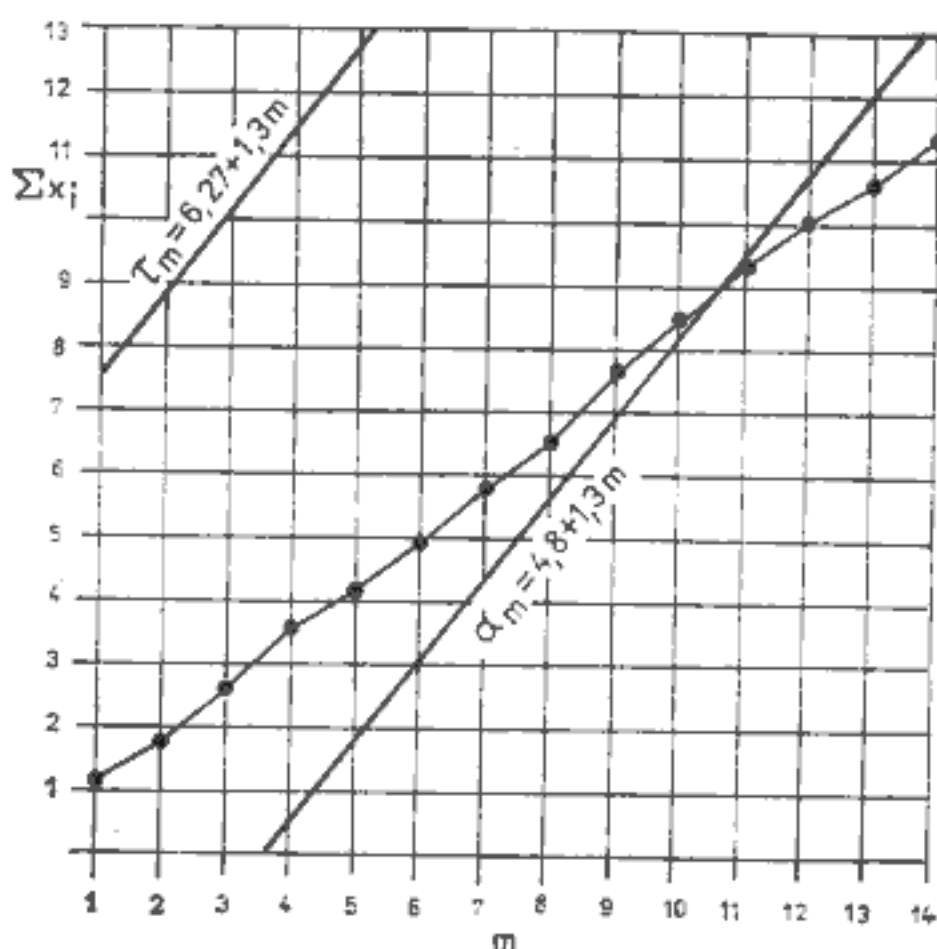


### 25. Diagramy vrásových prvků z proterozoika Příbramska

A — vrásové osy a lineace ve kře fylitizovaných hornin 2. pásma břidličného (plně), příčné svaštění (prázdné kroužky); B — diagram  $\beta$  os ve kře fylitizovaných hornin; C — diagram  $\beta$  os v proterozoiku 2. pásma břidličného v nadloží fylitizovaných hornin; D — synoptický diagram maxim  $\beta$  os v proterozoiku příbramské antiklinály

me na synchronní vznik vrás ve stejně orientovaném poli napětí. Jak bylo výše doloženo, směr SV—JZ v oblasti mezi Mníškem pod Brdy a Dobříší je charakteristický pro úseky s intenzívním vývojem „jřlovské kliváže“, zatímco oblasti bez kliváží (také vzdálené více od středočeského plutonu) obsahují spíše charakteristický směr V—Z (obr. 20). Výchozozápadní směr vrásek ve kře fylitických hornin 2. pásma břidličného (obr. 25), rovněž utínané zlomy sv.—jz. směru (rovnoběžnými s „jřlovou rozsedlinou“), svědčí také o tom, že se jedná o samostatný, starší tektonický fenomén.

Foliace ve fylitizované kře proterozoika 2. pásma břidličného a v metamorfálně nepostižených horninách proterozoika 2. pásma břidličného a kambria byly směrově porovnávány pomocí Waldova testu (Rajlich 1980, viz obr. 26A). Cílem bylo určení příslušnosti směrů vrstevnatosti



26A. Test příslušnosti foliací kambrické synklinály ke směrům v nadložních horninách fylitizované kry ve 2. pásmu břidličném nebo ke směrům fylitizované jednotky  
 $\tau_m$  — hranice určení pro příslušnost k fylitizovaným horninám,  $\alpha_m$  — hranice určení pro směry v nadložních horninách fylitizované jednotky

kambrických hornin v příbramské synklinále k jednomu ze dvou definovaných souborů měření směrů foliací nemetamorfovaného a metamorfovaného proterozoika. Spodní přímka  $\alpha_m$  odpovídá hranici souboru nemetamorfovaných hornin proterozoika, svrchní přímka ( $\tau_m$ ) metamorfovaným horninám. Od 11. měření přecházejí hodnoty (body spojené krátkými úsečkami) získané v kambriu z oblasti bez určení do oblasti vymezené hranicí spodní přímky ( $\alpha_m$ ). Z toho vyplývá, že ve studované zóně 2. pásma břidličného a přilehlého kambria byly horniny nadloží fylitizované jednotky a kambria deformovány stejným způsobem.

Uvedené charakteristiky jsou silným argumentem pro tvrzení, že struktury svrchního proterozoika mají v oblasti Příbramska jiný směrový plán

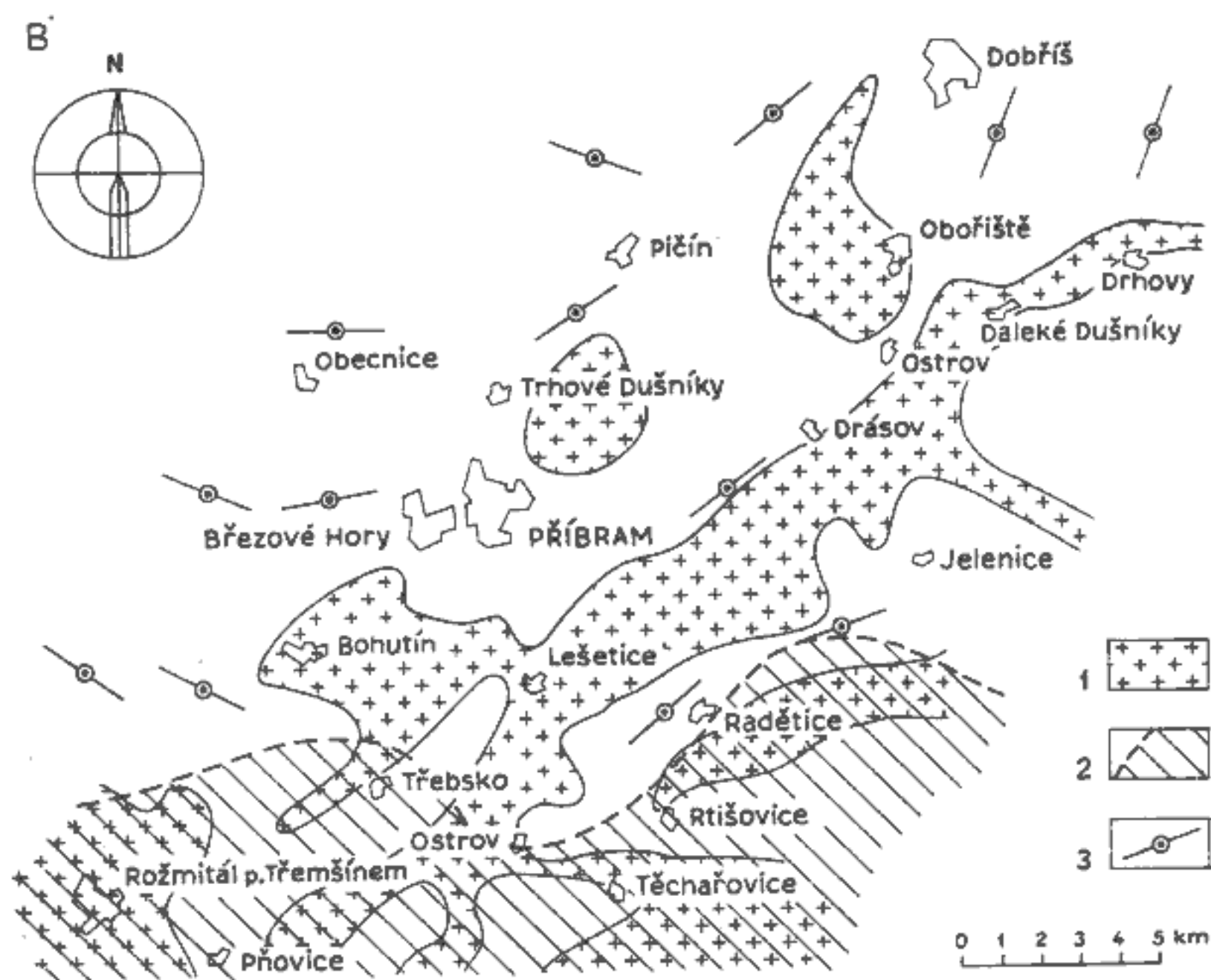


(P. Rajlich 1975, M. Píša et al.  
 ých a gravimetrických map (K.

eském plutonu; 3 — minety; 4 —  
 ); 5 — amfibolicko-biotitický gra-  
 ý křemenný diorit; 7 — ultraba-  
 žíly; 9 — sedimenty spodního  
 y; 11 — sedimenty blovicko-tepel-  
 nín ve 2. pásmu břidličném; 13 —  
 vaně předpokládané zlomy (v ob-  
 a); 14 — geofyzikálně indikované  
 n geologickým významem, čárko-  
 u; 15 — vrásové osy; 16 — smysl  
 ktního dvora

než variské, tj. V—Z. Zde se vracím ke kapitole o paleogeografii kambria, kde byly diskutovány v.—z. elevace. Směrová diskordance variských struktur oproti svrchnoproterozoickým vyplývá i z analýzy gravimetrické mapy Příbramska provedené Válkem a Jarošem (1971), Jarošem a Válkem (1973) (obr. 27A a 27B). Obrázek směrových rúžic podle izolinií gravimetrie ukazuje jejich převládající, zhruba v.—z. směr z. od 2. pásma břídlíčného, kde se zároveň již nevyskytují lehké hmoty, které by mohly odpovídat variským mělkým granitoidům. Naopak v oblasti rozšíření mělkých granitoidních hmot mají izolinie gravimetrie směr SV—JZ. V oblasti Dobříše souhlasí se směry „jílovské“ kliváže.

Vzhledem k výše uvedeným faktům vyplývajícím z rozboru vrstevních foliací v oblasti „jílovské“ kliváže považují za zjevný fakt přestavbu v.—

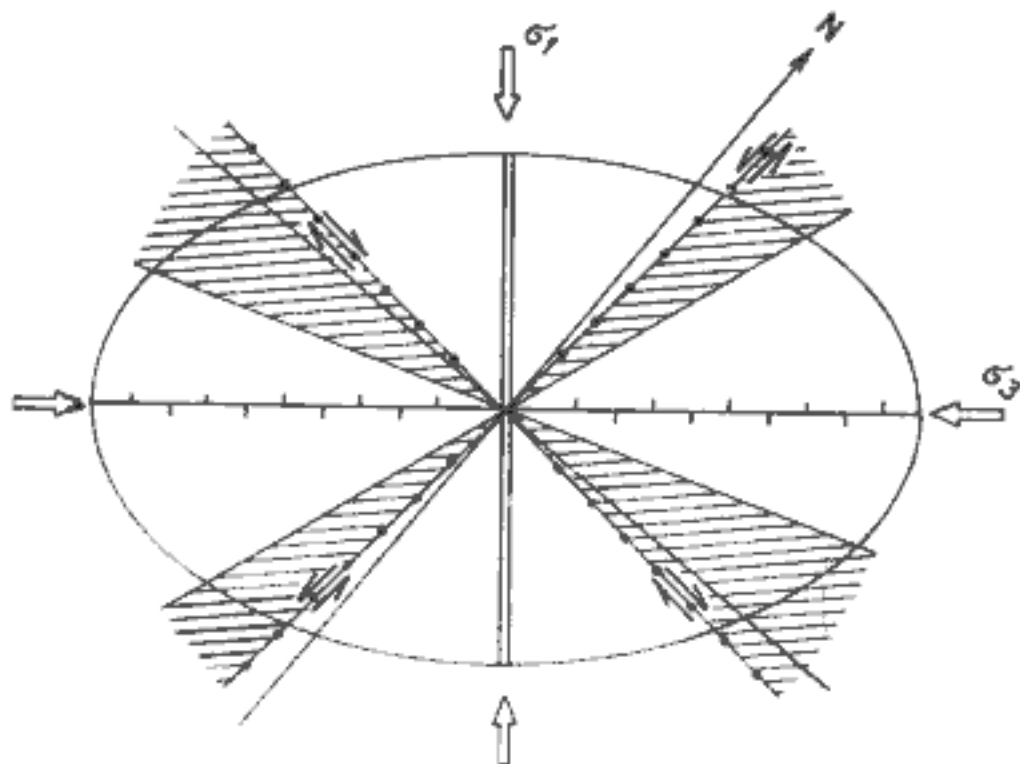


27B. Rozmístění lehkých granitoidních hmot na Příbramsku podle gravimetrie [R. Válek - J. Jaroš 1971, upraveno]  
 1 — lehké hmoty odpovídající granitoidním horninám ve svrchní stavbě; 2 — lehké hmoty odpovídající granitoidním horninám ve spodní stavbě; 3 — maxima ze směrových rúžic anizotropie gravitačního pole konstruovaných podle izolinií gravimetrie

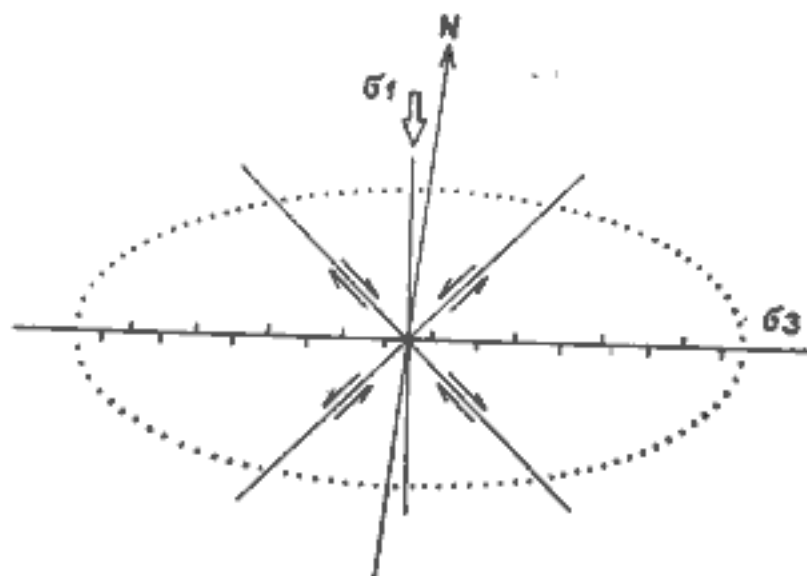
z. kadomské stavby v oblasti sz. od středočeského plutonu na sv.—jz. variskou v období hercynské orogeneze. Tato přestavba, v počáteční fázi vrásově zlomová, při maximální funkci sv.—jz. zlomů jako význačných horizontálních posunů, byla v pozdější etapě intruzí diabasů a středočeského žulového plutonu stále více zdůrazňována a z hlediska strukturního a geofyzikálního (Buday - Dudek - Ibrmajer 1969) vzniklo výrazně zonální rozhraní se silící variskou konečnou deformací směrem na JV.

Tato přestavba se projevuje postupně stále výrazněji i ve vnitřní stavbě hornin, jak je patrné z protažení deformovaných valounů do osy X deformačního osního kříže ve svrchnoproterozoických slépencích, např. z okolí Voznice (obr. 17B). Jedním z projevů naložené stavby jsou i oválné interferenční vrásové struktury typu 1 (podle Ramsaye 1967) z okolí Mníšku pod Brdy, kde byly svrchnoproterozoické vyvěřeliny Kettnerem (1914) popisovány jako lakolity. Východozápadní struktury ve středoevropském proterozoiku předpokládá pro kadomský vývoj Zeman (1980, 1981).

28A. Orientace maximálního a minimálního napětí a strukturních prvků v období vzniku hlavních vrás ve variské etapě

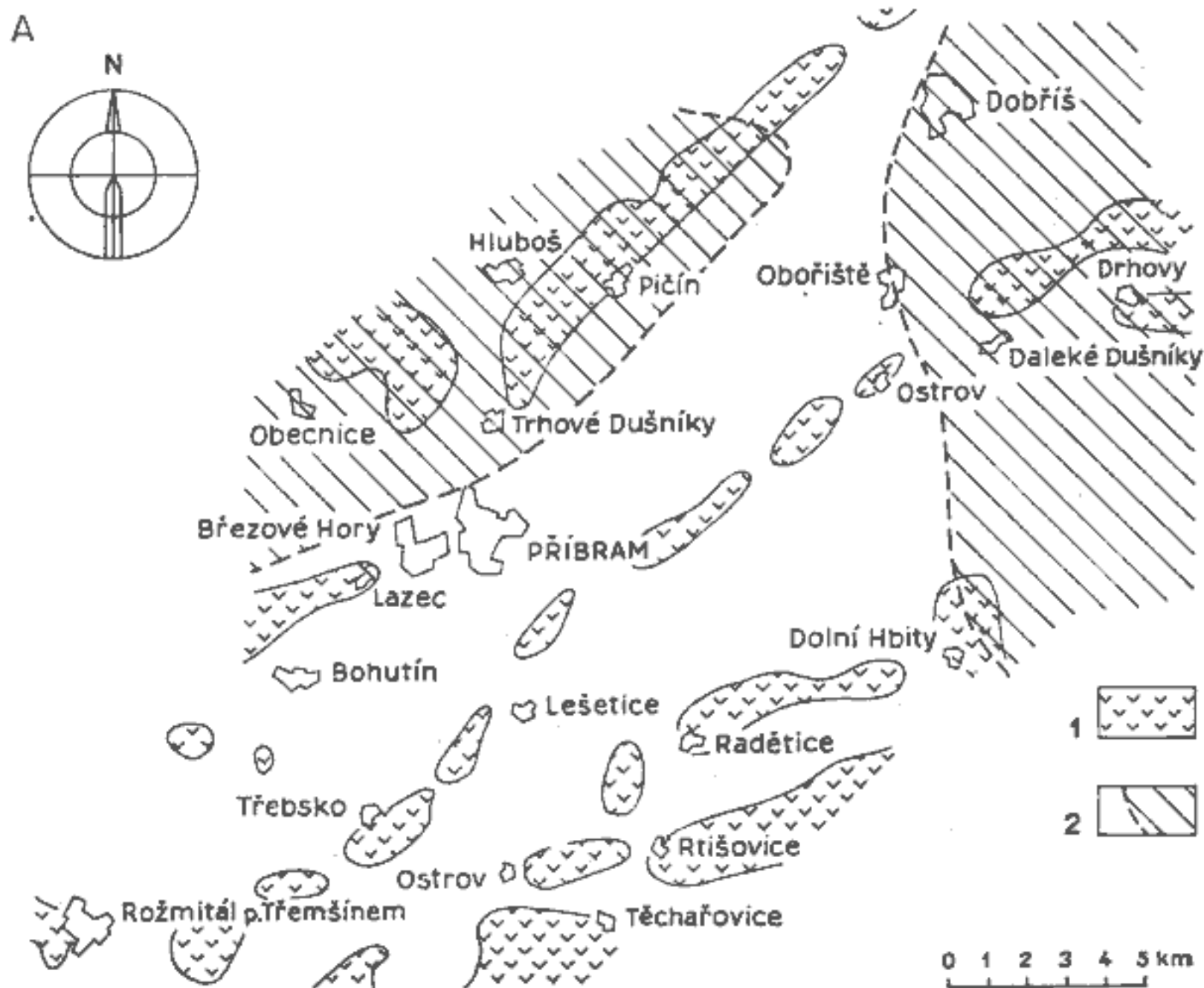
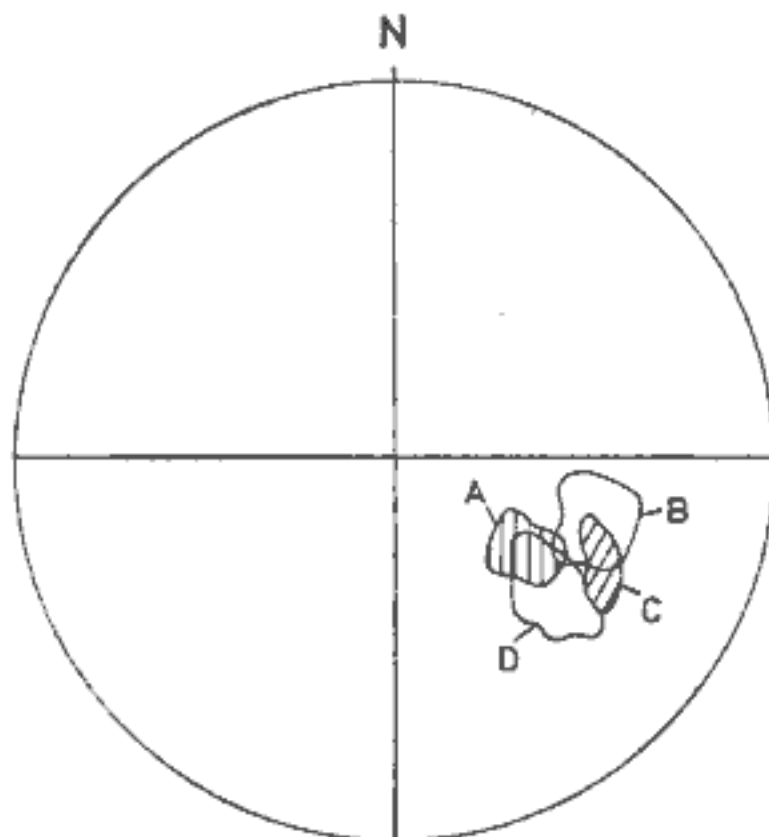


28B. Orientace maximálního a minimálního napětí a strukturních prvků v kadomské etapě v oblasti sz. okraje středočeského plutonu



26B. Porovnání maxim pólů sedimentárních foliací v různých formacích studovaného území

A — Dobříšsko, svrchní proterozoikum, 10% maximum z 1003 měření; B — Obořiště, svrchní proterozoikum, 15% maximum ze 401 měření; C — příbramská kambrická synklinála, 20% maximum ze 150 měření; D — příbramská antiklinála, 10% maximum z 1000 měření



27A. Rozmístění bazických hornin ve svrchní a hlubší stavbě Příbramska, podle gravimetrie [R. Válek - J. Jaroš 1971, upraveno]

1 — bazické hmoty ve svrchní stavbě; 2 — bazické hmoty ve spodní stavbě

Vztahy vrás a zlomů variské a mladší kadomské etapy v oblasti bezprostředně sousedící na SZ se středočeským plutonem jsou uvedené na diagramech (obr. 28A a 28B). Je zřejmé, že např. variské přesmyky mohly kopírovat kadomské stříhy a variské stříhy kadomské tahové zlomy. To je dáno reorientací tektonického osního kříže o 45° proti směru hodinových ručiček.

### Sukcese deformací a postupná reorientace variského tektonického napětí v oblasti sz. okraje středočeského plutonu

Z provedených směrových rozborů různých látkově odlišných strukturálních prvků vyplývají jednoznačné a definovatelné postupné změny orientace napětí v průběhu variských deformací. Jsou důležitým dokladem jednotlivých přírůstků deformace „incremental strain“ podle Elliotta (1972).

Zvyšování amplitudy vrás a stoupání hustoty „jílovské“ kliváže od Zbraslavi směrem ke středočeskému plutonu je mladší deformační etapou naloženou na barrandienské vrásnění (Rajlich - Schumann - Synek v tisku). Analýzou trajektorií napětí v období intruze diabasových žil byl prokázán levostranný pohyb po sv.—jz. zlomech. Diabasové žíly proto registrují lokální zvrát v silovém poli ve variské orogenezi v bloku bohémika. Samy jsou postiženy „jílovským“ zbrídlič-

Tabulka 4

Posloupnost tektonických prvků, s nimi spojené orientace napětí a odhad deformace pro celý blok bohémika

strukturní prvek	pozice	orientace hlavního napětí	deformace v hlavní ose (řád)
sv.—jz. vrásy a horizontální posuny	celý blok	V—Z	n. 10 km
diabasové žíly	jv. část bloku	S—J	n. 1 km
„jílovská“ kliváž	jv. část bloku	V—Z	n. 10 km
minety	jv. část bloku	V—Z	n. 1 km
polymetalické rudní žíly	jv. část bloku*	S—J	n. 0,01 km
uran-karbonátové žíly	jv. část bloku*	SZ—JV	n. 0,01 km

\* uvažována pouze oblast sz. okraje středočeského plutonu

natěním, které je opět ně následkem pravostranného horizontálního posunu po sv.—jz. zlomech. V této etapě se začala vytvářet polarita postupně sílící deformace směrem k JV. Mladší kliváž označovaná *H o l u b e c m* (1980) jako  $s_3$  byla naložena na sv.—jz. vrásy i v sz. části bloku bohemika. Její geneze a příčiny vzniku nebyly v této práci studovány.

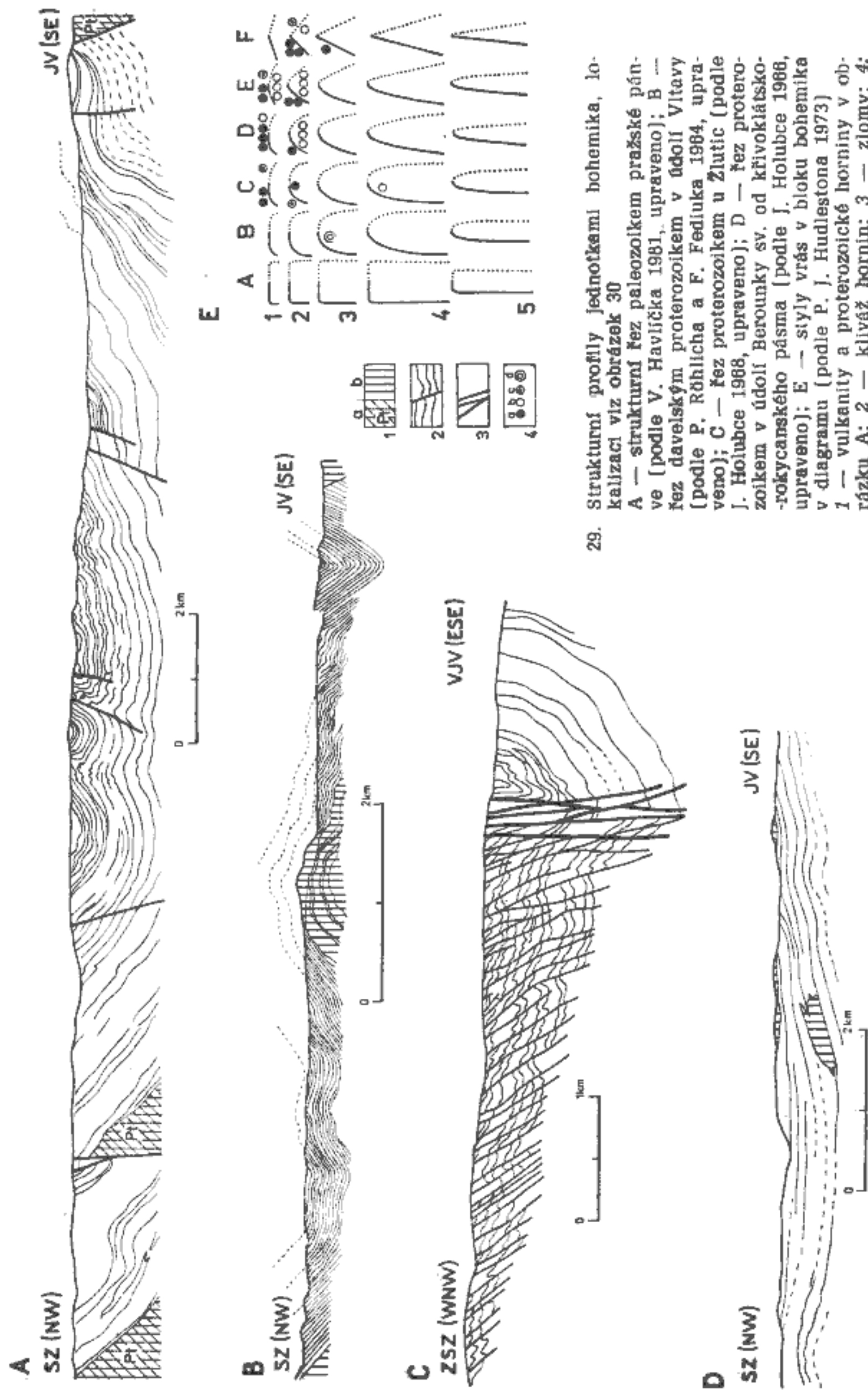
Tak zvaná česká tektogenní fáze nebyla do výzkumu pojata, protože nevytvořila podle našeho názoru charakteristický soubor definovatelných struktur. Vrásy předpokládá *H a v l í č e k* (1963) pouze v centrální části tehdejšího sedimentačního prostoru ordoviku. Bazální ordovik má charakter sedimentů mělké pánve s blízkým pohořím (*K u k a l* 1963), což ukazuje na aktivitu zlomů v této etapě. Jednotlivé etapy variského vývoje jsou sumarizovány do tabulky 4. Důvod, proč je pro vznik vrás nejstarší variské etapy a pro „jřlovskou“ kliváž uváděn směr hlavního napětí V—Z, bude diskutován v dalším textu.

## **Dynamika bloku bohemika vyplývající z provedeného studia**

### **Variské vrásnění v bloku bohemika**

Severozápadní okraj středočeského plutonu prodělal tektonický vývoj jako součást celé zbývající oblasti barrandienského proterozoika (definované jako bohemikum, *M a l k o v s k ý* 1979, *Z a j c e v - J a r o š* 1964). Některé výsledky studia (týkající se hlavně největších deformací) z dobře prozkoumané oblasti Příbramska a ze sz. okraje středočeského plutonu je proto možné extrapolovat na celou barrandienskou oblast, *B u d a y et al.* (1961).

Pro celý blok je charakteristická neexistující či velmi slabá metamorfóza paleozoických formací (*C h á b - S u k* 1977) a metamorfóza proterozoika jdoucí až do kyanitové zóny, v tepelské oblasti až do rutilové. Předvariské stáří určitého podílu metamorfózy bylo prokázáno např. *D u d k e m a F e d i u k e m* (1955). Z hlediska strukturní náplně jsou pro všechny jednotky charakteristické velké vzpřímené až šikmé vrásy uniformně rozmístěné po celém bloku (*H o l u b e c* 1980 uvádí ekvidistantní vzdálenost antiklinál a synklinál na tepelské vysočině 2,5 km a jejich rozčlenění zlomy do větších krustálních jednotek). Vrásy mají lokální jednostrannou vergenci (obr. 29), avšak s výjimkou nejjihovýchodnější části je oblast bez strukturní polarity, která by ukazovala na jednoznačnou sílící deformaci sv.—jz. vrás vzhledem k některému významnému ohraničení bloku (obr. 29 a 30). Celý blok je omezen v Českém masívu nejvýraznějšími hlubinnými zlomy (*P o k o r n ý - Š t o -*

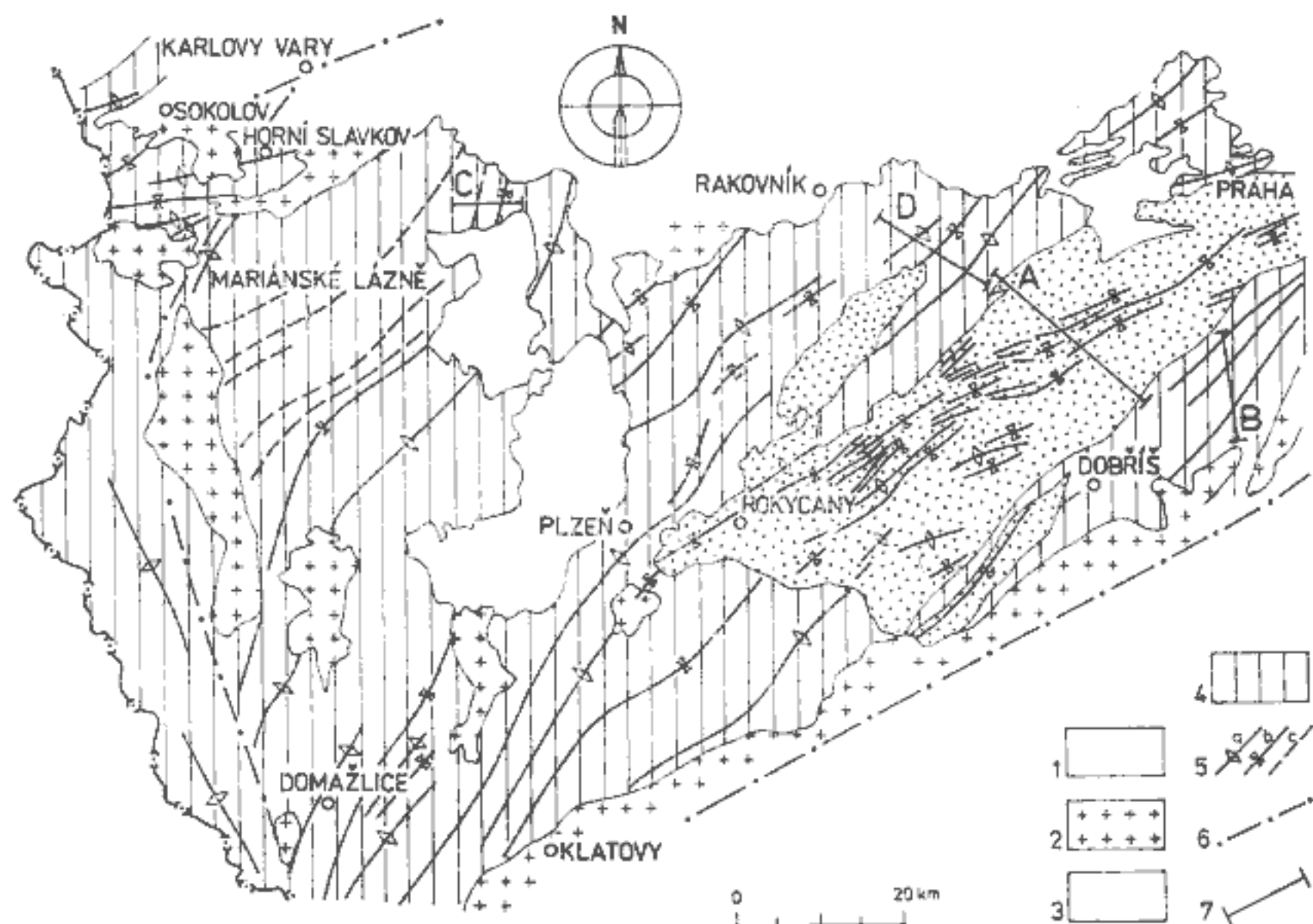


29. Strukturální profily jednotkami bohémika, lo- kalizaci viz obrázek 30

A — strukturální řez paleozoikem pražské pán- ve (podle V. Havlíčka 1981, upraveno); B — řez davelským proterozoikem v údolí Vltavy (podle P. Röhlička a F. Fedlika 1984, upra- veno); C — řez proterozoikem u Žlutic (podle J. Holubce 1988, upraveno); D — řez protero- zoikem v údolí Berounky sv. od křivoklátsko- -rokycanského pásma (podle J. Holubce 1988, upraveno); E — styly vrás v bloku bohémika v diagramu (podle P. J. Hudlestona 1973)

1 — vulkanity a proterozoické horniny v ob- rázku A; 2 — kliváž hornin; 3 — zlomy; 4: a — vrásy v proterozoiku, b — vrásy v pa- leozoiku, c — megavrásy, d — příbramská synklinála

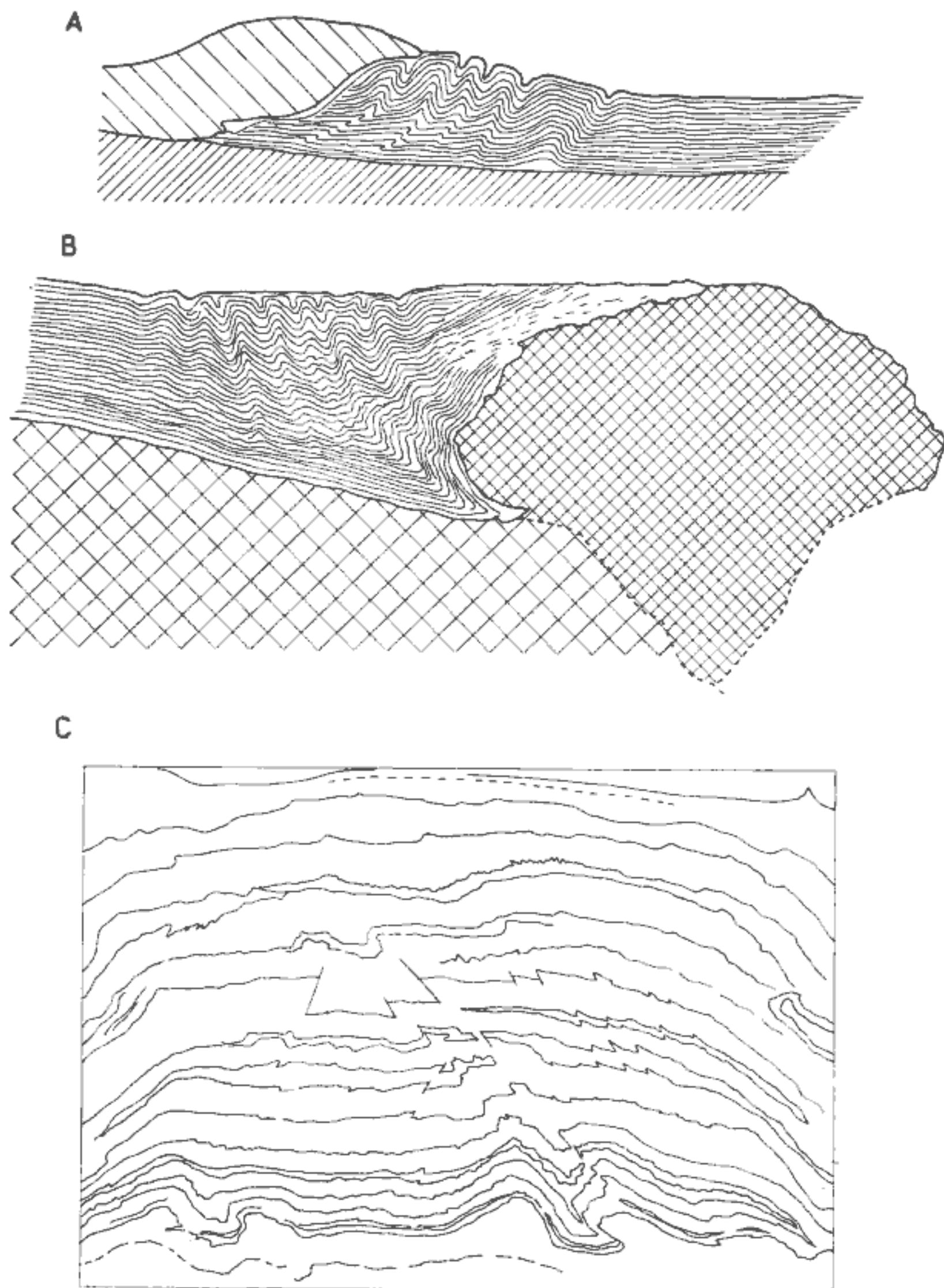
víčková 1981). Za nejvýznamnější bývá považován středočeský šev (např. Beránek - Suk - Weiss 1980). Absence výrazné polarity či sfilic deformace směrem k některému z omezujících hlubinných zlo-



30. Trendy vrás a lineací v bloku bohemika (podle J. Holubce 1968, upraveno)  
 1 — mladší pokryvné útvary (karbon až terciér); 2 — granitoidní masívy; 3 — (tečkovaně) paleozoikum; 4 — proterozoikum; 5: a — antiklinály, b — synklinály, c — trendy lineací; 6 — hranice transpresního bloku; 7 — linie profilů

mů, platná pro celý blok, ukazuje, že pro zvrásnění paleozoických jednotek nelze aplikovat model jednostranného tlaku vykonávaného např. žulovým diapírem či nasunovanou deskou apod. (obr. 31A,B). Zmíněné modely by kromě nezbytně stoupajícího indexu vrás (poměr výšky ku šířce) vyžadovaly i vergenci vrás ve směru působícího tlaku (obr. 31A,B). Z tohoto pohledu je ihned zřejmé, že můžeme např. pro oblast odmítnout subfluenční model Behra (1980), podle kterého by se zasouval blok bohemika pod moldanubikum v oblasti středočeského švu, nebo naopak nasunutí proterozoika přes kadomské žuly v oblasti středočeského plutonu (Kettner 1946).





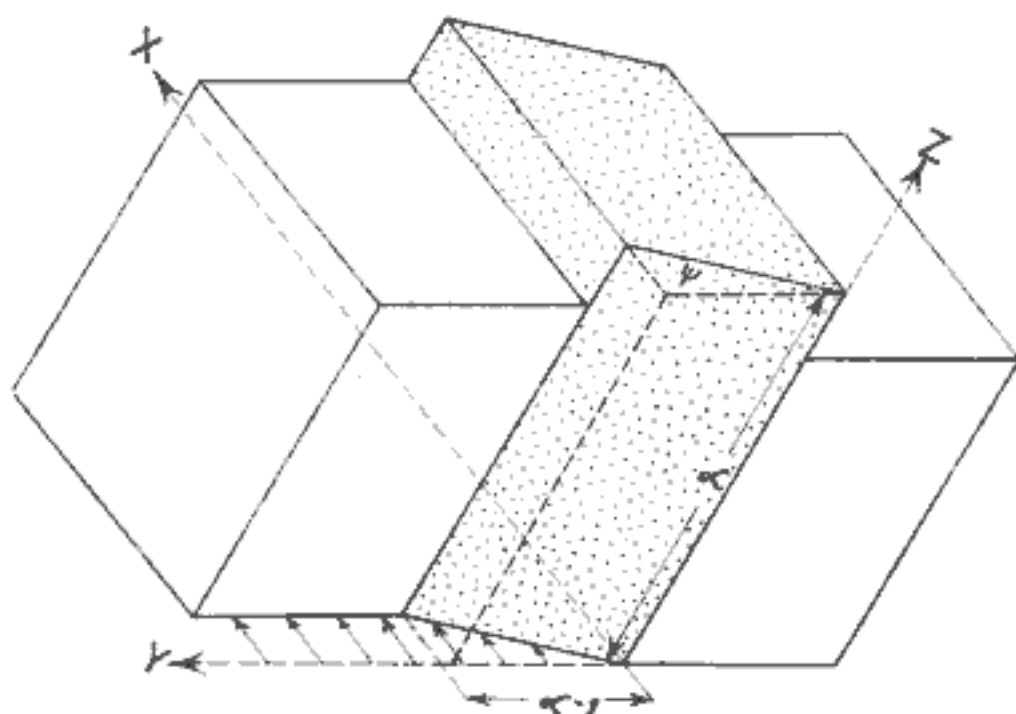
31. Tektonické modely zvrásněných oblastí

A — řez zvrásněnou zónou na boku posunujícího se klínu (podle J. M. Dixona a J. M. Summerse 1985, upraveno); B — řez zvrásněnou zónou na boku diapirického tělesa (zobrazena pouze jedna strana); podle J. M. Dixona a J. M. Summerse (1985), upraveno; C — vrásové a přesmykové struktury vzniklé při homogenním laterálním zkrácení z vrstevného modelu (čistým stříhem). Laterální zkrácení modelu 70 % (podle I. V. Lučického, P. M. Bondarenka a V. I. Gromina 1977, upraveno)

Směry vzpřímených vrás z variské etapy uvnitř bloku bohemika jsou většinou SV—JZ (Holubec 1968, Pták - Wartha 1966). Pouze uvnitř barrandienské paleozoické synklinály a v. od Prahy jsou otočeny o 10 až 20° k V (Zajcev - Jaroš 1984). V jihozápadní části bohemika jdou kose ke středočeskému švu a v sv. části jsou s ním rovnoběžné (obr. 30). Z detailní analýzy v územích s velkým množstvím technických prací a litologicky kontrastních celků, jako je oblast Příbramska, je zřejmé genetické sepětí velkých vrás se zlomy — horizontálními posuny. Na typickou přítomnost podélných přesmykových struktur v ramelech vrás zde také poukazují Buday et al. (1961). Tento fakt vysvětluje dobře homogenní zastoupení sv.—jz. struktur po celé oblasti bloku bohemika. Pro dynamiku vzniku vrás a současných zlomů je možné aplikovat mechanismus transprese (deformace přemístěním) podle Harlanda (1971) a Sandersona a Marchiniho (1984). Jejich model vychází z empirického poznatku, že mnohé deformované zóny v zemské kůře jsou omezené strmými, rovnoběžnými plochami, často představujícími deformační diskontinuity a projevujícími se jako zlomy nebo střížné zóny.

### Transpresní model deformace a jeho aplikace

Pomocí výše zmíněného transpresního modelu lze dobře interpretovat strukturu vrásových zón omezených zlomy, kde deformace je kombinací čistého a prostého stříhu. V případě zanedbatelného vertikálního skoku mezi horninami na obou stranách deformované zóny musí deformace zahrnout roztažení a transkurentní stříh podél transpresní zóny. Model byl využit Harlandem (1971) k analýze deformace vznikající šikmou konvergencí desek.

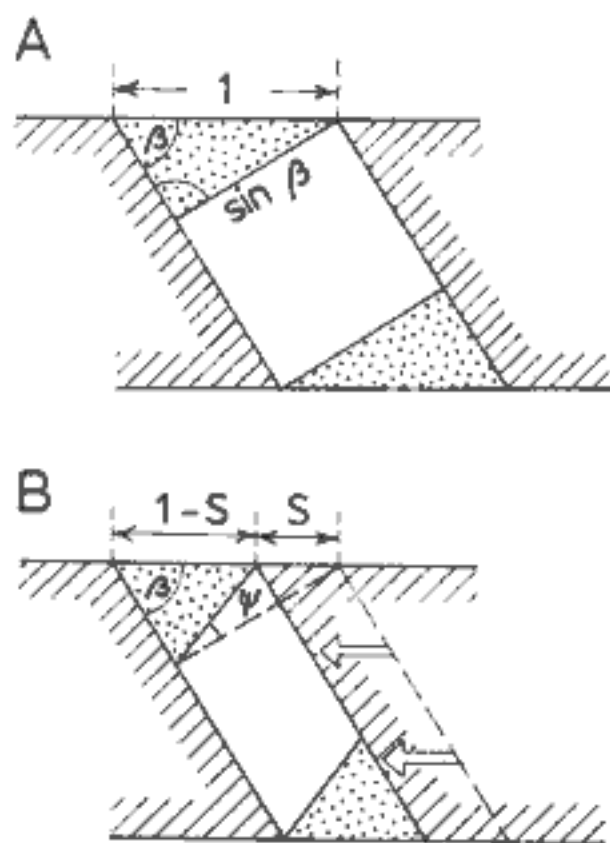


32. Model transpresní zóny s koordinátami X, Y, Z os deformačního kříže (podle D. J. Sandersona a W. R. D. Marchiniho 1984, upraveno)

Všechny aplikace jsou, jak bylo i výše uvedeno, založeny na předpokladu existence deformační diskontinuity nebo zón komplexní deformace mezi vnitřkem a vnějškem zóny. V teoretickém modelu deformace v transpresní zóně (obr. 32) je vždy jedna základní deformační osa vertikální. Pro prostý stříh ( $\alpha^{-1} = 1$ ) je to osa Y. Pro  $\alpha^{-1} \leq 1$  (kombinace čistého a prostého stříhu) může být vertikální osou X nebo Y. Jak je z modelu patrné, je rovina X,Y (kliváž) vždy vertikální, ale odchýlená o úhel  $\theta'$  vůči hranici zóny. Podle teoretických modelů (obr. 34) vrásy a přesmyky v podmínkách typické transprese (pro  $\alpha^{-1} \leq 1$ ) vznikají také a zaujímají menší úhel k hranici zóny než tahové struktury, jako jsou rudní a horninové žíly, poklesové zlomy apod.

### Odhad tektonického zkrácení uvnitř bloku bohemika s použitím transpresního modelu

Odhad zkrácení uvnitř bloku bohemika byl proveden metodou podle Harlanda (1971) (obr. 33), dovolující stanovit okrajové podmínky a (jak bylo výše uvedeno) simulovat šikmou kolizi dvou kontinentů



33. Transpresní model s označením úhlů a parametrů (podle W. B. Harlanda 1971)  
A — výchozí stav; B — změna úhlů a vzdáleností po deformaci; *tečkovaně* — zóny komplexní transpresní deformace

nebo šikmé uzavření sedimentační pánve. U Harlandova transpresního modelu se pro stanovení deformace uvažují úhly zavedené na obrázku 33. Zkrácení napříč zóny (S) a střížný strain ( $\gamma$ ) jsou udány vztahem

$$\alpha^{-1} = (1 - S)$$

$$\frac{S}{\sin \psi} = \frac{\sin \beta}{\sin(90 + \beta - \psi)} = \frac{\sin \beta}{\cos(\beta - \psi)} = \frac{\sin \beta}{\cos \beta \cos \psi + \sin \beta \sin \psi}$$

$$\gamma = \operatorname{tg} \psi = S (1 - S)^{-1} \cdot \operatorname{cotg} \beta$$

S použitím modelu jsem vyčíslil potřebné veličiny pro blok bohemika. Nejprve bylo zapotřebí definovat hranice transpresní zóny. Na Z je ohraničení s největší pravděpodobností určeno zónou tzv. mariánskolázeňského zlomu (viz F u s á n et al. 1967). Na ní dochází k ostré změně směrů vrásových os ze sv.—jz. na s.—j. Zónu mariánskolázeňského zlomu považují za oblast, ve které došlo k zalomení sz.—jv. ohraničení bloku do s.—j. s pokračováním původních struktur v oblasti karlovarského plutonu a božídarské osní rampy ( B u d a y et al. 1961). Pokračování na JV je dáno systémem sz.—jv. zlomů projevujících se krom jiného reorientací foliací v šumavské větvi moldanubika a v Bavorsku ( S t e t t n e r 1971, 1972, 1974). Jihovýchodní omezení transpresní zóny bloku bohemika patrně souhlasí s klatovským zlomem a středočeským švem ( B l í ž k o v s k ý et al. 1973). Severozápadní omezení je dáno z hlediska významu struktur nejspíše oherským riftem. Podle M r n í (1975) zde došlo k pravostrannému posunu Sn žul nejméně o 5—10 km. Větší část skoku může být podle mého názoru variská. Východní omezení bloku je sice skryto pod sedimenty křídly, ale identifikace sv.—jz. struktur v podloží platformního pokryvu aeromagnetometrií ( B l í ž k o v s k ý et al. 1984) a pokračování struktur proterozoika pod křídou ( C h a l o u p s k ý 1973) dovoluje analogicky podle rovnoběžnosti s mariánskolázeňským zlomem vést toto omezení s.—j. směrem (zhruba z okolí Č. Brodu k Liberci). Toto řešení mimo jiné vysvětluje náhlé ukončení geofyzikálních projevů oherské zóny v. od Liberce ( P o k o r n ý - Š t o v í č k o v á 1980) a odsazení a posunutí labského lineamentu mezi oblastí Železných hor a Českou Lípou směrem k SV ( Z a j c e v - J a r o š 1984).

Pro takto určený transpresní blok obdržíme parametry transpresní zóny v jednoduchém modelu podle H a r l a n d a (1971):

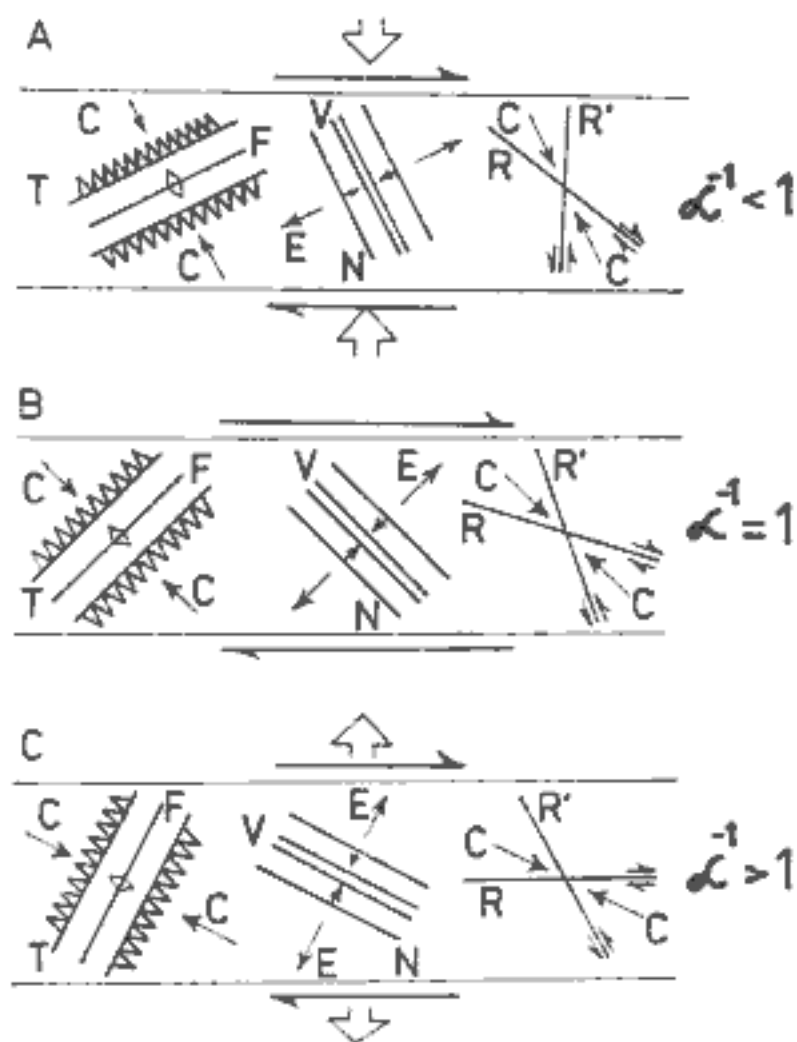
$$\begin{aligned} \beta &= 70^\circ & \psi &= 35^\circ \\ \text{zkrácení napříč zóny (S)} &= 0,6580 \% \\ 1 - S &= \alpha^{-1} = 0,3420 \\ \text{střížný strain (\gamma)} &= 0,7002 \end{aligned}$$

Podle uvedeného modelu by dnešní šířka bloku bohemika  $\approx 50$  km odpovídala původně  $\approx 75,99$  km. Vzájemný pravostranný posun bloku Krušných hor a moldanubika dosáhl přibližně 35 km.

Vrásy „en échelon“ ( M o o d y - H i l l 1956) poblíž horizontálních posunů bývají odchýleny o  $25^\circ$  od osy transpresní zóny. Podle S a n d e r s o n a a M a r c h í n í h o (1984) může tento úhel dosahovat až  $31^\circ$ . V jihozápadní části bloku bohemika jsou sv.—jz. vrásy odchýlené o  $20$ — $30^\circ$  od klatovského zlomu, v sv. části o  $10$ — $20^\circ$  vůči středočeskému švu.

Azimut mezi variskými vrásami uvnitř bohemika a oherským zlomem, spolu se středočeským švem, odpovídá tedy dobře teoretickému modelu

podle Sandersona a Marchiniho (1984), tj. pravostrannému posunu podél středočeského švu a klatovského zlomu a na oherském zlomu. Celková amplituda posunu a deformace byla zřejmě distribuována mezi řadu dílčích zlomů řádově stejného významu jako příbramská „jílová“ rozsedlina. Na těchto poruchových pásmech došlo v této etapě k pravostranným horizontálním posunům, čímž se deformoval celý blok bohemika. V rámci sblížených zlomů a snad i poblíže zlomů o větší amplitudě skoku mohly vzniknout kompresní zóny menšího řádu s vývinem dalších vrás menších amplitud (zvláště v tenčeji zvrstvených vápencích), příp. přesmyků (Petránek 1950).



34. Orientace strukturálních prvků v transpresních zónách s rozdílným  $\alpha^{-1}$  (podle D. J. Sandersona a W. R. D. Marchiniho 1984, upraveno)  
 A — typická transpresní zóna [kombinace čistého a prostého stříhu];  
 B — zóna prostého stříhu; C — kombinace čistého a prostého stříhu s opačným Z a Y než u modelu A  
 C — osa stlačení; F — vrásová osa; T — přesmykové zlomy; E — osa roztážení; N — poklesový zlom; R, R' — Riedelovy R a R' stříhy

Distribuci vrás a zlomů v bloku bohemika je možné dobře porovnávat s modelem řezu napříč zvrásněné zóny podle Lučického et al. (1977), vznikajícím při homogenním zkrácení celé oblasti (při čistém stříhu) (obr. 31c).

Některé dílčí přesmyky (Bouček - Kodým st. 1963) a směrově odchýlené vrásy v siluru a devonu Barrandienu odpovídají opačnému, tj. levostrannému pohybu po sv.—jz. a ssv.—jjz. zlomech. Tento jev vyžaduje dalšího zkoumání.

Jedním z důležitých rysů transpresní zóny, kterým se odlišuje od jednoduché zóny prostého stříhu, je vertikální změna mocnosti. Při zvětšení mocnosti ( $\alpha^{-1} \leq 1$ ) může být transpresní zóna omezena vertikálními zlomy, postupně se zakřivujícími a přepadávajícími přes hranice trans-

presního bloku. Vertikální nárůst mocnosti celého bloku bohemia při variské deformaci by podle shora uvedených výpočtů dosáhl 152 % původní hodnoty.

Při transpresi vznikají rovněž tahové struktury (viz výše), orientované přibližně kolmo na osu zóny. Tímto způsobem je možné vysvětlit např. vznik rožmitálského příkopu se zakleslými svrchnopaleozoickými sedimenty.

### Závěr

Geologická stavba sz. okraje středočeského plutonu je výsledkem řady naložených deformací, které je možné sledovat od svrchního proterozoika až do permu. Hlavní podíl na vytvoření současné zlomové a vrásové stavby má variská etapa. Podle rozboru struktur vznikly ve variském období nejprve současné sv.—jz. vrásy a horizontální posuny. Dynamiku variské deformace bloku bohemia je možné vysvětlit transpresním modelem podle Sandersona a Marchinlio (1984). Je uvažováno zkrácení ca 26 km v zóně původně široké 76 km kolmo na osu bohemia. Mladší variská deformační etapa je představována nejprve intruzí s.—j. diabasů, kdy po sv.—jz. zlomech poblíže středočeského švu došlo k opačným — levostranným pohybům. Následoval vznik „jílovské“ kliváže bezprostředně předcházející intruzi středočeského plutonu. Poplutonní struktury představují v.—z. pukliny v plášti středočeského plutonu, v.—z. minetové žíly, sz.—jv. poruchová pásma ve středočeském plutonu a rudní žíly. Nejmladší etapy relativně nejmenší deformace jsou charakteristické velkou proměnlivostí orientace struktur a napětí. Variská deformace sv.—jz. vrás byla naložena v oblasti sz. okraje středočeského plutonu na starší kadomský, v.—z. směr svrchnoproterozoických struktur. Je pravděpodobné, že tyto struktury respektovalo při sedimentaci i spodní kambrium. Vytvoření významného blokového či mikrokeskového rozhraní středočeského švu a jeho geofyzikálního projevu (Beránek et al. 1980) je výsledkem postupně se koncentrující a zužující deformace do této zóny v průběhu variské orogeneze vrcholící intruzí středočeského plutonu. Práce poukazuje na významný vliv horizontálních posunů ve variské orogenezi Českého masívu odpovídající modelu variscid Badhama (1982). Na rozdíl od práce Klomínského a Bernarda (1974) etapu velkých horizontálních posunů považujeme za příčinu a hlavní stadium variské orogeneze (starší než plutony a mineralizace). Doložený významný podíl variské deformace na strukturním vývoji bloku bohemia klade některá omezení na začleňování struktur v proterozoiku do kadomského cyklu (srovnej Holubec 1968, 1973 a 1974), příp. na

paleogeografické rekonstrukce svrchního proterozoika (Cháb - Pelc 1968).

*K tisku doporučil A. Dudek*

### Literatura

- Adámek P. [1968a]: Závěrečná zpráva úkolu „Strukturně tektonická analýza algonkia při severozápadním kontaktu středočeského plutonu“. — MS Geofond. Praha.
- [1968b]: Zpráva o strukturním výzkumu jv. křídla barrandienského algonkia. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1966, 38—39. Praha.
- Andrusov D. - Čepek L. - Kettner R. - Roth Z. - Stočes B. - Svoboda J. - Urban K. - Vachtl J. [1949]: Geologická mapa Československé republiky, list Přeboram (4152). — Stát. geol. ústav. Praha.
- Badham J. P. [1982]: Strike slip orogens — an explanation for the Hercynides. — J. Geol. Soc. 139, 495—506. Oxford.
- Beach A. [1975]: The geometry of en-echelon vein arrays. — Tectonophysics, 28, 245—263. Amsterdam.
- Behr H. J. [1980]: Polyphase shear zones in the granulite belts along the margins of the Bohemian Massif. — J. struct. Geol., 2, 1/2, 249—254. Oxford.
- Beneš K. - Hanuš V. - Knotek M. [1980]: Relict fabric of the NW part of the Central Bohemian pluton. — Krystalinikum, 15, 124—140. Praha.
- Beránek B. - Suk M. - Weiss J. [1980]: Geological sections through the Variscan orogene in the Bohemian Massif. — Sbor. geol. Věd, Geol., 34, 7—29. Praha.
- Bernard J. H. - Rösler H. J. - Baumann L. [1967]: Hydrothermal ore deposits of the Bohemian Massif. — Int. Geol. Congr. Sess. 23, Guide 22 AC. Academia. Praha.
- Blížkovský M. et al. [1973]: Strukturní schéma Českého masívu podle geofyzikálních indikací. — MS Geofond. Praha.
- Bouček B. - Kodým O. st. [1963]: Geologie, II. díl, Historická geologie, geologie Československa. — Academia, 1—729. Praha.
- Buday T. - Dudek A. - Ibrmajer I. [1969]: Některé výsledky interpretace gravimetrické mapy ČSSR v měřítku 1:500 000. — Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz., 8, 7—30. Praha.
- Buday T. - Kodým O. st. - Maheř M. - Máška M. - Matějka A. - Svoboda J. - Zoubek V. [1961]: Tektonický vývoj Československa. — Academia. Praha.
- Cobbold P. R. - Cosgrove J. W. - Summers J. M. [1971]: Development of internal structures in deformed anisotropic rocks. — Tectonophysics, 12, 23—53. Amsterdam.
- Currie K. L. - Fergusson J. [1970]: The mechanism of intrusion of lamprophyre dykes indicated by “offsetting” of dikes. — Tectonophysics, 9, 525—535. Amsterdam.
- Dixon J. M. - Summers J. M. [1985]: Recent development in centrifuge modelling of tectonic processes: equipment, model construction techniques and rheology of model materials. — J. Struct. Geol., 7, 1, 83—102. Oxford.
- Donath F. A. [1988]: Experimental study of kink band development in Martinsburg slate. — Proc. Conf. Res. tectonics, 255—293. Ottawa, Ontario.

- Drožen J.** (1963): Algonkian volcanites at the 35th level of the Anna mine at Březové Hory near Píbram. *In: F. Fediuk, M. Fišera (eds.): Paleovolcanites of the Bohemian Massif. — Univ. Karl. 31—35. Praha.*
- Dudek A. - Fediuk F.** (1955): Skalní stěna ve vltavském údolí u Kralup n/Vlt. — *Acta Univ. Carol., Geol., 1, 2, 187—228. Praha.*
- (1955): Zur Altersfrage der Metamorphose im barrandienischen Proterozoikum. — *Geologie, 4, 397—403. Berlin.*
- (1958): Velikost rozpínání intruzivního tělesa na příkladu ze středočeského plutonu. — *Acta Univ. Carol., Geol., 1, 73—76. Praha.*
- Dudek A.** (1980): Prevariské plutonity Českého masívu. *In: M. Maheř (ed.): Vážnější problémy geologického vývoje a stavby ČSSR, klíčové územia a metódy riešenia. — Zborník prednášok z konferencie konanej v Smoleniciach v dňoch 14.—18. 11. 1979, 221—234. Bratislava.*
- Elliot D.** (1972): Deformation paths in structural geology. — *Bull. Geol. Soc. Amer., 83, 2621—2638. New York.*
- Fediuk F.** (1959): Krystalinické valouny ze staropaleozoického slepence od Rožmitálu. — *Věst. Ústř. Úst. geol., 34, 6, 436—446. Praha.*
- (1966): Slepý granitoidní masív pod algonkiem u Bojova? — *Věst. Ústř. Úst. geol., 41, 4, 279—281. Praha.*
- Feraud G. - Campredon R.** (1983): Geochronological and structural study of Tertiary and Quaternary dikes in Southern France and Sardinia: an example of the utilization of dike swarms as paleostress indicators. — *Tectonophysics, 98, 297—325. Amsterdam.*
- Fiala F.** (1948): Algonkické slepence ve středních Čechách. — *Sbor. St. geol. Úst. Čs. republ., 15, 399—621. Praha.*
- (1965): Některé výsledky výzkumů spilitů a doleritů. — *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1964, 91. Praha.*
- (1966a): Some results of the recent investigation of the Algonkian volcanism in the Barrandian and Železné hory areas. — *In F. Fediuk, M. Fišera (eds.): Paleovolcanites of the Bohemian Massif. — Univ. Karl. 9—22. Praha.*
- (1966b): The Silurian diabase volcanism of the Barrandian area. — *In F. Fediuk, M. Fišera (eds.): Paleovolcanites of the Bohemian Massif, Univ. Karl., 153—165. Praha.*
- (1968): Zpráva o výzkumu algonkického spilitového vulkanismu za rok 1968. — *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1968, 13—14. Praha.*
- (1970): Proterozoický vulkanismus v II. pásmu břidličném. — *MS Geofond. Praha.*
- (1970): Spodnopaleozoický diabasový vulkanismus Barrandienu. — *Československá společnost pro mineralogii a geologii, oborová skupina vulkanologie. — Průvodce k exkursím 8.—10. září. Praha.*
- (1984): Problém granitoidních valounů ze svrchnoproterozoických dobříšských slepenců. — *Čas. Mineral. Geol., 29, 4, 379—399. Praha.*
- Fusán O. et al.** (1976): Geologická mapa ČSSR 1:500 000. — *Ústř. úst. geol. Praha.*
- Fusán O. - Kodým O. - Matějka M. - Urbánek L.** (1967): Geological map of Czechoslovakia 1:500 000. — *Ústř. úst. geol. Praha.*
- Fyfe W. S. - Price N. J. - Thompson A. B.** (1967): Fluids in the Earth's crust. — *Elsevier. Amsterdam.*
- Gee R. D. - Groves D. I.** (1971): Structural features and mode of emplacement of part of the Blue Tier batholith in northeast Tasmania. — *J. Geol. Soc. Aust., 18/1, 41—56. Sydney.*



- Grimm J. (1855): Die Erzniederlage bei Příbram. — Jb. K.-Kön. Montan.-Lehranst. Sep.-Abdruck. Praha.
- Gray D. R. (1977): Morphologic classification of crenulation cleavage. — *J. Geol.*, 85, 229—235. Chicago.
- Gudmunson A. (1983): Form and dimension of dikes in eastern Iceland. — *Tectonophysics*, 95, 295—307. Amsterdam.
- Gwinner M. P. (1965): Geometrische Grundlagen der Geologie. — Schweizerbart'sche Verl., 154. Stuttgart.
- Hancock P. L. (1969): Jointing in the Jurassic limestones of the Cotswold Hills. — *Proc. Geol. Assoc.*, 80, 2, 219—241. London.
- Hanuš V. - Krs M. (1963): Paleomagnetické ověření neoidního stáří hydrotermální mineralizace v Krušných horách a v Slavkovském lese. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 38, 2, 119—122. Praha.
- Hanuš V. - Palivcová M. (1969): Quartz-gabbros recrystallized from olivine-bearing volcanics. — *Lithos* 2, 143—162. Oslo.
- Harland W. B. (1971): Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen. — *Geol. Mag.*, 108, 1016—1058. Cambridge.
- Havlena V. - Sattran V. (1978): Problémy středoevropských variscid. — *Čas. Mineral. Geol.*, 23, 4, 337—348. Praha.
- Havlíček V. (1963): Tektogenetická porušení barrandienského paleozoika. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 1, 77—102. Praha.
- (1968a): Doplnky ke stratigrafii brdského kambria. — *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1966*, 104. Praha.
- (1968b): Komplexní úkol T-0-20/24 — „Geologicko-ložiskový výzkum příbramské rudní oblasti“, V. část, Příbramská synklinála. — MS Geofond. Praha.
- (1971): Stratigraphy of the Cambrian of Central Bohemia. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 20, 7—52. Praha.
- (1972): Nález silurských graptolitových břídlíc v rožmitálském paleozoiku. — *Věst. Ústř. Úst. geol.* 47, 1, 35—37. Praha.
- (1973): Horizontální posuny na Příbramsku. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 48, 4, 225—228. Praha.
- (1977): The Paleozoic (Cambrian-Devonian) in the Rožmitál area. — *Věst Ústř. Úst. geol.*, 52, 2, 81—94. Praha.
- (1981): Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague basin (Ordovician-Middle Devonian); Barrandian area — central Bohemia. — *Sbor. geol. Věd, Geol.* 35, 7—48. Praha.
- Havlíček V. - Šnajdr M. (1958): Vrstevní sled a facie v brdském kambriu. — *Sbor. St. geol. Úst. Čs. republ., odd. geol.* 23, 1. díl, 478—522. Praha.
- Holubec J. (1966): Stratigraphy of the Upper Proterozoic in the core of the Bohemian Massif (the Teplá-Barrandian region). — *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 78, 4, 1—62. Praha.
- (1968): Structural development of the geosynclinal Proterozoic and its relation to the deeper zones of the Earth's crust. — *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd*, 78, 8, 3—77. Praha.
- (1973): Assynthische Strukturen im Barrandium der Böhmischen Masse. — *Veröff. Zent. Inst. Phys. Erde*, 2, 14, 411—415. Berlin.
- (1974): The tectonic units in the core of the Bohemian Massif. — *Sbor. geol. Věd, Geol.* 26, 105—111. Praha.
- (1980): Semiplatformní prvky ve stavbě svrchního proterozoika Českého masívu. — *In M. Maheř (ed): Vážnější problémy geologického vývoje a stavby ČSSR; klíčové*

- územía a metódy riešenia. — Zborník prednášok z konferencie konanej v Smoleniciach v dňoch 14.—16. 11. 1979, 257—262. Bratislava.
- Hudleston P. J. (1973): Fold morphology and some geometrical implications of theories and fold development. *Tectonophysics* 18, 1—46. Amsterdam.
- Cháb J. (1979): Svrchní proterozoikum Českého masívu a jeho význam pro vývoj evropského kontinentu. — Sbor. referátů. Seminář k 60. výročí založení Ústř. úst. geol., 23—29. Praha.
- Cháb J. - Pelc Z. (1968): Lithology of the Upper Proterozoic in the NW limb of the Barrandian area. — *Krystalinikum*, 6, 141—167. Praha.
- Cháb J. - Suk M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. — Knihovna Ústř. Úst. geol., 50. Praha.
- Chaloupský J. (1973): The basement of the Cretaceous and the Permo-Carboniferous of northern Bohemia. — *Geol. Rdsch.*, 62, 2, 581—594. Praha.
- Chrt J. - Bolduan H. - Bernstein K. H. - Legierski J. (1968): Räumliche und zeitliche Beziehungen der endogenen Mineralisation der Böhmisches Masse zu Magmatismus und Bruchtektonik. — *Z. angew. Geol.*, 14, 7, 6—376. Berlin.
- Janout T. - Škubal M. (1968): The north-south-trending dislocations and the bend of the Clay fault in the Příbram area. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 43, 6, 441—448. Praha.
- Jaroš J. (1961): Geologický vývoj jižní části boskovické brázd. — *Práce Brněn. Zák. Čs. Akad. Věd*, 33, 12, 549—569. Brno.
- Jaroš J. - Válek R. (1973): Hlubší stavba Příbramska podle gravimetrie. — *Acta Univ. Carol., Geol.*, 4, 253—275. Praha.
- Jokély J. (1885): Geognostische Verhältnisse in einem Teile des Mittleren Böhmen. — *Jb. Geol. Reichsanst.*, 6, 2, 364—401. Wien.
- Kablukov A. D. - Komínek J. - Malyšev V. I. - Milovanov I. A. - Petroš R. - Prokeš S. - Šorf F. - Tarabaňko P. I. - Zavržin A. V. (1967): Geologická stavba příbramského uranového ložiska. — MS archiv Čs. uran. prům. Příbram.
- Kettner R. (1911): O přičné břídlíčnosti v oboru vrstev prekambriických u Štěchovic a Nového Knína. Příspěvek k morfologii českého prekambria. — Sbor. Klubu přírodověd. Praha.
- (1911): Vrstevní zlom mezi Závistí a Modřanskou roklí. — Sbor. Čes. Spol. zeměvěd., 17, 256—258. Praha.
- Kettner R. (1914): O lakkolítových intruzích porfyrů mezi Mníškem pod Brdy a Vltavou. — *Rozpr. Čes. Akad. Vědy Slovesn. Umění, Tř. II*, 23, 10. Praha.
- (1915): O algonkiu a kambriu na Příbramsku. — Sbor. Čes. spol. zeměvěd., 21, 208—212. Praha.
- (1916): Über Žitecer Konglomerate, den untersten Horizont des böhmischen Kambriums. — *Bull. int. [Acad. tchèque Sci.]* 287—350. Praha.
- (1917): Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkiums. — *Geol. Rdsch.*, 8, 5/8, 169—188. Leipzig.
- (1918a): Návrh na některé změny stratigrafického označování vrstev nejstarších oddílů Barrandienu. — *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II*, 27, 13. Praha.
- (1918b): O takzvaných příbramských adinolách a drobách drkolnovských. — *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II*, 28, 1—6. Praha.
- (1919): K otázce předkambriických žul v Čechách. — *Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II*, 4, Praha.

- Kettner R. (1925): Geologie Přebamska ve světle nových výzkumů. — Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 5, 1—52. Praha.
- (1946): Některé problémy českého algonkia a kambria. — Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. 13, 41—67. Praha.
- Kettner R. - Bouček B. (1938): Tableaux synoptiques des formations du Barrandien. — Trav. Inst. Géol. Paléont. Univ. Charles. Praha.
- Kettner R. - Kodým O. (1922): Brdské hřebeny. — Knih. St. geol. Úst. Čs. Republ., 2, 1—34. Praha.
- Kettnerová M. (1918): O kontaktně metamorfovaných slépencích u Dubence a Příbramě. — Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II, 12, 1—16. Praha.
- Klomínský J. - Bernard J. H. (1974): Segmentation of the Bohemian Massif in the light of Variscan magmatism and metallogeny. — Věst. Ústř. Úst. geol., 49, 3, 149—157. Praha.
- Kodým O. (1921): Druhá fáze vrásnění variského v Barrandienu. — Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., 1, 83—109. Praha.
- (1946): Geologie Českého masívu — I. díl, Praha.
- (1953): Geologie Českého masívu, Díl 1. Úvod a zóna barrandiensko-železnohorská. — 2. vydání. Učební texty vysokých škol. St. pedagog. nakl. Praha.
- Kodým O. jun. et al. (1963): Vysvětlivky k přehledné mapě geologické ČSSR 1:200 000, M-33-XXI, Tábor. Praha.
- Kotek S. (1963): Zpráva o geologickém mapování proterozoika druhého pásma břidličného mezi T. Dušníky a Chouzavou v měř. 1:10 000 v r. 1962. — Čs. uran. prům., Geofond. Praha.
- Kotek S. - Šorf F. - Zikmund J. (1966): Stratigrafie a tektonika přibramského rudního pole. — Věst. Ústř. Úst. geol. 61, 6, 461—466. Praha.
- Koutek J. (1932): O krystaliniku a permokarbonu ve středním Posázaví. — Věst. Ústř. Úst. geol. 8, 2, 127—128. Praha.
- Králík M. - Krs M. (1975): Nové názory na strukturní stavbu středočeského plutonu u Vrančic. — Hor. Příbram ve vědě a technice 1975, sekce geol. lož. nerost. sur., 507—523. Příbram.
- Králík M. - Mareš V. (1982): Závěrečná zpráva úkolu Milínsko 2 - 01782111, surovina polymetalické rudy. — MS Geofond. Praha.
- Kratochvíl F. (1959a): Komplexní geologický výzkum Přebamska — o některých horninách z přibramské rudní oblasti a žilách březohorského důlního okrsku. — Závěr. zpr. Ústř. úst. geol. za r. 1958. MS archiv Geofond. Praha.
- (1959b): Výskyt algonkických slépenců ve druhém pásmu břidličném na Přebamsku. — Věst. Ústř. Úst. geol. 34, 4, 1—235. Praha.
- Krs M. (1959): Magnetické měření v okolí Bohutína u Příbramí. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 25. Praha.
- Krs M. - Petrák P. (1983): Investigation of disseminated sulphides in Central Bohemia: case histories and geophysical techniques. — Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz., 18, 79—103. Praha.
- Krs M. et al. (1975): Milínsko O. Závěrečná zpráva výzkumné etapy. — MS Geofyzika. Praha.
- (1979): Vyhledávání skrytých ložisek, výzkum endogenních procesů a hlubší stavba tepelsko-barrandienského bloku. — Závěrečná zpráva úkolu za léta 1976—1979. — MS archiv Geofyzika. Praha.
- Krupička J. (1950): Metamorfismus ve střední části jílovského pásma. — Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., Odd. geol., 17, 1—103. Praha.
- Kukal Z. (1963): Výsledky sedimentologického výzkumu barrandienského ordovíku. — Sbor. geol. Věd, Geol. 1, 103—108. Praha.

- K u k a l Z. (1966): Zdroje klastického materiálu sedimentů příbramsko-jineckého kambria. — Sbor. geol. Věd, Geol., 10, 83—115. Praha.
- (1968): Složení a vznik sedimentů příbramsko-jineckého kambria. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1966, 106—113. Praha.
- (1970): Závěrečná zpráva o petrografickém výzkumu barrandienského kambria. — 2 díly, 1—711. MS Geofond. Praha.
- K u m p e r a O. - S u k M. (1980): Základní otázky vývoje a stavby Českého masívu. In: M. Maheř (ed.): Vážnější problémy geologického vývoje a stavby Českého masívu. — Zborník prednášok z konferencie konanej ve Smoleniciach v dňoch 14.—16. 11. 1979. I. časť, 29—71. Bratislava.
- K u t í n a J. (1968): On the application of the principle of equidistances in the search for ore veins. — Int. Geol. Congr. Sess. 23, 7, 99—110. Praha.
- K u t í n a J. - T ě l u p í l A. (1968): Prospekce rudních žil podél Jilové poruchy (příbramské rudní pole) s aplikací principu ekvidistancí. — Rudné doly, n. p., Technicko-ekonomické informace č. 4, 1—19. Píbram.
- L u č í c k í j I. V. - B o n d a r e n k o P. M. - G r o m í n V. I. (1977): Izučeniye razlomov experimental'nymi metodami. — In: M. V. Muratov (ed.): Razlomy zemnoj kory, 144—154, Akad. Nauk SSSR, Nauka, Moskva.
- M a c h V. (1952): Algonkické území středních Čech mezi Mníškem pod Brdy a Vltavou. — MS Univ. Karl. Praha.
- M a l í k P. (1978): Tektonická analýza severovýchodní části příbramského uranového ložiska. — Geol. Práce, Spr., 65, 177—198. Bratislava.
- (1968): Strukturně tektonická analýza severovýchodní části příbramského uranového ložiska. — MS přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.
- M a l í k P. - V l a š í m s k ý P. (1970): Bazické těleso při severozápadním okraji stře-dočeského plutonu u Líbce na Příbramsku. — Věst. Ústř. Úst. geol., 45, 6, 347—354. Praha.
- M a l y š e v V. I. (1963): Struktura příbramského uranového mestoroždenija. — MS Geofond. Praha.
- M a š e k J. (1984): Geologie proterozoika druhého břidličného pásma na Příbramsku a Dobříšsku. — Sbor. geol. Věd, Geol. 39, 9—26. Praha.
- M a š e k J. - Z o u b e k J. (1980): Návrh na vymezení a označování hlavních stratigrafických jednotek barrandienského proterozoika. — Věst. Ústř. Úst. geol. 55, 2, 121—123. Praha.
- M a t o u š J. (1970): Zpráva o magnetometrickém měření na Příbramsku. — MS Geofond. Praha.
- (1980): Milínsko — komplexní geofyzikální průzkum, etapa: Milínsko 1A, závěrečná zpráva za období 1975—1978. — MS Geofond. Praha.
- (1981): Milínsko — komplexní geofyzikální průzkum, etapa Milínsko 2. Závěrečná zpráva za období 1976—1978. Praha.
- M c M o o r e J. M. (1975): A mechanical interpretation of the vein and dyke systems of the S. W. England orefield. Mineralium Depos., 10, 374—388. Berlin.
- M o o d y J. D. - H i l l M. J. (1956): Wrench-fault tectonics. — Geol. Soc. Am. Bull., 67, 1207. New York.
- M o r á v e k P. (1983): Mokrsko — nové ložisko zlatonosných rud ve středním Povltaví. — Geol. Průzk., 25, 11, 305—308. Praha.
- M o s c h e l e s J. (1925): Fortschritte in der stratigraphischen Erforschung des mittelböhmisches Altpaläozoikums 1, Kambrium — Geol. Rdsch., XV, 1, 76—83. Stuttgart.
- M r ň a F. (1975): Schollentektonik und Metallogenese im Erzgebirge und im Gebirge Slavkovský les. — Věst. Ústř. Úst. geol., 50, 5, 301—304. Praha.

- Odé H. (1957): Mechanical analysis of the dike pattern of the Spanish Peaks area, Colorado. — Geol. Soc. Am. Bull., 68, 567—578. New York.
- Palivcová M. (1956): Geologicko-petrografické poměry v kozohorském pásmu a jeho nejbližším okolí (Dobříšsko). — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 22., 311—396. Praha.
- Patočka F. (1979): Geologie a tectogeneze ložiska Vrančice (okres Příbram). — MS přírodověd. fak. Univ. Karlovy, Praha.
- (1979): Granitizace v uzavřeninách z granitoidů vrančického rudního revíru. — Čas. Mineral. Geol., 24, 1, 39—50. Praha.
- Patočka F. - Rajlich P. (1977): Vztah ložiska Vrančice k tektonice severozápadního okraje středočeského plutonu. — Čas. Mineral. Geol., 22, 3, 269—278. Praha.
- Pelc Z. (1969): Zpráva o geologickém výzkumu v jv. křídle barrandienského proterozoika v okolí Mníšku pod Brdy. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1967, 80—82. Praha.
- Petránek J. (1951): Tetínské nasunutí. — Věst. Král. Čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., VII, 1—13. Praha.
- Petrascheck W. (1944): Die Sudetenländer. In: Handbuch der regionalen Geologie, I, 5. Abt. 1—295. Heidelberg.
- Petroš R. (1969): Nástin strukturní geologie příbramského uranového ložiska. — Hornická Příbram ve vědě a technice, sekce geol. rud. lož., 1—17. Příbram.
- (1970): Hlubkový vývoj hlavních strukturních prvků příbramského uranového ložiska. — Hornická Příbram ve vědě a technice, sekce geol. rud. lož., 1—14. Příbram.
- (1974): Struktura příbramského uranového ložiska a její využití pro ocenění perspektiv. — MS archiv Čs. uran. prům. Příbram.
- Phillips W. J. (1972): Hydraulic fracturing and mineralization. — Geol. Soc. J., 128, 337—354. London.
- Píša M. et al. (1976): Geologie a metalogeneze příbramské rudní oblasti. — MS Geofond. Praha.
- Pokorný L. (1975): Geofyzikální výzkum příbramské rudní oblasti. — Souborná interpretace regionálních měření 1:25 000. — MS Geofond. Praha.
- Pokorný L. - Polanský J. - Šťovíčková N. (1970): Evidence of the deep segmented structure of the Bohemian Massif based on geophysical data. — Sbor. geol. Věd, užité Geofyz. 9, 7—18. Praha.
- Pokorný L. - Šťovíčková N. (1980): Blokovaná stavba Českého masívu. — MS archiv Geofyzika. Praha.
- Pošepný F. (1895): Beitrag zur Kenntnis der montangeologischen Verhältnisse von Příbram. — Archiv prakt. Geol. II, 609—752. Freiberg.
- Pouba Z. (1969): Beziehungen zwischen Bruchtektonik und den Erzgängen der Böhmisches Masse. — Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 10, 7—21. Praha.
- (1980): Blokovaná stavba Českého masívu a její vliv na genezi rudních ložisek. In: M. Maheř (ed.): Vážnejšie problémy geologického vývoja a stavby ČSSR; kľúčové územia a metódy riešenia. — Zborník prednášok z konferencie konanej v Smoleniciach v dňoch 14.—16. 11. 1979. I. časť. Bratislava.
- Price N. J. (1966): Fault and joint development. — Pergamon Press. Oxford.
- Příbyl A. (1965): Příspěvek k poznání drobné tektoniky v březohorském rudním revíru u Příbrami. — Výzkumné práce 4, Sb. Výsledky banského výzkumu IV, 59—82. Slov. akad. vied. Bratislava.
- Ptáček J. - Wartha K. (1966): Drobná tektonika a velká vrásová stavba proterozoika v okolí Plzně. — Sbor. geol. Věd, Geol. 11, 33—48. Praha.

- Rajlich P. (1970): Tektonik des Pflbramer Erzfeldes. Die Bedeutung der GELI-Programmiersprache für die angewandte Tektonik auf hydrothermalen Gangerzlagertstätten. — *Clausth. tekt. H.* 10, 253—266. Clausthal.
- (1971): Geologie, stratigrafie a tektonika algonkia druhého pásma břidličného sv. od Pflbrami. — MS archív Ústř. úst. geol. Praha.
- (1975): Vysvětlivky k tektonické skice Pflbramska na podkladě regionální geofyziky. — MS archív Ústř. úst. geol. Praha.
- (1980): Analýza orientovaných dat v geologii. — *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 54, 1—178. Praha.
- Rajlich P. - Schulmann K. - Synek J. (v tisku): Deformace konglomerátů ve středoečeské střižné zóně. — *Krystalinikum*. Praha.
- Rajlich P. - Vlašímský P. (1974): Významný horizontální posun v proterozoiku na Pflbramsku. — *Věst. Ústř. Úst. geol.* 49, 4, 201—208. Praha.
- Ramsay J. G. (1967): *Folding and fracturing of rocks*. — McGraw, 1—562. New York.
- Ramsay J. G. - Huber M. (1983): *The techniques of modern structural geology, part I, Strain analysis*. — Academic Press. Oxford.
- Röhlich P. (1961): Nástin geologie algonkia mezi Dobříší a Úvaly. — *Věst. Ústř. Úst. geol.* 36, 3, 177—187. Praha.
- (1963): Náhradní ložisko kamene pro výrobu silničních štěrků a drtí na Dobříšsku (Lipíř u Dobříše). — MS Geofond. Praha.
- (1964): Podmořské skluzy a bahnotoky v nejmladším středoečeském algonkiu. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 6, 89—121. Praha.
- (1965): Geologische Probleme des mittelböhmisches Algonkiums. — *Geologie*, 14, 4, 481—484. Berlin.
- (1966): On the importance of volcanites for the stratigraphy of geosynclinal sediments of the Bohemian Massif. In F. Fediuk, M. Fišera (eds.): „Paleovolcanites of the Bohemian Massif.“ — *Univ. Karl.* 227—236. Praha.
- Röhlich P. - Fediuk F. (1964): Profil barrandienským algonkiem jižně od Prahy. — *Ústř. úst. geol.* Praha.
- Röhlich P. - Štovičková N. (1968): Die Tiefenstörungstektonik und deren Entwicklung im zentralen Teil der Böhmisches Masse. — *Geologie*, 17, 6/7, 670—694. Berlin.
- Rus V. - Turnovec I. (1976): Vyhledávací průzkum na Sb - Au mineralizaci v krásnohorskó-milešovské oblasti. — *Geol. Průzk.* 18, 6, 164—166. Praha.
- Sanderson D. J. - Marchini W. R. D. (1984): *Transpression*. — *J. struct. Geol.*, 6, 5, 449—458. Oxford.
- Simpson C. (1981): Ductile shear zones: a mechanism of rock deformation in the orthogneisses of the Maggia mappe, Ticino. — *Mitt. Geol. Inst. Eidg. techn. Hochsch.*, N. F. 236. Zürich.
- Slavík F. (1915): O spllitech v algonkiu pflbramském. — *Sborník k sedmdesátým narozeninám (10. listopadu) dvorního rady prof. Dr. K. Vrby. Čes. akad. pro vědy, slovesnost a umění*, 1—39. Praha.
- (1928): Les „pillow-lavas“ algonkiennes de la Bohême. — *C. R. Congr. géol. int. XIVE session, pt. IV*, 1389—1935. Madrid.
- Speight J. - Mitchell J. G. (1979): The Permo-Carboniferous dike-swarm of northern Argyll and its bearing on dextral displacement on the Great Glen Fault. — *J. Geol. Soc.*, 136, 3—11. London.
- Stárek S. (1967): Třhový průzkum v oblasti Pflbram—Rožmitál pod Třemšínem. — MS Geofond. Praha.

- Stettner G. (1971): Orogene Schollentektonik und granitoide Mobilisation im Westteil der Böhmisches Masse. — Geol. Rdsch., 60, 4, 1465—1487. Stuttgart.
- (1972): Zur geotektonischen Entwicklung im Westteil der Böhmisches Masse bei Berücksichtigung des Deformationsstils im orogenen Bewegungssystem. — Z. Dtsch. geol. Ges., 123, 1, 291—326. Hannover.
- (1974): Probleme des bayerischen Präkambriums. — Précambrien des zones mobiles Europ. Conférence Liblice 1972, 109—120. Praha.
- Stoček B. (1917): Výskyt zlata na Bytíze. — Rozpr. Čes. akad. Vědy Slovesn. Umění, Tř. II, 2, 1—36. Praha.
- Suk M. - Krupička J. - Pelc Z. (1967): Precambrian of the core of the Bohemian Massif. — Int. Geol. Congr. Sess, 23, Prague 1968, Guide 7 AC, 1—43. Prague.
- Suk M. et al. (1984): Geological history of the territory of the Czech Socialist Republic. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Svoboda J. et al. (1968): The Bohemian Massif, part I, In: The Regional geology of Czechoslovakia, 1—668. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Šalanský K. (1970): Pokusné aeromagnetické měření na Příbramsku (ve větší výšce). — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- (1975): Strukturní interpretace aeromagnetometrie na Příbramsku. — Hornická Příbram ve vědě a technice, 105—117. Příbram.
- (1975): Výsledky aeromagnetometrie na Příbramsku. — Sbor. geol. Věd, užitá Geofyz., 20, 21—45. Praha.
- (1971): Základní geofyzikální výzkum. — Letecké geofyzikální mapování. — XI. Příbramsko. — MS Geofond. Praha.
- Šalanský K. - Manová M. (1973): Základní geofyzikální výzkum. Letecké geofyzikální mapování. XII. Střední Čechy. — MS Geofond. Praha.
- Škvor V. (1974): Některé ložiskové prognózní aspekty příbramské rudní oblasti. — Geol. Průzk., 16, 10. Praha.
- (1977): Geological history and metallogeny of the Příbram ore district. — Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol. 18, 89—124. Praha.
- Škvor V. - Zeman J. (1969): The Variscides of the Bohemian Massif. — Tectonophysics 8, 2, 145—155. Amsterdam.
- Štekl J. - Taci A. - Pech V. - Dvořák R. (1978): Závěrečná zpráva projektu VP středočeský pluton. Stěžovské pásmo. — MS Geofond. Praha.
- Štěpánek P. (1975): Geologie dubenecko-druhlického pásma. — Výzk. Práce Ústř. Úst. geol. 7, 7—24. Praha.
- Šfovíčková N. (1980): Tectonic stresses as determined from the character of fault systems in the Bohemian Massif. — Rock Mechanics, Suppl., 9, 125—138. Springer.
- Šfovíčková N. - Pokorný L. (1980): Hlubinné zlomy v centrální části Českého masívu a jejich geofyzikální indikace. — Stud. geogr. 70, 57—64. Brno.
- Šuf J. (1952): Geologická mapa území mezi Zbraslaví a Mníškem pod Brdy. — Příř. Sbor. Ostrav. Kraje, 13, 1—2. Ostrava.
- Tchalenko J. S. (1970): Similarities between shear zones of different magnitudes. — Geol. Soc. Amer. Bull., 6, 1625—1640. New York.
- Turnovec I. (1983): Vztah mezi antimonitovou a Au mineralizací v krásnohorskomoševském rudním revíru ve středočeském plutonu. — Geol. Průzk., 25, 2, 53—54. Praha.
- Urban K. (1936): O příbramské jílové rozsedlině. — Věda příř., 17, 213—216. Praha.

- Urban K. (1937): Geologie rudního ložiska v Bohutíně u Příbrami a jeho okolí. — Věst. St. geol. Úst., 13, 106—146. Praha.
- Vachtl J. (1935): Geologicko-petrografické poměry území mezi Březnicí a Milínem jižně Příbrami. — Věst. Král. Čes. Spol. Nauk, Tř. mat.-přírodověd., 24. Praha.
- (1935): Soupis lomů ČSR - č. 8, okres Příbram. — Čs. svaz pro výzk. a zkouš. techn. důlež. látek a konstrukcí. Praha.
- Válek R. - Jaroš J. (1971): Interpretace tíhového pole příbramské rudní oblasti. — MS Geofond. Praha.
- Van Breemen O. - Aftalion F. - Bowes D. R. - Dudek A. - Misař Z. - Povondra P. - Vrána S. (1982): Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia and their significance in the evolution of central Europe. — Trans. Edinburgh geol. Soc., 73, 89—108. Edinburgh.
- Velikoborec P. F. - Zikmund J. (1981): Zpráva o geologickém mapování 1:25 000 proterozoika II. pásma břidličného na Příbramsku v r. 1980. — MS Geofond. Praha.
- Vlašimský P. (1969): Žilné vyvěřeliny v oblasti příbramského uranového ložiska a jejich vztahy k hydrotermální mineralizaci. — Hornická Příbram ve vědě a technice, sekce geologie rudních ložisek, 1—29. Příbram.
- (1971): Žilné horniny v příbramské rudní oblasti. — Sbor. geol. Věd, Geol., 21, 83—108. Praha.
- (1973): Pně bazických a tonalitových hornin v exokontaktní zóně středočeského plutonu na Příbramsku. — Acta Univ. Carol., Geol., 3, 179—195. Praha.
- (1975): The geochemistry of the plutonic rocks of the Central Bohemian pluton in the Příbram area. — Acta Univ. Carol., Geol. 2, 115—137. Praha.
- (1976): Development of dyke rocks in the Příbram area. — Acta Univ. Carol., Geol. 4, 377—401. Praha.
- (1979): Příspěvek ke geochemii proterozoických hornin v příbramské rudní oblasti. — Čas. Mineral. Geol., 22, 2, 113—133. Praha.
- (1980): Příspěvek ke geochemii hornin staršího paleozoika v příbramské rudní oblasti. — Čas. Mineral. Geol., 23, 3, 281—290. Praha.
- (1982): Geochemie hornin a otázka možných zdrojů hydrotermální mineralizace v příbramské rudní oblasti. — Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol., 24, 49—99. Praha.
- Vlašimský P. et al. (v tisku): Ložisko Příbram. — Sbor. geol. Věd, ložisk. Geol., Mineral. Praha.
- Vrba C. (1877): Die Grünsteine des Příbramer Erzreviers. — Tschermaks Mineral. Petr. Mitt., 3. Wien.
- Zajcev J. A. - Jaroš J. (1984): Srovnávací tektonika Českého i Kazachstanského středních masívů. — Izdatel'. Moskovskogo univ., 1—237. Moskva.
- Zeileisen M. v. (1798): Beschreibung des Gebirges und Bergbaues bei Příbram in Böhmen. — Abh. Kön. böhm. Gesell. Wiss., 2, I, 3, 20—46. Praha.
- Zelenka L. (1925): Rulový valoun ze žitckých slepenců na Tuškovském vrchu u Dobříše. — Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 1, 50—52. Praha.
- Zeman J. (1980a): Dynamika hlubinných zlomových struktur při vývoji kůry Českého masívu. — Stud. Geogr. 70, 44—56. Brno.
- (1980b): Blokovaná stavba Českého masívu — základní problémy z hlediska prognózování skrytých ložisek. — In M. Maheř (ed.): Vážnější problémy geologického vývoje a stavby ČSSR; klíčové územia a metody riešenia. — Zborník prednášok z konferencie, konanej v Smoleniciach v dňoch 14.—16. 11. 1979. Bratislava.
- (1981): Die Krustenentwicklung im voralpinen mobilen Raum südwestl. vom Rand der osteuropäischen Plattform. — Sbor. geol. Věd, Geol., 35, 49—73. Praha.



- Z i k m u n d J. (1968): Projevy hlubinné tektoniky ve středočeském plutonu. — Věst. Ústř. Úst. geol., 41, 6, 469—474. Praha.
- Z o u b e k V. (1948): Poznámky ke geologii krystalinika Českého masívu. — Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ. 15, 339—398. Praha.
- Ž e ž u l k o v á V. (1964): Žilné vyvřeliny na Příbramsku. — Věst. Ústř. Úst. geol., 36, 2, 109—113. Praha.

# **Tectonics of the NW border of the Central Bohemian Pluton and the Variscan transpression of the Bohemicum block structure**

*(Summary of the Czech text)*

Petr Rajlich

Received March 21, 1985

The area studied is built up of the Upper Proterozoic volcanogenic rock series, Upper Proterozoic flysch series, Lower Cambrian sediments and Variscan granitic pluton. The big folds such as the Přebram anticline (2 km width), Přebram syncline (4 km width) and other fold structures are the most prominent features of the area. The fold axes direction is mostly NE-SW and they are accompanied by oblique thrust longitudinal faults to which they are related genetically. The vertical amplitude of the thrust of the Přebram syncline is approximately 2.5 km. East-west trending, small kink and chevron folds are found only in the weakly metamorphosed Upper Proterozoic volcanogenic sequence of the NE-SW 2nd slaty belt.

One of the most important faults is represented by the NE-SW "clay fault". It is assumed to be a part of the right-hand strike slip shear zone older than the diabase dykes. The Dubenec-Druhlice fault has the same direction and longer development in time with movements of hundreds of metres after the intrusion of the Central Bohemian Pluton. More to the south, the fault zone continues as a left-hand strike slip fault of 400 m amplitude called the Dědův fault. It also represents the rim of the contact aureole of the Central Bohemian Pluton. The Dědův fault offsets the ENE-WSW P-1 fault which has a strike slip component of 1.5 km. The other more important faults of the area are the E-W right-hand wrench faults, the most typical of which is the Modřovice fault with right-hand strike slip displacement of 1–2 km. From the viewpoint of amplitude of the geological contacts displacement, less important are the NW-SE and N-S faults, which could be explained by obliteration of faulted contacts by younger NE-SW faults.

The stress field trajectories for maximal and minimal stress were constructed using the N-S diabase and E-W minette dykes. They display

the stress orientation close before and after the intrusion of the Central Bohemian Pluton. In the time of the intrusion of diabase dykes, the NE-SW faults acted as left-hand strike slip faults and, during the minette dyke intrusion, as right-hand ones.

The origin of the spaced "Jílové" cleavage is related to the intrusion of the Central Bohemian Pluton. Its formation is younger than diabase dykes and its azimuth depends on the strike of the contact of the neighbouring plutonic body and on the strike of the Central Bohemian Suture. The NNE-SSW direction of cleavage in the "Jílové" zone, N-S direction of foliation near the Knín apophyse, NW-SE direction in the Rožmitál zone are only a few examples of it. The E-W trending Cadomian structures are obliterated by the NE-SW Variscan ones in the areas of the intense development of the "Jílové" cleavage, especially in the area between Dobříš and Mníšek. The formation of the cleavage is also connected with the right-hand strike slip ductile shear zone, this conclusion being based on the ductile deformation of pebbles in the Upper Proterozoic and Paleozoic conglomerates. The X axis of the prolate strain ellipsoid is oriented horizontally as is the a-lineation in the rocks.

Large E-W joints are found in the contact aureole of the Central Bohemian Pluton. They are younger than the "Jílové" cleavage.

Hydraulic fracturing is assumed by the author for the formation of the Příbram polymetallic veins.

The Variscan folding is analysed for the whole block of the Bohemicum (defined by Zajcev and Jaroš 1984 as an area composed mostly of Upper Proterozoic and Paleozoic rocks inside the Bohemian Massif). The boundary faults of the block are the Ohře lineament, Labe lineament, Central Bohemian Suture and Klatovy fault and Mariánské Lázně fault. The folding of the large NE-SW fold structures is explained using the transpression model of Harland (1974) and the kinking of the NW-SE block boundary faults in the N-S direction assumed by the author. The shortening of the block in the NW-SE direction is estimated at 66 % of the original width (from 76 km to 50 km). The strike of the NE-SW folds deviates 20–30 degrees from the trend of the Klatovy fault or Central Bohemian Suture (Central Bohemian Shear Zone). The anomalous fold axes trend inside the Paleozoic of the Prague basin (fig. 30) is probably related to the reversal of the direction of the movement along the faults after the intrusion of diabase dykes and before the formation of the "Jílové" cleavage. The deformations in the closing stage of the Variscan orogenesis were concentrated in the Central Bohemian Suture and formed the present-day geophysical and tectonical picture of this boundary inside the Bohemian Massif.

The research on Variscan structures displays varying stress field geometry separated into discrete phases. It also emphasises the prominent role of large strike slip faults in the first stage of the Variscan orogenesis.

*Přeložil autor*

### Explanation of tables

- Table 1. Stratigraphic division of the Upper Proterozoic at the NW margin of the Central Bohemian Pluton [according to M. Píša et al. 1976, modified].
- Table 2. Stratigraphy of Cambrian sediments of the Příbram region [according to V. Havlíček and M. Šnajdr 1958, V. Havlíček 1968a, b, 1971, M. Píša et al. 1976, modified].
- Table 3. Stratigraphy of the Ordovician to Devonian of the Rožmitál block [according to V. Havlíček 1977, modified].
- Table 4. Succession of tectonic elements, stress orientation and estimation of the deformation for all the Bohemian block.

### Explanation of text-figures

1. Idealized schematical structural section through the Příbram area.  
1 — minettes, 2 — quartz diorites, 3 — coarse to medium-grained biotitic granite (boundary type), 4 — amphibole-biotitic granodiorite (Blatná type), 5 — diabase dykes, 6 — ultrabasic rocks, 7 — Lower Cambrian sediments, 8 — Upper Proterozoic rocks, 9 — main faults of the area.
- 2A. Geological map of the NE part of the 2nd slaty belt, after P. Rajlich (1971), modified.  
1 — Quaternary deposits, 2 — diabase dykes, 3 — Cambrian sediments, 4 — shales, 5 — alternating shales, greywackes and siltstones, 6 — coarse-grained greywackes, 7 — spilites, 8 — silicites and silicified shales (Lečice strata), 9 — keratophyre tuffs, 10 — fine-grained facies of keratophyres, 11 — medium-grained facies of keratophyres, 12 — fine-grained spilites, 13 — medium-coarse-grained spilites, 14 — folded sediments, 15 — lydites, 16 — intrusive bodies of spilites, 17 — crushed zones, 18 — strike and dip of foliations, 19 — assumed faults, 20 — inferred faults, 21 — lines of cross-sections.
- 2B. Geological cross-sections from the map fig. 2A.
3. Longitudinal cross-section through the 1st shale belt, after P. I. Tarabaňko in R. Petroš (1969), modified.  
1 — Cambrian sediments, 2 — main lithostratigraphic units after tab. 1, 3 — Upper Proterozoic conglomerates, 4 — faults (thick lines), ore veins (strokes).
4. Cross-section through the Dubenec-Druhlice Cambrian in the vicinity of the Dubenec-Druhlice fault, after R. Petroš (1970), modified.  
1 — Cambrian (Žitce conglomerates), 2 — Proterozoic of the 1st shale belt with trends of the strata, 3 — Dobříš conglomerates, 4 — main and less important faults.
5. Geological cross-section through the Březové Hory ore deposit, after M. Šnajdr in M. Píša et al. 1976, modified.

- 1 — minette, 2 — diabases, 3 — Paseky shales, 4 — Holšiny conglomerates, 5 — Sádek strata, 6 — conglomerates in the Sádek strata, 7 — Upper Proterozoic rocks, 8 — ore veins.
6. Geological cross-section through the Bohutín ore deposit, after P. Rajlich in M. Piša et al. 1978, modified.  
1 — Bohutín quartz diorite, 2 — diabases, 3 — strike and dip of the Cambrian strata, 4 — faults and ore veins.
- 7A. Cross-section through the Přebram anticline in the Bytíz area (pl. 1), after R. Petroš 1989, modified.  
1 — medium-grained granodiorites (Blatná type), 2 — coarse-grained granodiorites (boundary types), 3 — Cambrian of Dubenec-Druhlice strip, 4 — Proterozoic conglomerates, 5 — trend of strata in the cross-section, 6 — black tuffitic shales (Lečice shales), 7 — claystones, siltstones and sandstones (greywackes) with effusive rocks, 8 — faults verified and supposed.
- 7B. Přebram anticline in the vicinity of the P-1 fault (pl. 1) after R. Petroš (1970), modified.  
1 — coarse-grained granodiorite (boundary type), 2 — Cambrian, 3 — strike and dip of strata in the Upper Proterozoic rocks, 4 — main faults of the area.
8. Fold and fault structure in the SW part of the Přebram anticline after P. Rajlich and P. Vlašimský 1974, modified.  
1 — coarse-grained granodiorite (boundary type), 2 — granite porphyry, 3 — diabase dykes, 4 — the stock of mafic rocks, 5 — faults and ore veins with the direction of movement visible on them, 6 — the axis of Přebram anticline. Isolines of point density in the contour diagrams of poles of foliation are 1, 2, 5 and 10 per cent.
9. Disharmonic folding of the siltstones and claystones in the block of phyllitized rocks northeasterly of Přebram.
10. Residual gravity map of the Přebram area after S. Stárek (1967) with the main dislocations.
11. The map of the dislocations in the Central Bohemian Pluton (SE part of the area) compiled on the basis of geophysical prospecting maps (magnetometry, resistivity and other ground methods), after J. Matouš (1980, 1981).  
1 — the direction of the movement of the main structures (A in the younger stage, B in the older stage), NE-SW lineaments represent the Riedel shears for the older stage, 2 — strongly magnetized rocks corresponding to the mafic rocks, 3 — magnetic indications of the weakly magnetized rocks.
12. Histogram of the fault frequency in the individual directions in the Upper Proterozoic rocks between Dobříš, Měchenice and Štěchovice, after P. Adámek 1968, modified.
- 13A. Detail of the irregular form of diabase dykes in the vicinity of the Prokop shaft on the Březové Hory ore deposit after F. Kratochvíl 1959a, modified.  
*Full line* - ore veins, *pointed* - diabases.
- 13B. Block structure of minette dykes in the Vrančice ore deposit, after F. Patočka 1976, modified.
14. Stress trajectories in the time of intrusion of diabase dykes.  
1 — diabase dykes, 2 — the stock of mafic rocks near Obořiště indicated in the gravimetric maps, 3 — the hypothetical direction of movement along faults in the time of dyke intrusions, 4 — axis of Přebram syncline.
- 15A. Stress trajectories in the time of intrusion of lamprophyre dykes.  
1 — minettes, 2 — granitoids of the Central Bohemian Pluton, 3 — contact zone

- of the pluton, 4 — main faults with the assumed sense of the movement, dashed line - the area of the NW-SE direction of the dykes.
- 15B. The detail of the area with NW-SE directions of dykes.  
1 — minettes, 2 — granitoids of the Central Bohemian Pluton.
16. Schematic map with trends and delimitation of the areal extension of "Jílové" cleavage in the NW part of the Central Bohemian Pluton.  
1 — granitoids, 2 — the rocks of the pluton mantle, 3 — the trends of the "Jílové" cleavage.
- 17A. The development and the density of the cleavage in the vicinity of and inside the diabase dyke near Davle, after P. Adámek 1968, modified.
- 17B. Diagram of the orientation of the long axes of pebbles in the deformed Upper Proterozoic conglomerates near Voznice, measured by J. Synek.
18. Orientation diagrams of fold axes and of poles to the "Jílové" cleavage in the Upper Proterozoic rocks between Dobříš and Davle, after P. Adámek 1968, modified.  
A — synoptic contour diagram of poles cleavages  $s_1$  and of the azimuths of the great folds for the whole area [lines on the diagram boundary];  
B — poles of the  $s_1$  planes in the Dobříš block, west of the Dubenec fault with delimitation of the mean  $s_1$  and  $s_2$  planes and fold axes directions ( $b_1$ );  
C — rose diagram of the small folds in the Mníšek block, the lines indicate the azimuth of big folds (anticlines and synclines);  
D — directions of small folds (rose diagram) and big folds (lines) in the Mníšek block.
19. Structural map of the Upper Proterozoic in the NE part of the area, after P. Adámek 1968, modified.  
1 — granitoids of the Central Bohemian Pluton, 2 — Cambrian sediments, 3 — Upper Proterozoic, 4 — the area with the E-W direction of the strata, 5 — faults: a) thrusts, b) verified faults, c) assumed faults, 6 — fold directions a) synclines, b) anticlines, 7 — azimuth and the dip of the cleavage, 8 — delimitation of the area with E-W direction of the strata.
20. Countour diagrams of poles to the stratification in the homogeneous subareas from fig. 19.  
A — poles and  $\pi$ -point of stratification in the area of E-W direction of the stratification, B — poles and  $\pi$ -point of stratification in the area of the intensive development of the "Jílové" cleavage.
21. Joint diagrams from various rocks of the Přebram area.  
A — joints in the weakly phyllitized rocks from the 2nd shale belt, B — joints in the coarse-grained granodiorite of the boundary type, C — joints in the inclined Sáděk greywackes (strike and dip indicated by the axial cross, D — joints in the subhorizontal Sáděk strata.
22. Joints in the exocontact zone of the Central Bohemian Pluton.  
1 — granodiorites of the boundary type, 2 — Cambrian sediments, 3 — Upper Proterozoic rocks, 4 — verified and inferred faults. The number in the upper corner of the diagram gives the number of the measurements, the joints in the Obořiště area (diagram with 6071 measurements) were measured by P. Malík 1968, compare also P. Malík 1976.
23. Structure, amplitude and the sense of the movement on the polymetallic ore veins and on the "clay" fault on the Březové Hory ore deposit in the time of ore veins formation.  
1 — minette, 2 — granodiorite porphyry, 3 — ore veins.

24. Tectonograms of structural elements in various formations of the NW part of the Central Bohemian Pluton.
- A — poles of foliations in the block of the phyllitized rocks in the NE part of the 2nd slaty belt,
  - B — poles of foliations in the overlying rocks of the phyllitized series in the 2nd slaty belt,
  - C — poles of foliation in the Upper Proterozoic of the 1st slaty belt in the vicinity of Obořiště,
  - D — poles to the foliations in the Upper Proterozoic in the vicinity of Dobříš,
  - E — poles to the stratification in the Cambrian of the whole Příbram syncline,
  - F — poles to the stratification and  $\pi$ -point of the Cambrian in the Příbram syncline, NE part.
25. Diagrams of the fold axes from the Proterozoic rocks from the Příbram area.
- A — fold axes and lineations in the block of the phyllitized rocks of the 2nd slaty belt (*full circles*), cross folding (*empty circles*),
  - B —  $\beta$  axes diagram in the block of phyllitized rocks,
  - C —  $\beta$  axes diagram in the rocks of the Upper Proterozoic of the 2nd slaty belt in the overlying strata rocks of the phyllitized rocks,
  - D — synoptical diagram of the  $\beta$  axes maxima in the Proterozoic of the Příbram anticline.
- 26A. Test of the appurtenance of the foliations from the Cambrian syncline to the directions of the overlying sequence of the phyllitized rocks in the 2nd slaty belt or to the strikes in the phyllitized group.
- $\tau_m$  boundary of the decision for the classification to the phyllitized rocks,  $\alpha_m$  boundary for the classification to the overlying rocks.
- 26B. Comparison of the maxima of the poles of sedimentary foliations in different formations of the studied area.
- A — area of Dobříš, 10 % maximum of the 1003 measurements,
  - B — area of Obořiště, Upper Proterozoic, 15 % maximum of 401 measurements,
  - C — Příbram Cambrian syncline, 20 % maximum from 150 measurements,
  - D — Příbram anticline, Upper Proterozoic, 20 % maximum from 1000 measurements.
- 27A. Distribution of the mafic rocks in the upper and lower structures of the Příbram area, after gravimetrical map, R. Válek and J. Jaroš 1971, modified.
- 1 — mafic rocks in the upper structure, 2 — mafic rocks in the lower structure.
- 27B. Distribution of the light granitic masses in the Příbram area following the interpretation of the gravimetrical map, R. Válek and J. Jaroš 1971, modified.
- 1 — light masses corresponding to the granitic masses in the upper structure,
  - 2 — light masses corresponding to the granitic masses in the lower structure,
  - 3 — maxima in the rose diagrams of the anisotropy of the gravitational field.
- 28A. Orientation of the maximal and minimal stress and structural elements in the stage after the formation of the main folds in the Variscan folding.
- 28B. Orientation of the maximal and minimal stress in the Cadomian stage of the folding in the NW part of the Central Bohemian Pluton.
29. Structural cross-section through the units of the block of the Bohemicum, for the localization see the fig. 30.
- A — structural cross-section through the Paleozoic of the Prague basin after V. Havlíček 1981, modified,
  - B — cross-section through the Davle Proterozoic in the Vltava valley, after P. Röhlich and F. Fediuk 1984, modified,

C — cross-section through the Proterozoic near Žlutice, after J. Holubec 1968, modified,

D — cross-section through the river Berounka valley NE of the Křivoklát-Rokycany Cambrian belt, after J. Holubec 1968, modified,

E — styles of folds in the block of the Bohemikum in the diagram of P. J. Hudleston (1973).

1a — Proterozoic rocks in the fig. A, 1b — volcanics, 2 — cleavage of rocks, 3 — faults, 4a — folds in the Proterozoic, 4b — folds in the Paleozoic, 4c — megafolds, 4d — Příbram syncline.

30. Fold and lineations trends in the block of the Bohemikum, after J. Holubec (1968), modified.

1 — younger cover rocks (Carbon—Tertiary), 2 — granitoid massifs, 3 — Paleozoic, 4 — Proterozoic, 5a — anticlines, 5b — synclines, 5c — foliation trends, 6 — transpression block boundary, 7 — cross-sections lines.

31. Tectonic models of folded areas.

A — section through the folded zone on the side of the moving wedge of rocks, after J. M. Dixon and J. M. Summers 1985, modified,

B — section through the folded zone on the side of the diapiric body (only one side is illustrated), after J. M. Dixon and J. M. Summers 1985, modified,

C — fold and thrust structures originated during the homogeneous shortening compression of the layered model (pure shear deformation). The shortening of the model is 70 %, after I. V. Lučický and others 1977, modified.

32. Model of the transpression zone with X, Y, Z coordinates of the deformational ellipsoid, after D. J. Sanderson and W. R. D. Marchini 1984, modified.

33. Transpression model after W. B. Harland (1974) with symbols and parameters used for computation, stippled area, the zone of the complex deformation.

34. Orientation of the structural elements in the transpression zones with differing shortening values ( $\alpha^{-1}$ ), after D. J. Sanderson and W. R. D. Marchini (1984), modified.

A — typical transpression zone (combination of the pure and simple shear), B — zone of the simple shear, C — combination of the simple and pure shear with overturned Z and Y axes with comparison to the model A.

C — axis of compression, F — fold axis, T — thrust faults, E — axis of the extension, N — normal faults, R, R' — Riedel shears.

## Explanation of plates

### Pl. 1

Structural map of the Příbram area, compilation based on the geological maps (P. Rajlich 1975, M. Piša et al. 1976, J. Zikmund 1966) and on the aeromagnetic and gravimetric survey maps (K. Šalanský 1970, 1975, S. Stárek 1967).

1 — ore veins, 2 — albitites in the Central Bohemian Pluton, 3 — minettes, 4 — coarse-grained biotite paragneisses (boundary type), 5 — amphibolite-biotite granodiorite (Blatná type), 6 — quartz diorite of the Bohutín type, 7 — ultramafic and mafic rocks, 8 — diabase dykes, 9 — Lower Cambrian sediments, 10 — sediments of the Upper Davle Group, 11 — sediments of the Blovice-Teplá Group, 12 — the block of the phyllitized rocks in the 2nd slaty belt, 13 — faults: *full line* - verified faults, *hatched* - supposed faults and crushed zones in the area of the Central Bohemian Pluton, 14 — faults indicated by the geophysical surveying methods, *full line* - main indication



with determined geological significance, *hatched* - without the determined geological significance.

Pl. 2

Geological map of the 30th level of the Březové Hory ore deposit (P. Rajlich in M. Píša et al. 1976), modified.

1 — ore veins, 2 — diabases, 3 — Cambrian (Sádek strata), 4 — fine- to coarse-grained greywackes of the Proterozoic, 5 — keratophyre to quartz keratophyre tuffs, 6 — spilites, 7 — granulates and granulate tuffs of spilites and paleobasalts, 8 — faults inferred and supposed, 9 — strike and dip of strata, 10 — axis of the Příbram syncline, A-A' the line of the cross-section fig. 5.

Pl. I

1. "Jílové" cleavage in the Upper Proterozoic rocks, Skalník near Průhonice.
2. Schistified diabase dyke and cleavage in the Upper Proterozoic rocks, Štěchovice.  
Photographs by P. Rajlich

Pl. II

1. Žitce conglomerates rich in the albitic granites from the 2nd slaty belt in the Příbram area.  
Photograph ÚÚG — H. Vršťalová
2. Deformed and strongly stretched fragments of quartz keratophyres in the volcanic breccia, section XZ through the deformation ellipsoid, Štěchovice dam.  
Photograph by P. Rajlich

Pl. III

1. Strongly deformed Dobříš Upper Proterozoic conglomerates in the "Jílové" cleavage, section YZ through the deformation ellipsoid, Malá Hraštice.  
Photograph by P. Rajlich
2. Schistified and small-scale folded metaspilites from the block of phyllitized rocks from the 2nd slaty belt, NE part of the Příbram area.  
Photograph ÚÚG — H. Vršťalová

Pl. IV

1. Small-scale folding and the crenulation cleavage in the metaspilites from the 2nd slaty belt, X16.
2. Small-scale folding and deformation of the cataclastic particles in the metagreywacke from the 2nd slaty belt, NE part of the Příbram area.  
Photographs ÚÚG — D. Hejlová

**Тектоника с.-з. края среднечешского плутона  
и варисский пережим пластов в блоке Богемикума**

В представленной работе с помощью структурно-геологических методов проанализированы варисские и кадомские деформации в области с.-з. края среднечешского плутона. Описываются проверенные техническими работами складки с.-в.—ю.-з. простирания, мелкие, простирющиеся с в. к з. складки кадомского возраста, главные разломы, тектоника даек горных пород, трещин, т. наз. «йиловского» кливажа и рудных жил. Документируется несогласие по простиранию и наложению варисских структур с.-в.—

ю.-з. простираения на более древние, простирающиеся с в. к з. структуры кадомского возраста. Приобретенные сведения использованы для динамического решения вопросов варисской деформации верхнего протерозоя и палеозоя во всем блоке Богемикума. Динамика варисской складчатости объясняется при помощи модели пережима пластов в зоне, ограниченной сдвигами. Постепенным сокращением во времени объема варисских деформаций в направлении к среднечешскому шву документируется многофазное развитие упомянутого горизонтального сдвига и блоковой границы раздела микроплит.

*Přeložil A. Kriz*

Sbor. geol. věd	Geologie 43	Str. 83—146	15 figs.	3 tabs.	4 pls.	Praha 1988 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	----------------	-------------	------------	-----------	------------------------------

# Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian—Middle Devonian, Czechoslovakia)

## Události globálního významu a stratigrafie barrandienského paleozoika (kambrium—střední devon)

Ivo Chlupáč<sup>1</sup> - Zdeněk Kukal<sup>1</sup>

Received November 15, 1985

Chlupáč I. - Kukal Z. (1988): Possible global events and the stratigraphy of the Palaeozoic of the Barrandian (Cambrian—Middle Devonian, Czechoslovakia). — Sbor. geol. Věd, Geol., 43, 83—146. Praha.

**Abstract:** The Middle Cambrian up to Middle Devonian sequence of the Barrandian area in the central Bohemia shows the following turning points of event character in the stratigraphic development, as recognized by a thorough biostratigraphic and sedimentological investigation: 1. The Middle Cambrian transgression and regression, 2. The Tremadocian transgression, 3. The Llanvirnian transgression, 4. The suite of Mid-Ordovician (Llandeillian — Lower Caradocian) transgressive and regressive events, 5. The Lower Caradocian transgressive Event, 6. The Basal Kosov regressive Event, 7. The Ordovician-Silurian boundary transgressive Event, 8. The Upper Kopanina regressive Event, 9. The Basal Přídolian transgressive Event, 10. The Lochkovian-Pragian boundary regressive Event, 11. The Basal Zlíčovian Event, 12. The Daleje transgressive Event, 13. The Basal Choteč transgressive Event, and 14. The Kačák transgressive Event.

The transgressive events are mostly accompanied by the onset of anoxic conditions and new faunal elements.

The individual events are characterized according to their local or global character. The global character was recognized especially in the events given sub 1, 2, 3, 5, 7, 10, 12, 13, 14 which is explained by the eustatic sea-level changes. Local events, on the other hand, are caused by tectonic movements.

<sup>1</sup> Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

### Concept of the event stratigraphy

Modern stratigraphy tries to recognize and date the global events in the geological history. Their exact dating, reconstruction of their mechanism, and their correlation throughout the world might bring revolutionary ideas concerning the Earth's history.

The term "event" as well as the term "event stratigraphy" have been

used in geology since the sixtieth. According to Webster's Dictionary (1951) the event is "...that which comes, arrives or happens, any incident especially a noteworthy one". Geological events belong to the geologic past — to the history of the Earth. They have been imprinted and fossilized in the structure of the Earth, in the sedimentary and magmatic envelope, or in the tectonic or biologic history of the Earth.

Stratigraphic event, moreover, has a direct relation to time, absolute or relative, with the relation to other events. The stratigraphic event was first defined by Hughes and Moody-Stuart (1969) as "an item or geologic information relatable (or potentially so) to the general evolutionary state of the Earth and based on a rock sample or on a general attribute (to include metamorphism) of some named rocks."

Up to now, two culminations of the event concept can be registered. The first one can be dated to the year 1980 when the idea about a giant global event — impact of a huge celestial body was accepted by a great part of the geological community. Probability calculations indicate that at least one large meteorite or comet with a mass of  $10^{18}$  g or more and impact energy of more than  $10^{25}$  J should have hit the Earth during the Phanerozoic (i.e. during the last 570 Ma). Alvarez et al. (1980) suggest that it happened at the end of the Cretaceous (65 Ma ago). This idea was based on the observations of drastic palaeontological and stratigraphic changes in the boundary beds and also on the iridium accumulation in the basal Tertiary sediments. This conclusion has been supported by Hsü (1980), Smit and Hertogen (1980), Emiliani (1980) and others. The idea of the fall of a great celestial body was applied also to some other stratigraphic boundaries, namely Permian-Triassic (e.g. Hsü 1980), Frasnian-Famennian (McLaren 1970, 1985, Alvarez et al. 1984, Playford et al. 1984), and Eocene-Oligocene (Pomerol 1984).

Second culmination of the event concept can be seen in the appearance of the book by Einsele and Seilacher "Cyclic and event stratification" (1982). These authors enlarged the event concept and recognized a wide spectrum of events in sediment sequences.

All the events mentioned above are really of global (world-wide) character and they manifest themselves by drastic palaeontological changes, by extinction of whole groups of animals, by changes in palaeogeography, and by sudden facies changes.

The falls of celestial bodies with all their consequences appear to be real events par excellence. They must have had an enormous and sudden effect on the whole Earth's surface. Namely, the heating and even vaporization of the ocean, formation of a giant tsunami wave,

and devastation of a dry land surface are mentioned. There are, however, many other events which are classified according to their mechanism, duration and consequences. Pomerol's (1984) classification is widely accepted. He recognizes the following events:

1) **Biological events** — they comprise mainly the evolution, extinctions, onsets, migration, etc. and thus represent longer processes.

2) **Magnetic events**, i.e. inversions of magnetic field of the Earth.

3) **Chemical events** — mainly changes of the rate of stable isotopes ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ,  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ); also marked variations in the amount of trace elements, like strontium, boron and manganese. The existence of chemical events enabled the development of a new branch of stratigraphy — so called chemostratigraphy (see Renard 1984).

4) **Sedimentological events** — they are of different type and duration. Some of them result from catastrophic processes (gravity currents), some of periodical slower changes of the environments (e.g. periodites).

5) **Climatic events** — they are of different duration and manifest themselves through the changes in water temperature, agitation, salinity, density and also through the changes in the amount of precipitation.

6) **Volcanic events** — they can be of a great significance, especially cataclysmatic eruptions with huge tephra production. They can be used in the stratigraphy mostly within the zones of collision and plate subduction.

7) **Seismic events** — numerous slides are produced by earthquakes; tsunamis are triggered by earthquake shocks. During tsunamis tsunamites and homogenites are deposited (see Kastens and Cita 1981) due to stirring and settling of deep water sediments.

8) **Tectonic events** — this wide spectrum of events starts with local deformations of the Earth's crust which leads to diachronic sedimentation and terminates with global changes in sea level triggered by the fluctuation in rates of sea-floor spreading. Large-scale oscillations in sea level (with the amplitude of more than 100 m) can be attributed to tectonic, less to climatic events. Many exceptions from this rule, however, are possible.

9) **Cosmic events** — impacts of celestial bodies of various diameter (see above).

**Transgressive and regressive events** (i.e. the rise and drop of the sea level) fall within different categories. They can be caused mainly by climatic and tectonic events, in some cases also by volcanic, seismic, and cosmic events.

The event classification given above shows that the nomenclature of events is based on various criteria, namely:

a) the process itself, e.g. impact, climatic changes, change in the rate of sea-floor spreading, reorganization of lithospheric plates, etc.;

b) the secondary effect of this process, e.g. transgression or regression, tsunami, turbidity current, warming or cooling of sea water, etc.;

c) the product of this secondary effect, e.g. black shale (anoxic, euxinic) event, phosphatic event, plateau basalt event, etc.;

d) stratigraphic setting. In this case the term event corresponds either to boundary beds (e.g. C/T — Cretaceous-Tertiary Event, E/O — Eocene-Oligocene Event) or to a stratigraphic unit of a different scale (e.g. Kellwasser Event, Llanvirn Event, etc.).

The denominations sub a and b are subjective to a great extent. The terms sub c and d, on the other hand, are purely objective and descriptive. That is why the priority should be given to them. In this paper the stratigraphically derived terms are used as well as in many recent papers concerning the event stratigraphy.

Table 1

The classification of events based mainly on the duration of the process (after Ch. Pomerol 1984, modified)

Duration	Process	Resulting effects
seconds	meteoritic impact, changes in current velocity	impact wave, formation of a single lamina
minutes	storms, turbidity and other gravity currents, tsunami	formation of a layer of tempestite, deposition of a layer of turbidite or tsunamite
hours	as above, processes of greater scale	as above
days	volcano eruption	deposition of tephra layer
weeks	floods	deposition of a layer of inundite
year	seasonal climatic changes	formation of varvite
$10^2$ — $10^3$ years	global climatic changes	formation of pelagic laminite
$10^3$ — $10^5$ years	unknown process possibly of solar character, changes in sea-floor spreading	formation of linear magnetic anomalies, oscillations of sea level with an amplitude of more than 100 m
$10^5$ — $10^6$ years	global climatic cycles of a long duration	faunal extinctions and onsets, changes in sedimentation and facies

It can be observed from the classification of events given above that the term event attained a very broad sense. The events are of different duration; some of them are of catastrophic nature, the others indicate more or less gradual change in facies, fauna, deposits. Therefore, a recognition of events according to their duration is needed. This concept is summarized in tab. 1 (based mainly on P o m e r o l 1984).

From the viewpoint of the utilization of events in the stratigraphy, their period (recurrence interval) is of a great interest. Only such events having a recurrence interval longer than 1000 years might be of stratigraphic importance. The periods (recurrence intervals) of important events are given in tab. 2.

From the table 2 it follows that some events can be utilized for the stratigraphic correlation: global climatic oscillations, oscillations of sea level of great amplitude (more than several tens of meters), and possible impacts of celestial bodies. On the other hand, paroxysmal volcanic eruptions, turbidity, and other gravity currents and similar catastrophic events can be used within the limits of individual sedimentary basins and not in a global sense.

Table 2  
Recurrence intervals (periods) of main events

Recurrence interval	Event
one year or less	deposition of a varve; hurricane and its deposits
10—100 years	extremely heavy storms, turbidity currents; 10 and 100 year floods; cataclysmatic volcanic eruptions,
$10^2$ — $10^4$ years	climatic oscillations; giant turbidity currents
$10^3$ — $10^5$ years	climatic oscillations; changes in a system of deep oceanic currents
$10^5$ — $10^7$ years	magnetic inversions of the Earth's magnetic field; turning points in sea-floor spreading and reorganization of a movement of lithospheric plates; great changes in sea level stands
$10^6$ — $10^8$ years	impact of great celestial bodies (with a diameter of more than 100 m)

Out of all events which are convenient for the stratigraphy, great oscillations in sea level stands are of the greatest interest. During last years there have been numerous attempts of global correlation of great transgressions and regressions. In 1977 well known V a i l's curve was published ( V a i l et al. 1977). This curve is based on transgressions and regressions over a stable cratonic continental margin and is believed to represent real global changes in sea level stands. This

rough graphical expression indicates several cycles in sea level fluctuation. Vail's curve has been generally accepted (e.g. Harland et al. 1982), partly criticized (e.g. Pomerol 1984); in all the cases it serves as a good working hypothesis for testing. In this paper, the transgressions and regressions in the Barrandian are compared with Vail's curve.

Some Lower Palaeozoic events have been already described from many regions: Ordovician and Silurian transgressive and regressive events (McKerrow 1979), Cambrian, Ordovician and Silurian events of different character (McKerrow 1979, Leggett et al. 1981), Early Ordovician transgressive and regressive events (Fortey 1984), Late Ordovician and Early Silurian events (Berry and Boucot 1983, and others), Devonian events (House 1983, 1985, Johnson et al. 1985).

### **Global versus local events in the Barrandian**

Many Lower Palaeozoic sections in the United States, British Isles, Scandinavia, northern Africa, West Germany, South America were evaluated from the viewpoints of facies development, sediment succession and changes in faunal associations. The same approach is chosen in this paper. It is based on stratigraphical and palaeontological data compiled by I. Chlupáč and sedimentological data worked out by Z. Kukač.

The Barrandian Basin with its unusually well completely preserved sedimentary and faunal sequences of the Lower Palaeozoic, with good outcrops, deep structural and shallow boreholes, offers an excellent opportunity for testing a global importance of some events of different scale. The summary of an evaluation of the importance of Lower Palaeozoic events in the Barrandian is given in tab. 3.

During the long history of the investigation of the Barrandian Lower Palaeozoic main facies and faunal changes were explained by tectonic movements — namely rise and drowning of sills, vertical movements of basin floor and margins, as responses to main orogenic periods in the classic Stille's concept. Recent development of the concept of sudden faunal and depositional changes is directed to the events of wider, global scale, mainly the oscillations of the sea level. We hope that this paper will contribute to the solution of a crucial problem: **global or local events?**

It should be noticed that many changes of event character in the Barrandian, particularly some transgressions and regressions in the



Cambrian and Ordovician, were observed and described by previous authors, e.g. K e t t n e r (1921, 1923), H a v l í č e k and Š n a j d r (1954, 1956), B o u č e k (1947), R ō h l i c h (1956), H a v l í č e k (1980, 1981, 1982). The event character of these important turning points in the sedimentary history, however, was not accentuated by them.

## Method

In this paper the sedimentary and faunal sequences of the Barrandian were evaluated from the viewpoint of event stratigraphy. On Fig. 1 the stratigraphic succession is illustrated with indication of intervals and units which are discussed in detail. As said above, our attempt is to search for turning points in the Lower Palaeozoic history. These turning points can be characterized by:

a) angular unconformity, representing several Ma, pronounced change in the facies and fauna;

b) stratigraphic breaks, lasting one or several Ma. They can be accompanied by faunal changes and possibly also by a change in sedimentation;

c) drastic change in sedimentation (e.g. appearance of thicker conglomerate beds, change in limestone type), accompanied by faunal changes, appearance of black shales, red beds, etc.; the changes in sedimentation are of different scale. Cm-thick alternation of sandstones and siltstones corresponds to a period of several thousands of years, alternation of sandy and clayey units several tens of meters thick may correspond to periods lasting for several millions of years.

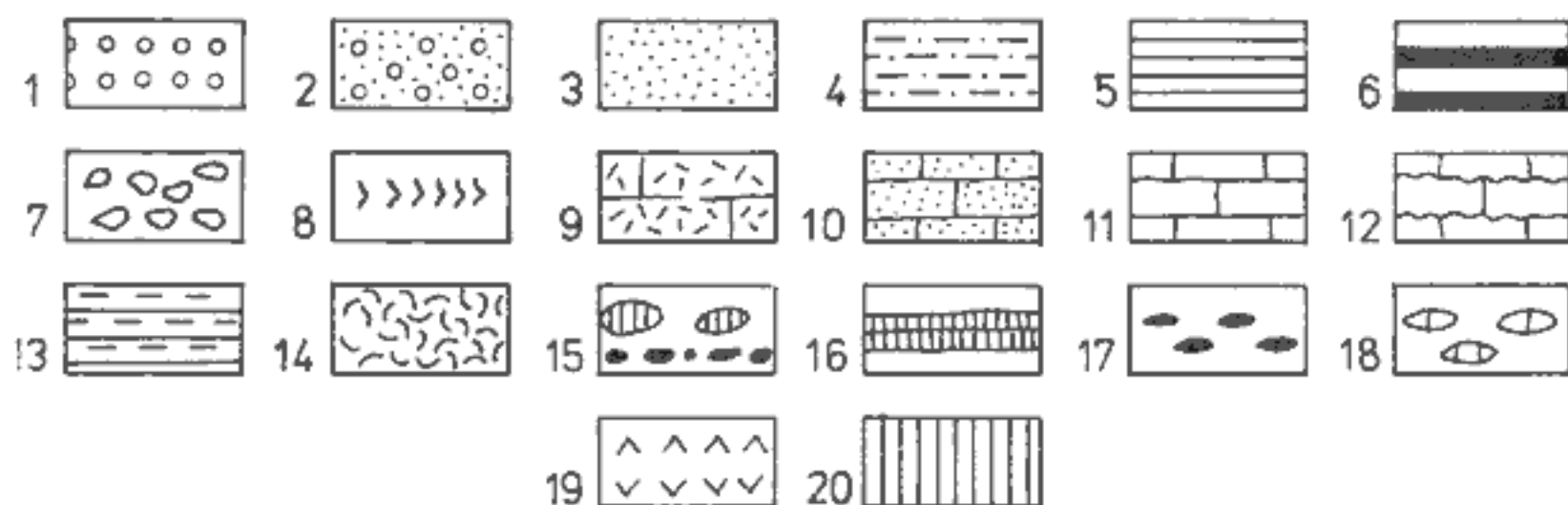
Most of the events could have been investigated in thoroughly studied sections. Some of them are illustrated. Graphic illustrations show lithologic succession, data on fauna, on some other important attributes (as black shale presence), sedimentary structures, etc.

The investigated event-bearing sections are described in the following order:

- a) general information,
- b) stratigraphic position and correlation,
- c) sedimentary sequence with special attention to change in lithology and structures,
- d) contents of fauna, data on extinctions, onsets of new forms and evolution,
- e) the interpretation of depositional environment of sediments,
- f) the discussion of events, their mechanism, duration, importance and possible global extent.

chronostrat. units		lithology	formations	thickness m	events described
Devonian	Middle	Givetian	Srbsko F.	100-250	
		Eifelian	Choteč F.	20-60	← Kačák Ev. ← Basal Choteč Ev.
	Lower	Dalejan	Daleje-Třebotov F.	20-90	← Daleje Event.
		Zlíchov.	Zlíchov F.	80-120	← Basal Zlíchovian Event
		Prag.	Praha F.	35-200	
		Lochkov.	Lochkov F.	25-100	← Lochkov - Prag. bound. Event
Silurian	Upper	Přídolí	Přídolí F.	15-80	← Basal Přídolí Ev.
		Ludlov.	Kopanina F.	50-250	← Mid-Ludlovian (Upper Kopanina) Event
	Low.	Wenlock. Llandov.	Liteň F.	100-300	← Ordov./Silurian boundary Event
Ordovician	Upper	Kosov.	Kosov F.	60-200	← Basal Kosov Event
		Kralov.	Králův Dvůr F.	50-150	
		Beroun.	Bohdalec F.	100-150	
			Zahořany F.	100-400	
			Vinice F.	50-300	← Lower Caradocian Event
	Lower	Letná F.	100-800		
		Libeň F.		Suite of Mid. Ordov. Events	
		Dobrotiv.	Dobrotivá F.	100-400	
		Llanvirn.	Šárka F.	10-300	← Llanvirn. transgr.
		Arenig. Tremadoc.	Klabava F. Mílina F. Třenice F.	0-300 0-120	← Tremadoc. transgr.
Cambrian	Upper	Křivoklát-Rokycany a. Strašice Volcanic Complex	0	--- regression	
	Middle	Ohrazenice F. Jince F.	0-400	← Mid-Cambrian transgression	
	Lower	Chumava-Boština F. Klouček-Čenkov F. Hotšiny-Hořice F. Sádek F. Žitce-Hluboš F.	0-2000		

1. Stratigraphic scheme of the Paleozoic of the Barrandian area with position of events described



## 2. Key to lithologic symbols used in the presented paper

1 — coarse-grained conglomerates; 2 — fine-grained conglomerates; 3 — sandstones; 4 — siltstones; 5 — claystones; 6 — dark shales; 7 — sedimentary breccias; 8 — Fe-ores; 9 — coarse biotrital limestones; 10 — fine biotrital limestones; 11 — micritic and biomicritic limestones; 12 — micritic nodular limestones; 13 — calcareous mudstones; 14 — shell-beds; 15 — cherts; 16 — radiolarites; 17 — phosphorites; 18 — carbonate concretions; 19 — volcanic products; 20 — stratigraphic breaks

Chronostratigraphic units, such as the Tremadocian, Arenigian, Wenlockian, etc. are here treated as stages to be in accordance with the chronostratigraphic subdivision of the Devonian (see Chlupáč - Jaeger - Flügel 1981).

## The Middle Cambrian transgression and regression

The early Middle Cambrian transgression is best documented in the Skryje area, in the NW flank of the Barrandian. The Mileč Conglomerate rests unconformably on the folded, uplifted and eroded Proterozoic rocks. The Mileč Conglomerate consists of a sequence of quartzose conglomerates and sandstones with mature clasts (quartz, quartzite, silicite) and slight admixture of unstable clasts (phyllites, porphyries). Both the conglomerates and sandstones are well sorted; sometimes they have pronounced bimodality reflecting the great intensity of shallow marine sorting processes. Fine grained layers contain a marine fauna with rather abundant articulate brachiopods *Pompeckium kuthani* (Pomp.), *Jamesella perpasta* (Pomp.) and *J. subquadrata* (Pomp.); other fauna is represented by trilobites *Ellipsocephalus vetustus* Pomp., *Perneraspis conifrons* (Pomp.) a.o., primitive gastropods (*Helcionella*), rare edrioasteroids, etc. (comp. Jahn 1896, Pompeckj 1896, Růžička 1940 a.o.). Petrographic character, sedimentary structures, and fragmentary preservation of organic remains often con-

centrated in thin layers point to a very shallow environment, intertidal and very shallow subtidal environment (most likely Benthic Assemblage 2 in Boucot's, 1975 classification). The fauna of the Mileč Conglomerate was regarded by Pompeckj (1895) a.o. as Lower Cambrian, but rare finds of *Paradoxides* point rather to early Middle Cambrian age.

The Mileč Conglomerate is overlain by the well known Skryje Shales. On their base the local facies of the Týřovice Conglomerate is developed. Conglomerates and greywackes are interfingering with typical clayey shales thus representing only local development. The Týřovice Conglomerate can be easily distinguished from the underlying Mileč Conglomerate. The sediments of the Týřovice Conglomerate are of symmictite type (totally unsorted mixture of all the grain fractions). Great variability in the grain size can be observed from layer to layer. Conglomerates are of petromict nature. Unstable clasts prevail (Proterozoic phyllites, slates, spillites, porphyries) being accompanied by Proterozoic silicites (lydites) and a little of quartz clasts. Mud supported conglomerates pass often into the typical pebbly mudstones. Some quartzose sandstone pebbles were found which come from the underlying Mileč Conglomerate. Conglomerates are intimately associated with greywackes.

The mixtitic (symmictitic) character of the conglomerates led W al t h e r (1888) to the view of their glacial origin. The presence of marine fossils, their sedimentary structures and total absence of any traces of pebble striation, however, speak in favour of deposition by means of mudflows in the deeper basin the bottom of which was beyond the reach of wave activity and stronger currents. The steeper palaeoslope can be proved by the presence of slump structures in pebbly mudstones and greywackes. In the conglomerates and greywackes abundant orthid brachiopods are present allied to that of the Mileč Conglomerate (*Pompeckium kuthani* is still present).

The proper Skryje Shale consists of nearly homogeneous sequence of clayey shales passing into silty shales and occasionally even into the siltstones. Some intercalations of fine greywackes are also present. All these sediments are structurally, mineralogically and chemically immature, which can be easily proved by the presence of unstable detritus and low values of  $Al_2O_3/Na_2O$  ratio. Carbonate is present as an admixture and in the form of concretions (siderite, ankerite, dolomite). This proper Skryje Shale, up to 200 m thick, contains a fairly rich trilobite-dominated fauna comprising more than 70 species so far known (trilobites — 35, hyolithids — 23, echinoderms — 7, brachiopods and less common representatives of some other groups). Trilobites are

commonly preserved in complete exoskeletons, as in the case of the famous palaeontological localities in the environs of Skryje and Týřovice where also early growth stages of trilobites are locally common; also the preservation of other fauna points to autochthonism and deposition in quiet environment. A substantial part of trilobites lacks eyes (e.g. *Conocoryphe*, *Paraballiella*, *Ctenocephalus*, common agnostids) or shows somewhat reduced eyes (*Sao*, *Agraulos*, *Skrejaspis*), but forms with well developed eyes are also frequent (*Eccaparadoxides*, *Hydrocephalus*, *Conocephalina*, *Solenopleurina*, *Ptychoparia*). Although the basal greywacke may be ranged within the shallow subtidal zone of Boucot's Benthic Assemblage 2 or 3, the average fauna of the Skryje Shale points to a deeper subtidal zone of Benthic Assemblage 4 to 5 in Boucot's classification (1975). The basin depth can be estimated at several hundreds of meters.

Biostratigraphically, the Skryje Shale belongs to the major Zone with *Eccaparadoxides pusillus*, i.e. to earlier part of the Middle Cambrian (Havlíček 1971, Sdzuy 1972).

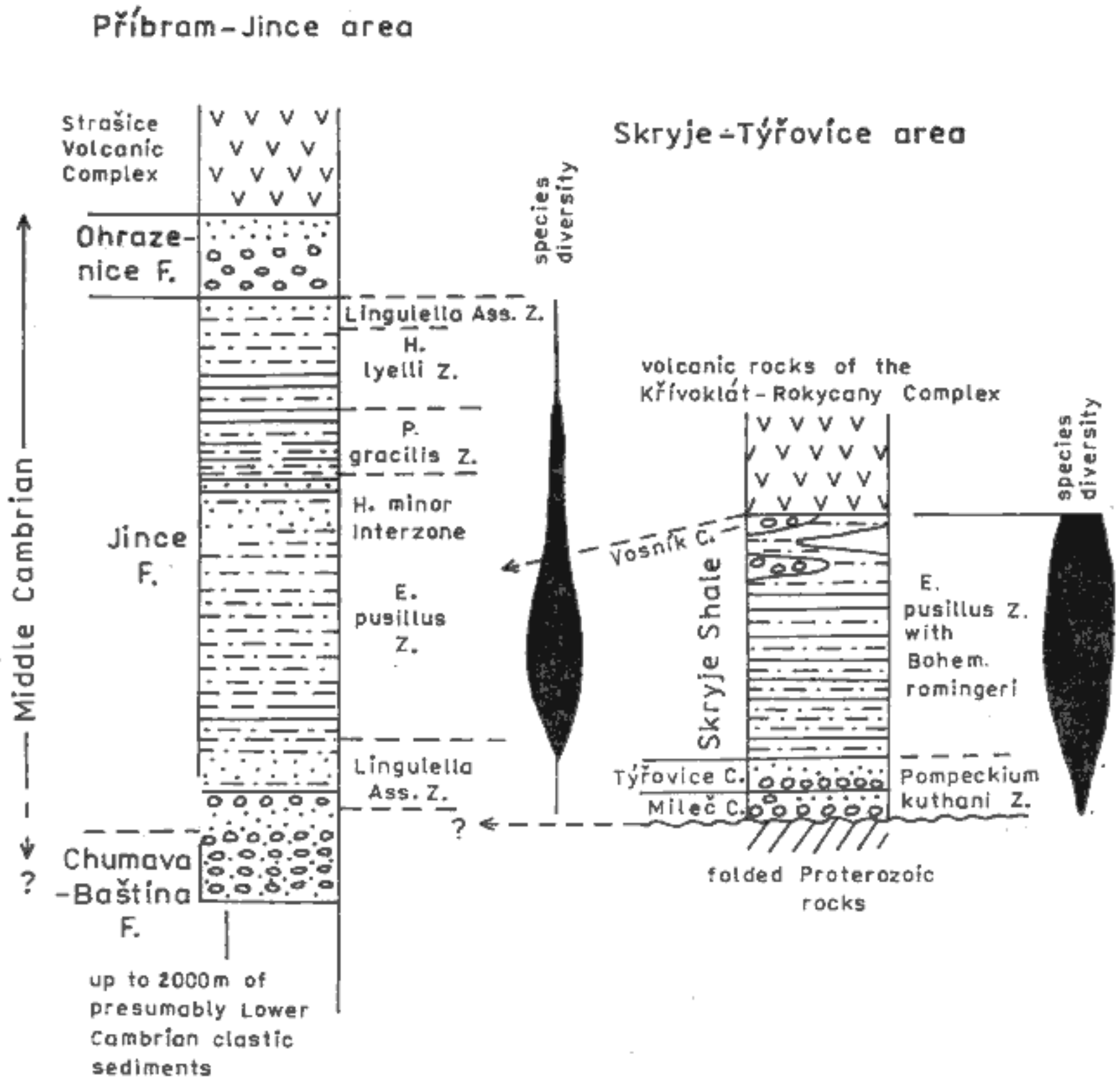
In the upper part of the Sequence of the Skryje Shale the facies of the Vosník Conglomerate is locally present. The interfingering with fine-grained sediments of the proper Skryje Shale can be observed in many localities. By its grain size and sedimentary structures, the Vosník Conglomerate is very similar to the Týřovice Conglomerate described above. There are only slight changes in the clast composition. The Vosník Conglomerate is richer in spillite clasts. The depositional mechanism and environments of the two conglomerates could have been the same: deposition by mudflows and/or turbidity currents in a deeper basin. Perfectly developed slump structures speak in favour of steeper palaeoslopes.

The sedimentary sequence of the Skryje-Týřovice Cambrian is covered by the Cambrian volcanites of the Křivoklát-Rokycany Zone of the Upper Cambrian age.

There is no doubt about the sea level rise on the base of the Skryje Shale. The deepening of the basin floor made also the palaeoslope steeper and triggered gravity currents (mostly mudflows). The sharp boundary between the littoral and neritic Mileč Conglomerate and basinal Skryje Shale speaks in favour of sudden rise of sea level and deepening of the basin. Later, the sea level rise was succeeded by its drop which corresponds to the deposition of the lens-like Vosník Conglomerate. Even though this facies does not represent true shallow water deposits, it can be taken for the regressive member of the sequence. It is very probable that the

real shallow water regressive deposits overlying originally the Vosník Conglomerate have not been preserved.

In the southern part of the Barrandian area (Příbram-Jince area, Brdy Mts.) there is a thick sequence of continental deposits composed mostly of the conglomerates and sandstones. They were deposited in the alluvial fans, braided and meandering rivers and ephemeral lakes. This thick sequence is ranged to the Lower Cambrian. The only megafossil — the arthropode *Kodymirus vagans* Chl. et Havl. found in a local layer of soft green Paseky Shale in the



3. Middle Cambrian correlations between the Příbram-Jince and Skryje-Týřovice areas (after V. Havlíček, 1971, supplemented)  
 F. — Formation, Z. — Zone, Ass. Z. — Assemblage Zone, H. — *Hydrocephalus*, P. — *Paradoxides*, E. — *Eccaparadoxides*, Bohem. — *Bohemitella*, C. — Conglomerate

Brdy Mts. — cannot prove the age with a sufficient certainty, but the great thickness of sediments (more than 2000 m) below the palaeontologically evidenced early Middle Cambrian points indirectly to the Lower Cambrian age (comp. Havlíček 1971, Kuka 1971).

The topmost part of this sequence — the Chumava-Baština Formation locally bears traces of deposition in a shallow basin (great lake or shallow sea). The sandstones and conglomerates are comparatively well sorted and some sedimentary structures as wedge-shaped cross bedding might indicate beach sedimentation.

Near above the boundary of the Chumava-Baština Formation and the overlying Jince Formation the pioneer *Lingulella* Community was found recently by Fatka and Kordule (in press) in sandstones and siltstones. This indicates the starting marine ingression.

The Jince Formation proper consists of truly marine deposits. Up to 450 m thick sequence is formed predominantly of siltstones with intercalations of fine-grained sandstones (greywackes and subgreywackes). Several layers of petromictic conglomerates are also present in the basal and upper parts of the sequence. Several layers of carbonates were also recognized, representing the first appearance of carbonate sedimentation in the Barrandian Palaeozoic. Thin layers of limestone with ubiquitous siliciclastic sandy admixture pass into sandstones with calcareous poikilitic cement. Concretions and disseminated carbonate consist of dolomite, siderite, and ankerite. Clayey sediments are of grayish-greenish colour having as much as 0.8 per cent of organic carbon. Illite and chlorite are the only clay minerals present. Great part of the sequence of the Jince Formation consists of a rapid alternation of finer and coarser sediments (e.g. siltstones/silty shales). The transitions between the beds are gradual and sometimes obliterated by bioturbation. Graded bedding occurs only exceptionally. Thus the bedding resembles far more the inundite than turbidite and its origin can be explained by fluctuations in the amount and grain size of the detritus brought into the basin. This bedding type is very close to that of prodeltal sediments, or basinal sediments with river influence. Lateral coarsening of the sediments westward and the existence of only younger zones in the western part of the basin led Havlíček (1971) to the idea of marine transgression coming from the east, although later the same author (1980, 1981) admitted also the possibility of a migration route to the NW.

The faunal diversity in the Jince Formation gradually increases from the lower parts upwards and decreases again in the upper parts of the sequence: the *Lingulella* Community passes in trilobite-dominated assemblages which allow

to distinguish several local zones, namely the major *Eccaparadoxides pusillus* Zone (with *Acadolenus snajdri*, *Dawsonia bohemica* Sub zones in lower part) and higher the *Paradoxides gracilis* and *Hydrocephalus lyelli* Zones in the upper part. The greatest faunal diversity is clearly shown in the *E. pusillus* Zone from which more than 40 species were described, including 25 taxa of trilobites, and 4 echinoderms. Richly represented benthos points to normal marine conditions. Commonly preserved complete exoskeletons, moult-stages and clusters of non-disarticulated specimens suggest — as in the Skryje Shale — autochthonism and rather quiet conditions in the deeper subtidal zone.

Ichnofossil assemblages are less diversified with predominance of planar to oblique *Planolites* and locally also *Chondrites* burrows, although short vertical burrows are also present.

During the higher parts of the Jince Formation, namely within the *Paradoxides gracilis* and *Hydrocephalus lyelli* Zones, gradual but very distinct decrease in faunal diversity took place. The progressive worsening of life conditions is still more marked within the *H. lyelli* Zone, where the diversity falls to 3 common species. Here, however, monotypic mass assemblages of *Ellipsocephalus hoffi* (Schloth.) with hundreds of complete exoskeletons crowded on some bedding planes are characteristic. In the upper part of the Zone monotypic assemblages of *Lingulella matthewi* Koliha occur (Šnajdr 1958, Havlíček 1971, Fatka in press).

The development of fauna in the Jince Formation thus reflects a closed cycle: the pioneer *Lingulella* Assemblage at the base passes gradually into high taxic diversity assemblage of the *Eccaparadoxides pusillus* Zone corresponding to normal marine conditions. The subsequent decreasing diversity in the *P. gracilis* and *H. lyelli* Zones reflects a gradual decline of marine regime and progressing isolation favourable for development of monotonous local assemblages terminating with *Lingulella matthewi* Community. The maximum depth of the marine basin can be estimated at several hundreds of meters. The shallowing of the basin in the upper part of the Jince Formation is demonstrated by the appearance of coarser sediments and by the onset of fluvial sedimentation of overlying quartzose conglomerates of the Ohrazenice Formation. These conglomerates fill the deep erosion channels cut into the underlying siltstones and greywackes of the Jince Formation (Kukal 1971).

The early Middle Cambrian transgression and subsequent late Middle Cambrian regression in the Barrandian fit well the general stratigraphic situation of the Cambrian in Europe and some other continents: Lower Cambrian shallow water clastics and



carbonates are followed by deeper water basinal clayey deposits of "Paradoxides Shale" type (e.g. in Sweden, Wales, Shropshire, Armorican Massif, Morocco, Spain, Montagne Noire, Sardinia). The eustatic curves (Vail et al. 1977, Harland et al. 1982) show a great Middle Cambrian transgression and Upper Cambrian regression. The Middle Cambrian transgression caused anoxic conditions and black shales in the British Isles, Baltic Shield and eastern margin of the North American Craton and other regions are its result (Leggett et al. 1981). The Jince Formation and Skryje Shales in the Barrandian do not represent true black shales (their av. org. C content 0.28 %, max. 0.8 %), but there is some evidence of partly anoxic conditions in the basin during the maximum stand of sea level.

The Upper Cambrian regression caused the absence of the Upper Cambrian deposits in central Europe (except for n. Poland). Some recent finds of fossiliferous Upper Cambrian in s. Europe (Feist and Courtessole 1984), however, point to open migration possibilities within the mobile belts of Proto-Tethys along the northern Gondwana from southeastern Asia to southern Europe.

### **The Tremadocian transgression**

During the Tremadocian a marine transgression took place in the Barrandian. Older relief consisting of Proterozoic sediments, volcanites and metamorphites, Cambrian sediments and volcanites, was covered with coarse siliciclastic deposits. The Barrandian Tremadocian is represented by two formations: the Třenice Formation and the Mílina Formation.

The Třenice Formation is composed mainly of petromictic conglomerates, coarse-grained and medium-grained sandstones (mostly lithic greywackes and lithic arkoses with some quartzose sandstones in the upper part of the sequence). The composition of sandstones and conglomerates reflects strongly the underlying lithology. Conglomerates and breccias overlying Proterozoic shales and phyllites are sometimes overloaded by shale and phyllite clasts and, on the other hand, conglomerates overlying Cambrian porphyries are rich in porphyry clasts. Grain size and sorting of the conglomerates is highly variable, as well as the roundness of their clasts. Totally unsorted breccias represent a reworked pre-Tremadocian regolith washed into the depressions during the transgression. Better sorted conglomerates and sandstones represent shallow marine deposits of sandy shorelines.

Faunal remains are generally sporadic in the Třenice Formation. They are distributed only locally, layers with common remains are exceptional. Fauna is less diversified, inarticulate brachiopods generally dominate. According to Havlíček (1982) benthic communities correspond to Benthic Assemblage 1 to 2 in Boucot's classification, i.e. tidal to shallow subtidal zone.

A lens of poor detrital sedimentary iron ore is bound to the base of the Třenice Formation near Holoubkov in the W part of the basin. It contains great amount of gravel- and sand-sized siliciclastic material. Hematite is the only ore mineral. It is supposed that the terrigenous supply from the weathered pre-Ordovician rocks might serve as a source of this ore. Special shallow-water life conditions are manifested by a local benthic assemblage in these hematitic ores at Holoubkov: common trilobites, articulate and inarticulate brachiopods and cystoids *Paleosphaerontes crateriformis* (Růžička) and *Glyptosphaerites*, best part of them unknown from other localities. Fragmentary preservation, local accumulations of organic remains show a high energy environment near the base of the Třenice Formation.

Ill-sorting of basal detritus, its relation to basement lithology and other factors indicate locally high relief of the pre-Tremadocian surface. Part of the basal Tremadocian sediments represents, in fact, slightly reworked regolith, formed mostly by physical weathering. The preservation of highly unstable detritus can be explained by rapid erosion and possibly also by cooler and semiarid climate. Periods of warm humid climate are, however, necessary to explain lateritic weathering enabling the deposition of a basal iron ore horizon.

The overlying Mílina Formation is characterized by the presence of silicites (cherts) of variegated colour, composed of microcrystalline quartz with some sponge spicules and variable amount of siliciclastic material of different grain size. Silicites often pass into sandstones with siliceous matrix (matrix supported sandstones and conglomerates). Lamination is totally absent but minor slump structures occur frequently. This lack of seasonal lamination together with the presence of huge amount of silica cement point to rapid deposition of gel-like masses of silica. Kukul (1963b) believes in the volcanic source of silica. Sponges could have thrived in waters oversaturated with silica and contributed to the deposition of cherts.

The fauna in the sediments of the Mílina Formation is less diversified; small inarticulate brachiopods strongly dominate. Trilobites in tuffaceous layers at Úvaly or in cherts at Olešná (Mergl 1984) are closely related to those of the Třenice Formation. Generally, the life conditions were very unfavourable throughout the deposition of the sediments of the Mílina Formation.

The correlation of the Třenice and Mílina Formations with the Tremadocian is proved particularly by means of brachiopod and trilobite fauna which contains some elements common mainly with the Leimitz Shale of Bavaria, Leetse Sandstone of the Baltic area, of Spain and the latest Tremadocian of the Holy Cross Mts. in Poland (comp. Havlíček and Vaněk 1966, Havlíček and Josopait 1972, Mergl 1984). The correlation indicates the presence of the Upper Tremadocian in the Barrandian. The only reported finds of *Dictyonema flabelliforme* (Eichw.) at Břežany e. of Prague (Kodym and Koliha 1926), which would point to the Lower Tremadocian, were not confirmed by a new palaeontologic revision carried out by J. Kraft (unpublished communication, 1985; specimens reported as *D. flabelliforme* belong to a separate species *Dictyonema intermedium* Prantl).

The Tremadocian transgression is documented from many areas belonging to different continental blocks, e.g. the two Iapetus margins (England, Wales, Poland, Scandinavia), cratonic North America, Gondwana margins (north Africa), Australia and NE Siberia (comp. Fortey 1984, Barnes 1984). The Tremadocian transgression in the Barrandian may represent a relatively short event of Tremadocian age. The Tremadocian transgression generally culminated in the higher Tremadocian and the Třenice Formation below the already regressive Mílina Formation of topmost Tremadocian age should represent a relatively short time interval.

It is well known that the area of deposition of the Mílina Formation was smaller than that of the Třenice Formation. This can be explained by local regression which was mentioned by several authors (Kettner 1921, Bouček 1947, Havlíček and Šnajdr 1956, Havlíček 1980). Global eustatic curves (Vail et al. 1977, Harland et al. 1982) show maximum sea level stand near the beginning of the Ordovician, as high as 400 m above the present sea level. This curve does not show any oscillations which could correspond to the regression characterizing the Mílina Formation. It can be therefore supposed that this regression in the Barrandian was caused by local conditions influenced by the tectonics.

### **The Llanvirnian transgression**

The Šárka Formation of the Llanvirnian age can be subdivided into three major graptolite zones (Bouček 1975): the lower and the upper one allow a correlation with the lower and upper Llanvirnian

of standard west European regions. Although some biostratigraphic problems near the Arenigian-Llanvirnian boundary still exist (supposed later, namely Llanvirnian, occurrences of some forms in the Barrandian which in western Europe appear already within the Upper Arenigian — see Bouček 1975, Thomas et al. 1984), the time of a marked Llanvirnian transgression falls in the Barrandian already in the Lower Llanvirnian.

Except for a thin layer of the basal conglomerate and breccia developed only on the transgressive base, the bulk of the Šárka Formation consists of clay sediments. Claystones and silty claystones strongly predominate. True black shales are present having more than 1.0 per cent of org. C. Layers of fine-grained quartzose sandstone and subgreywacke occur sporadically. Carbonate admixture is frequent in the form of disseminated aggregates (calcite, dolomite) as well as in concretions (very often silicified). Basal breccias and greywackes contain great portions of unstable detritus. A majority of the sediments of the Šárka Formation, however, is rather mature. The claystones display high values of  $Al_2O_3/Na_2O$  ratio (more than 20) and coarser admixtures consist mostly of quartz.

In this shale development, the macrofossils are less common and represented by dominant pelagic elements, namely phyllocarid crustaceans (*Caryocaris*, possibly epiplanktonic), graptolites (*Didymograptus*, *Corymbograptus*, *Expansograptus*, *Pseudoclimacograptus*, etc.) and rather rare remains of other groups (trilobites, brachiopods, etc., also supposed land-plant *Bojophyton pragense* Obrhel found at Prague). Phytoplankton (acritarchs) is common. Ichnofossils are common but less diversified, represented by monotonous *Planolites* and *Chondrites* dominated assemblages. This association can be possibly ranged within a deeper subtidal life zone (Benthic Assemblage 5—6 in Bouček's classification).

At many places in western part of the Barrandian (environs of Rokycany and Mýto), at Prague, and in the eastern part of the basin (Ůvaly, Brandýs n. Labem) the claystones contain numerous siliceous (originally carbonate) concretions. They yielded common, prevalently benthic macrofauna of great diversity: trilobites (about 60 species known), orthid brachiopods, carpoids and other echinoderms, gastropods, hyolithids, nautiloids, bivalves, ostracods, etc. (see the list e.g. in Havlíček and Vaněk 1966). Pelagic elements are also present (graptolites — particularly *Didymograptus*, the phyllocarid *Caryocaris*, etc.); acritarchs and chitinozoans are prolific. The whole macrofossil assemblage contains about 170 species so far described; microfossils are known incompletely. Organic remains preserved and

often accumulated in concretions are usually well preserved showing no marked traces of transport: trilobites rather frequently in complete exoskeletons, carroids not disarticulated, articulated shells of brachiopods. Trilobites with well developed eyes predominate, although some forms with reduced eyes are present (*Ectillaenus*, *Trinucleoides*, some dalmanitids) and bathypelagic cyclopygids are rather common (*Cyclopyge* a.o.). Havlíček (1982) called the assemblage according to the characteristic brachiopod genus "The *Euorthisina* Community" and ranged it within the Benthic Assemblage 3 and possibly deeper in Boucot's (1975) classification. The depth can be estimated at several tens of meters, while the depth of the deposition of "normal" black shales at several hundreds of meters.

Minor depths characterized the marginal parts of the basin, where basal breccias, conglomerates, and sandstones are developed. In a great part of the basin volcanic center evolved consisting of huge accumulations of volcanites and volcanoclastic rocks. The volcanic material was spread far from the volcanic center and formed layers of tuffs, tuffites and tuffitic shales.

Lenses of sedimentary iron ores, partly oolitic, are bound to the Šárka Formation. They are limited mostly to marginal parts of the basin. They are mainly hematitic, but pass often basinwards into chamositic and sideritic types. They contain only small fragments of brachiopods — this indicates that the life conditions were very unfavourable. Shale intercalations and intimately overlying shales yielded at several places graptolite fauna — evidently transported and deposited by currents (e.g. Mnššek, Krušná hora). Trace fossils of *Bergaueria* and *Planolites* types are present in shale and siltstone layers within and near the ores.

Long discussion about the source of iron and depositional environment of the sedimentary iron ores led to the idea of terrigenous source of iron, even though weathered volcanites and tuffs might have served also as an important source. Iron ores deposited in extremely shallow water in high-energy environment, mostly in partly sheltered parts of the basin (the barriers were formed by sills, horsts, and volcanic accumulations). The conditions in these sheltered marginal parts of the basin differed from those in the main basin, mostly in lower salinity and greater concentration of iron and heavy metals in water. All the sediments associated with iron ores possess higher amounts of iron, manganese, and heavy metals than these in the main central parts of the basin (Kukal 1963).

In general, the fauna of the Bohemian Llanvirnian (Šárka Formation) markedly differs from that of the Arenigian (under-

lying Klabava Formation) not only in much greater diversity, but particularly in an influx of new elements; majority of genera of trilobites and other benthic organisms occur here for the first time, e.g. trilobite genera *Selenopeltis*, *Leiagnostus*, *Pricyclopyge*, *Degamella*, *Symphysops*, *Ectillaenus*, *Uralichas*, *Colpocoryphe*, *Pharostoma*, *Bohemilla*, *Bathycheilus*, *Placoparia*, *Areia*, *Trinucleoides*, *Eoharpes* a.o. and the same holds for echinoderms, brachiopods, hyolithids, gastropods, bivalves, nautiloids a.o. Among graptolites, the common occurrence of *Didymograptus* and *Corymbograptus* is most characteristic. The general influx of new elements points to a transgression which allowed the invasion of new benthic and pelagic fauna.

The greater part of sediments of the Šárka Formation belongs to the anoxic (euxinic) facies which is clearly bound to great transgression (see Leggett et al. 1981). Eustatic curves (Vail et al. 1977) do not show marked transgression in Llanvirnian times because they mostly indicate the undifferentiated rise of sea level from the basal Ordovician to the Mid-Ordovician, but the evidence from many regions shows that the Llanvirnian transgressive and mostly anoxic event was really of world-wide character. Data on the Llanvirnian transgression are known from many areas of Europe (apart from the Barrandian, particularly from S. Wales, France, Spain, Sweden) where the onset of graptolitic shales and invasion of *Didymograptus* (*Dulymograptus*) are well traceable. A similar picture is reported from north Africa, Saudi Arabia, platform North America, and Australia (data summarized in Fortey 1984). General character of the Llanvirnian facies and faunas from Bohemia fits thus well the worldwide Llanvirnian trend and pattern.

### **Suite of the Mid-Ordovician events**

The Llandeillian and a part of the Caradocian sequence (Dobrotivá and Libeň Fms.), can be subdivided into units with predominantly sandy character and units with clayey nature. The thickness of individual units varies from 30 to 120 m. Each boundary between sandy and clayey unit can be classified according to the event stratigraphy as a minor event (or event of the second or third order).

Moreover, sandy units can be subdivided into a number of sandstone strata alternating with strata composed of finer sediments. Stratum thickness varies from several tens of centimeters to several meters. Each stratum boundary can be taken for a small-scale event.

Sandstones of sandy units are represented by supermature quartzose sandstones, fine- and medium-grained with occasional intercalations of fine-grained conglomerates. Rounded clasts prevail being cemented with silica cement. The silica content of the sandstones is as high as 99 per cent. They possess only ultrastable association of heavy minerals. Sandstones are usually without body fossils, but organic life is documented by very common ichnofossils: vertical burrows of *Skolithos* (= *Tigillites*) and *Monocraterion* types strongly dominate representing the characteristic *Skolithos* Ichnofacies. Some dark grey siltstone and subgreywacke layers embedded in sandstone sequences contain somewhat different ichnofossil assemblage dominated by intrastatal *Planolites* burrows; vertical burrows of *Monocraterion* type are also common, but not prevailing. Traces oblique to bedding and horizontal traces predominate, they correspond to a less diversified *Cruziana* ichnofacies. Body fossils were found in the sandstones only at several localities, where they are represented by fragmented and sorted remains of disarticulated trilobites, orthid brachiopods, echinoderms, conulariids, etc. (Havlíček and Vaněk 1966). In thicker sandstone (quartzite) layers, they are associated with mud and siltstone pebbles (e.g. in the Řevnice Quartzite in the environs of Rokycany and Zbiroh towns in western part of the basin).

The clayey units and claystone intercalations in sandy units are mostly pure claystones passing into silty and sandy claystones. Because of their dark colour and higher content of org. C (av. 0.4 per cent, max. 1.1 per cent) they can be taken for black shales. The biofacies of the shales of the Dobrotivá Formation is similar to that of the Šárka Formation (see above): shales are usually very poor in macrofossils (*Caryocaris*, inarticulate brachiopods, graptolites, etc.). Markedly richer fauna is concentrated in carbonate concretions at some paleontological localities in the vicinity of Prague and in western part of the basin: rather common trilobites (about 50 species described), hyolithids, gastropods, bivalves, conulariids, less common echinoderms, brachiopods, nautiloids, etc. accompanied by pelagic elements (*Caryocaris*, graptolites, acritarchs, chitinozoans). According to Havlíček (1982), the claystone facies of the Dobrotivá Formation contains the *Paterula circina* Community which belongs to a rather deep water life zone of Boucot's Benthic Assemblage 6, although the paleontologically richer layers may indicate some shallower environment. Shales of the Libeň Formation are almost devoid of macrofossils and only sporadic finds of brachiopods, trilobites, and phyllocarids are known. They correspond again to the deep water *Paterula* Community according to Havlíček (1982).

On the boundary between sandy and clayey units some small lenses of sideritic, silicate and haematitic iron ores occur. A lens near Kařízek, which overlies volcanites and underlies shales, yielded well preserved large conulariids *Metaconularia imperialis imperialis* (Barr.); other fauna, which is rare, is analogous to shale facies of the Dobrotivá Formation.

From the sedimentological and palaeoecological viewpoints, it can be summarized that quartzose sandstones (quartzites) are a product of shallow water environment called "prograding sandy shoreline" (i.e. sand bars and barriers, sand flats, neritic bottom above wave base). Clayey sediments were deposited below wave base, mostly in anoxic conditions. Sandstone layers markedly split and pinch out basinwards. The basin depth increased from its margins to the center from zero to several hundreds of meters.

Minor events — alternation of sandy and clayey units was previously explained mainly in terms of the uplift and subsidence of the rises bordering the basin. Their uplift resulted in the onset of sandy sedimentation and vice versa. According to present views the beginning of the deposition of black shales might indicate sea level rise and deepening of the basin. Anoxic conditions invaded the water column synchronously with the sea level rise. On the other hand, the shallowing of the basin led to the spreading of sandy material over the greater part of the basin floor.

The alternation of sandy and clayey layers within the sandy units was caused by small scale events. The boundaries between the beds are sometimes sharp, sometimes gradual, often bioturbated. Wash-outs are numerous, graded bedding almost absent. Turbidity sole marks are lacking. Thus the turbidity current mechanism of deposition of sandy layers can be excluded. On the other hand, wedge-shaped and also hummocky cross bedding associated with heavy mineral concentrates speaks in favour of intensive wave activity and reworking. Storm effects in the deposition of sandy layers are very probable. Heavy storms spread sandy material into greater depths of water and deposited real tempestites. Single storms could deposit only thin strata, several centimeters or tens of centimeters thick. For thicker quartzite beds we must suppose either amalgamation and deposition of several successive heavy storms, or temporary shallowing of the basin which caused the lateral shift of sandy facies basinwards. This depositional mechanism was typical of the Skalka and Řevnice Quartzites.

Two sandy units, Skalka and Řevnice Quartzites, indicate two sea level drops of about several tens of meters. First regression occurred in the Lower Llandellian (Dobrotivian), the second



higher within the Llandeilian. These regressive phases did not cause pronounced changes in the configuration of the basin and breaks in sedimentation. Lower Llandeilian regression has some analogies in other areas (England, Saudi Arabia, SE China, a.o., comp. Fortey 1984). The deepening of the basin expressed in the shale facies of the Libeň Formation may precede the beginning of the worldwide Caradocian transgression. Unfavourable life conditions in the sea and the lack of fossils, hinder to make any exact conclusions on the onset of the Caradocian transgression in the Barrandian according to the standard graptolite zonal scheme.

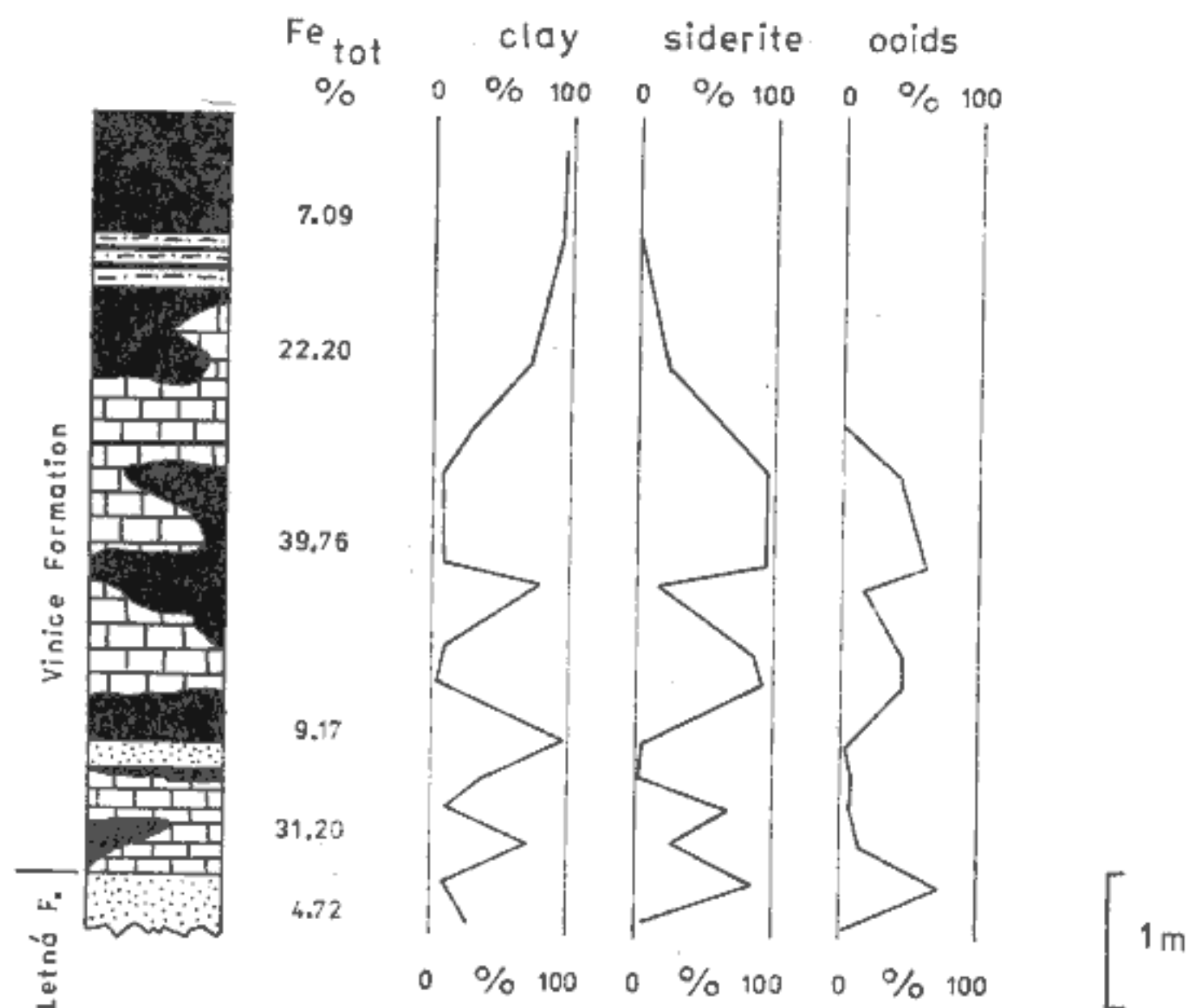
### The Lower Caradocian Event

The Lower Caradocian Event is placed to the boundary between the Letná Formation and the overlying Vinice Formation. This boundary is similar to those between underlying set of sandy and clayey units, but is more pronounced and marked with well developed lens-like horizon of sedimentary iron ores (Zdice-Nučice "Horizon", see fig. 4).

The Letná Formation is developed mostly as a manifold alternation of coarser and finer sediments (bed thickness usually from several centimeters to several tens of centimeters). Coarser layers consist of fine-grained sandstones (subgreywackes), often with dolomitic and calcitic cement. Finer beds are formed of sandy siltstones, clayey siltstones, and clayey sandstones. All the sediments are strongly bioturbated. Graded bedding is mostly absent. Sediments are mineralogically and chemically mature.

The sediments of the Letná Formation are generally poor in fossils except for ubiquitous trace fossils. Palaeontologically rich layers are concentrated in the upper part of the Formation in the NW limb of the basin in the neighbourhood of the town of Beroun (classic localities as Děd, Trubská, Veselá, etc.). Here, organic remains show traces of local transport (they are mostly fragmentary, concentrated in thin layers and lenses, sorted according to their size). Trilobites *Dalmanitina socialis* (Barr.) and locally also *Deanaspis goldfussi* (Barr.) dominate being accompanied by less common brachiopods (particularly orthacean), conulariids and other subordinate groups, namely crinoids, carpoids, cystoids, bivalves, gastropods, benthic ostracods, nautiloids, rare merostomes and others non-trilobite arthropods (fauna discussed by Chlupáč 1965, Havlíček and Vaněk 1966, Havlíček 1982). According to Havlíček (1982), this association

corresponds to shallow subtidal zone; Benthic Assemblages 3 to 4 in Boucot's (1975) classification. More than 100 species are described from the Letná Formation. Trace fossils are abundant and diversified — in general the association corresponds to the *Cruziana Ichnofacies* in Seilacher's sense: common epi- and intrastratal burrows, irregularly inclined, horizontal and vertical traces of *Domichnia*, *Fodichnia* and *Pascichnia* (common *Skolithos* and *Monocraterion*, *Diplocraterion*, *Arenicolites*, *Planolites*, *Palaeophycus*), but also epistratal *Gordia*, *Didymaulichnus*, *Bifungites* a.o.



4. Examples of sequences reflecting the Lower Caradocian Event  
Petrographical changes within the Letná and Vinice Formations boundary beds, showing the variation in the grain-size and contents of carbonate, clay and ooids. Chrustenice ore mine, sw. of Prague

Some facial changes can be observed in the Letná Formation. In the marginal parts of the basin the deposition in the littoral zone is evidenced by the presence of mud cracks, rill marks, wrinkle marks, etc. The bulk of the sequence can be interpreted as inundites deposited within the reach of the input of river-borne material. Flood

stages alternated with low water stages which caused the alternation of coarser and finer sediments.

The overlying Vinice Formation is represented by a sequence of claystones with black colour (i.e. typical black shales, with the average org. C content 0.68 per cent, max. 1.2 per cent). Coarser admixtures, fine sand and silt, are common. Carbonate concretions of various size are scattered throughout the shales (carbonate is represented by siderite and ankerite). Many shale layers contain greater admixtures of disseminated calcite aggregates. The fauna of black shales of the Vinice Formation contrasts with its uniformity with that of the Letná Formation. It consists of minute brachiopods [common *Paterula bohémica* Barr., *Aegiromena aquila aquila* (Barr.)], small infaunal bivalves, rather common trilobites *Deanaspis senftenbergi* (H. and C.), *Dalmanitina proeva* (Emmr.), *Selenopeltis inermis beyrichi* H. and C., ostracods, hyolithids, less common graptolites, etc. According to Havlíček (1982), this fauna belongs most likely to rather deep water Benthic Assemblage 6 in Boucot's (1975) classification.

Anoxic conditions governed in the whole basin during the deposition of black shales of the Vinice Formation. Slight temporal aeration enabled the inhabitation of the bottom by benthic fauna and deposition of carbonate. Sea level was higher than during the sedimentation of the Letná Formation and the maximum basin depth could be estimated at several hundreds of meters.

The boundary between the sandy Letná Formation and the clayey Vinice Formation is followed by lens-like horizon of sedimentary iron ores. Ores are oolitic with chamositic and sideritic ooids (sometimes also hematitic and even magnetitic) and mostly sideritic groundmass. Sandy, silty, and clayey admixtures are common as well as phosphate (of apatite structure). The fauna is very rare in the ore, but lens-like layers yielded some special forms, e.g. cystoid *Orocystites helmhackeri* (Barr.), *Hippocystites batheri* Chauvel, trilobites *Cekovia goetzi* Šnajdr, *Marrollithus ornatus paulisper* Přib. et Van., *Selenopeltis inermis cap* Šnajdr. etc., gastropod *Platyostoma ferrigenum* Per., etc. Also accumulations of cystoids, parallelly arranged shells of orthocone nautiloids and some other fossils were observed. Benthic forms strongly prevail. The relationship to the fauna of the underlying Letná Formation and the mode of occurrence point to the subtidal zone, Benthic Assemblage 3 to 4 in Boucot's (1975) classification (Havlíček 1982). Some unusual life conditions are documented by character of the fauna.

The deposition of iron ores took place in the time interval when the basin stopped to be supplied with terrigenous siliciclastic

material. Thus chemogenic sedimentation was accentuated, especially in the marginal parts of the basin with shallow-water and sheltered environment. The former idea of the volcanic source of iron is being abandoned nowadays and terrigenous source is proclaimed (see K u k a l 1963b).

The eustatic curves (Vail et al. 1977, Harland et al. 1982) show high sea level stand during the Caradocian. Detailed analysis of Ordovician sea level changes (McKerrow 1979) shows a regression within the Caradocian followed by a transgression in the Late Caradocian (Marsbrookian to Onnian). This is known from Wales (Llandovery, Llandello areas), Shropshire. Progressive deepening during the Caradocian was found in Shropshire and similar pattern in north Africa (McKerrow 1979). Fortey (1984) indicates by his eustatic curve the highest stand of sea level during the Caradocian, even higher than during the Llanvirnian transgression. His curve does not show intra-Caradocian oscillations.

From the above-said it follows that the situation in the Barrandian corresponds to the main trend of the sea level changes during the Caradocian, namely to the marked Caradocian transgression. Large-scale events, however, were combined with local tectonic movements, and the transgressive event at the Letná-Vinice Formations boundary may indicate the beginning of somewhat delayed Caradocian transgression.

### **The Basal Kosov Event**

A very distinct event manifests itself on the boundary between the Králův Dvůr and Kosov Formations. This boundary corresponds to that between the Kralodvorian and Kosovian regional stages and falls within the Ashgillian (see fig. 5).

The Králův Dvůr Formation consists of pure claystones of greyish and grey-green colour. The amounts of coarser silty and sandy admixtures are generally small. Org. carbon content is generally low (below 0.15 per cent). The amount of carbonate and pyrite concretions rises locally. Pyrite seems to be of diagenetic origin. Pronounced changes can be observed in the topmost parts of the succession: The amount of sand admixture and calcite increases. Individual bed of silty marlstone (30—40 per cent  $\text{CaCO}_3$ ) develops; little higher also a thin, laterally persistent bed of coarse-grained gravelly sandstone appears. At the base of this bed the boundary between the Králův Dvůr and Kosov Formations is usually drawn.

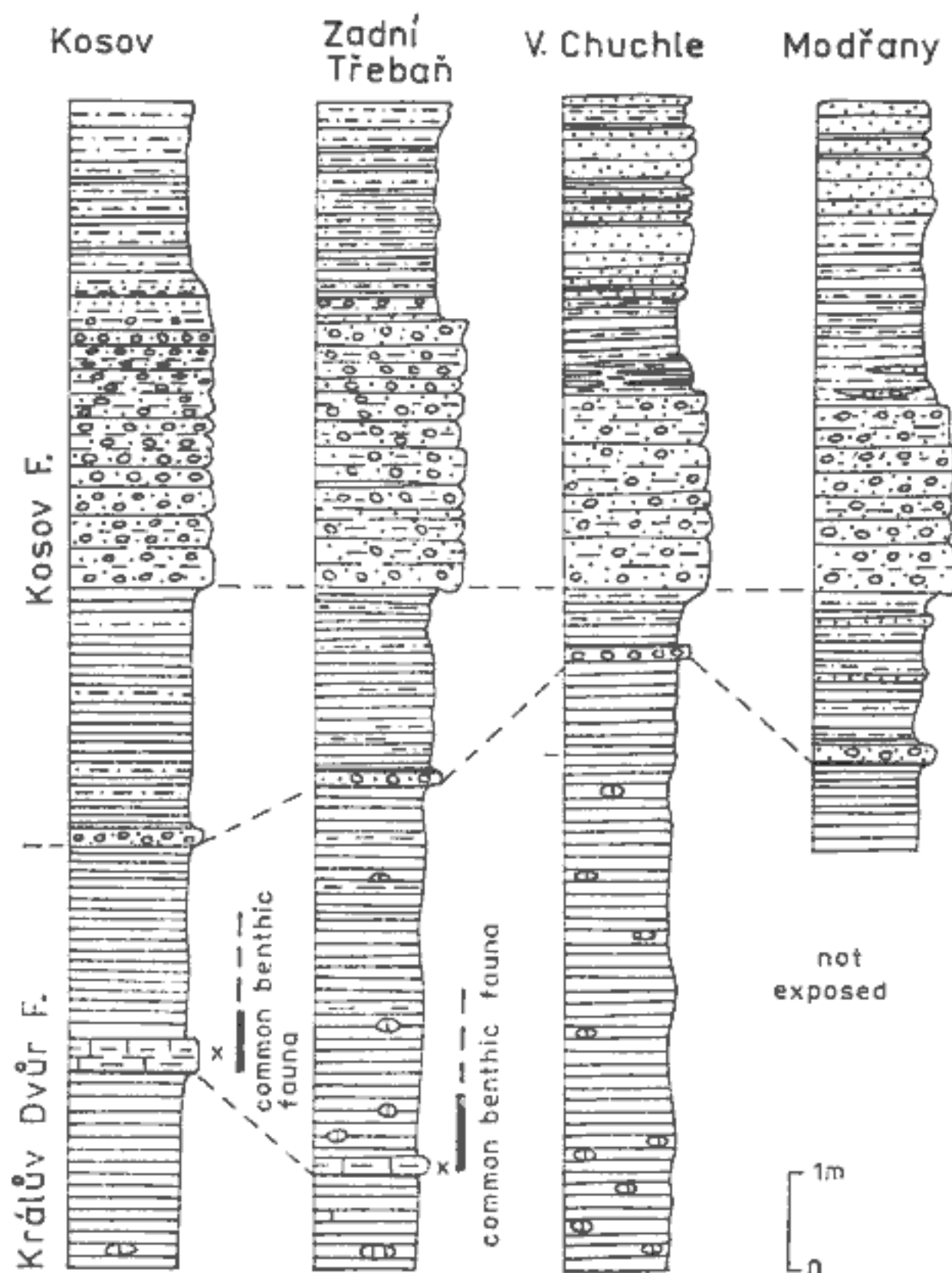
The fauna is not very common in the Králův Dvůr Formation, but its diversity is fairly great (more than 180 species described). Benthic organisms are richly represented (trilobites, brachiopods, bivalves, gastropods, ostracods, echinoderms); they are associated with nektonic and planktonic ones (nautiloids, graptolites, etc.). Clear faunal relationships to other European and even particularly northern areas (Poland, Kielan 1959, Tretaspis Shale of Scandinavia) may reflect warmer climatic influences. The topmost assemblage of the Králův Dvůr Formation is markedly different from the preceding one and is characterized by common trilobites *Mucronaspts grandis* (Barr.), *Stenopareia oblita* (Barr.), *Duftonia morrissiana* (Barr.), graptolite *Glyptograptus teres* (Perner), etc. (more than 50 species are known). This assemblage is bound to a single carbonate layer 10—30 cm thick (see above) and to overlying grey-green shales (Chlupáč 1951, Marek 1952). Upwards, this assemblage rapidly disappears and a few meters higher a thin (usually 15 cm) layer of coarse-grained sandstone with mud and shale balls and fragments represents another persistent bed which can be found in all the sections studied. It is overlain by 1 to 3 m thick silty shale with rare fossils only.

The homogeneity of the clayey deposits of the Králův Dvůr Formation and low organic matter content indicate a deposition far below the wave base in the basinal, several hundreds of meters deep environment. Water masses were slightly aerated. The described changes in the topmost parts of the sequence, especially the increase of sand admixture and the appearance of micritic carbonate with benthic fossils indicate a pronounced shallowing of the basin.

The proper base of the Kosov Formation is made of coarse-grained and medium-grained sandstones. Cut-and-fill erosional structures can be observed on the base of this sandstone. This quartzose sandstone is well sorted, sometimes bimodal (coarser mode 0.5—1.0 mm, finer mode 0.05—0.1 mm) and passes even into the fine-grained conglomerate. In both sandstones and conglomerates clayey matrix is present and patch-like distribution of poikilitic calcite cement can be also observed. This basal Kosov sandstone represents undoubtedly extremely shallow water environment and there is even suspicion of continental fluvial deposition.

Above the basal sandstone layer there is a succession of alternating fine-grained sandstones, siltstones, and mudstones. The sandstones belong to the class of quartzose sandstones which are supermature with calcitic cement (often poikilitic). This sequence somehow resembles flysch deposits in a rapid alternation of coarser and finer deposits and

that is why it is often called "flyschoid sequence". It differs, however, from a true flysch by the absence of graded bedding and lens-like development of coarser strata. Body fossils are almost absent which



5. Examples of sequences showing the Basal Kosov Event Kosov hill near Beroun (quarry on the NW slope), Zadní Třeboň (railway cut), Velká Chuchle (slope on the left bank of the Vltava river), Praha - Modřany (highway cut at Tyršova čtvrť). x — carbonate layer with common benthic fauna

can be explained by the dissolution of calcareous shells and redistribution of the calcite into the cement. There were some doubts concerning the depositional environment of these sediments. Bouček and Přibyl (1958) according to the occurrences of some flysch sole

marks compared them to turbidites settled down in a deeper basin. There are, however, many evidences speaking in favour of a deposition in shallower sea, even with temporary emerging bottom: mud cracks, wrinkle marks, herringbone cross stratification, laminae and streaks of heavy mineral concentrates associated with wedge-shaped cross bedding, intercalations of conglomerates with deep wash-outs on their bases, common channeling, etc.

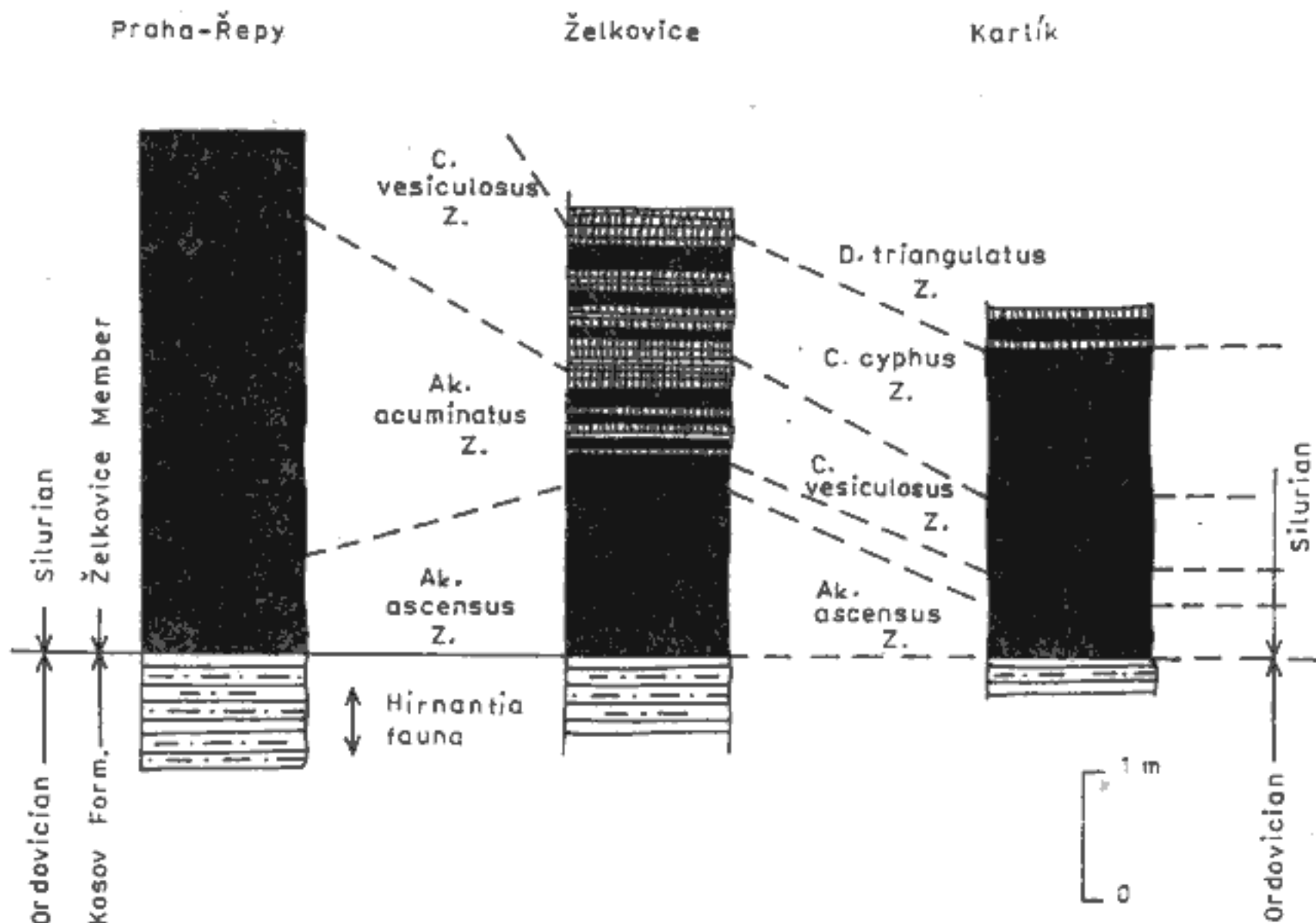
Although the body fossils are almost absent in the Kosov Formation, abundant ichnofossils of great diversity, and with predominance of epistratal crawling, grazing and resting traces, point to diversified organic life. Body fossils, as said above, were removed by dissolution of calcareous shells. The contrast to the underlying Králův Dvůr Formation is very marked and drastic change in life conditions may be postulated. Generally, the sequence of pronounced, in all 10 sections studied uniform and evidently contemporaneous changes, already recognized by previous authors (Chlupáč 1951, Marek 1952, Bouček and Přibyl 1958) reflects a set of events in the topmost Králův Dvůr and lowermost Kosov Formations. These may be easily explained by cooling and contemporaneous eustatic regression and might reflect the onset of glacial period known from the northern part of Gondwana.

A marked shallowing near the base of the Hirnantian (Kosovian) stage, expressed by sharp and commonly erosional contacts of basal clastic or other regressive sediments, is known from many areas, e.g. north England and Wales, Norway (Oslo region) and Sweden, the Armorican Massif, the Carnic Alps, Spain and Portugal, north Africa (Morocco, Algeria, Libya), China, and elsewhere (see McKerrow 1979, Brenchley and Newall 1984, Brenchley 1984, Rong Jia-Yu 1984 a.o.). The rapid extinction of the rich Králův Dvůr fauna is comparable with a similar extinction event recognized generally near the lower Hirnantian boundary (Brenchley 1984) which can be correlated with a rapid onset of glaciation at the base of the Hirnantian (Kosovian). Due to a smaller distance of the glaciated areas at the Gondwana, the impact of cooling on the development of fauna was probably more severe in the Barrandian than in the more northern areas situated in temperate to warm Ordovician climatic zones.

### **The Ordovician-Silurian boundary Event**

The base of the Silurian in the Barrandian is marked by an abrupt onset of graptolitic shales. The character of boundary beds

is shown on fig. 6. Greenish-grey siltstones and claystones of the Kosov Formation are overlain by dark grey and even black graptolitic shales. The shales near the base are rich in sandy and silty admixtures. Lamination is preserved due to the lack of bioturbation. Black shales contain often more than 3 per cent of organic carbon and common disseminated pyrite. Somewhat higher in the sequence (see fig. 6) diachronous onset of siliceous shales with radiolarians can be observed. Siliceous shales up to silicites are formed mostly of microcrystalline silica and they contain as much as 5 per cent of organic carbon. Recent detailed studies of boundary sections by Štorch (1982, 1985) offer a clear picture of this interval.



6. Three selected sections showing the Ordovician-Silurian boundary in different parts of the Barrandian (after P. Štorch, 1982, 1986)  
Z. — Zone, C. — *Cystograptus*, Ak. — *Akidograptus*, D. — *Demirastrites*

The topmost layers of the Kosov Formation with abundant burrows (*Arenicolites* and *Planolites*) yielded at several places in the vicinity of Prague a typical, topmost Ordovician *Hirnantia* fauna with the index brachiopods *Hirnantia sagittifera* (McCoy), *Dalmanella testudinaria* (Dalman), *Leptaena rugosa* Dalman, *Kinnella kielanae* (Temple) a.o. brachiopod species were reported, trilobites *Brongniartella*



*platynota* (Dalman), *Mucronaspis mucronata* (Brogn.), gastropods, nautiloids, hyolithids, crinoids, blastoids, conodonts, etc. including the graptolite *Glyptograptus bohemicus* Marek (Marek and Havlíček 1967, Havlíček and Marek 1973). According to Havlíček (1982), this assemblage belongs to a shallow subtidal life zone, Benthic Assemblage 3 to 4 in Boucot's (1975) sense.

The base of the Silurian graptolite shale facies falls biostratigraphically near the base of the *Parakidograptus acuminatus* Zone. The lower layers belong to the *Akidograptus ascensus* Sub-zone (corresponding to the lowest part of the *Parakidograptus acuminatus* Zone) and a complete sequence of lower Llandoveryan graptolite zones is demonstrable particularly in the SE flank of the Barrandian. Absence of some zones in the NW flank and in some sections at Prague may be explained by local submarine erosion that, however, did not disturb the concordant layering of shale beds and usually was not accompanied by any marked erosional features (Štorch 1986).

The Ordovician-Silurian boundary is a transgressive and anoxic event. Many recent papers underline the coincidence between the sea level rise and the onset of anoxic environment. Thus black shale facies usually indicates a great and rapid transgression (e.g. Leggett 1980). The mechanism of the formation of the anoxic environment by sea level rise is not yet fully understood and several ways are suggested: e.g. formation of hypolimnion and stagnation of bottom waters, washing of great amounts of organic matter into the basin, the boom of planktonic life and poisoning of bottom waters with organic matter, flooding of source areas which limits the supply of terrigenous matter, etc. All these factors or one of them might have come into operation on the Ordovician-Silurian boundary.

The character of this boundary expressed in the lithology and fossil content points to a short-time event. Owing to slow rate of sedimentation of graptolitic shales (2—3 cm/1000 years) the world-wide and biostratigraphically well documented extent of this event is demonstrable at the same level on different continents (see Berry and Boucot 1973, McKerrow 1979, Brenchley and Newall 1984). Explanation by a rapid climatic change — warming causing a glacioeustatic rise of the sea level — seems to be the best and widely accepted (Berry and Boucot 1973 a.o.). Expressiveness and global character of the event clearly support the practical applicability of the new Ordovician-Silurian boundary accepted by the International Subcommittee on Silurian Stratigraphy (comp. Holland 1984).

## The Upper Kopanina Event

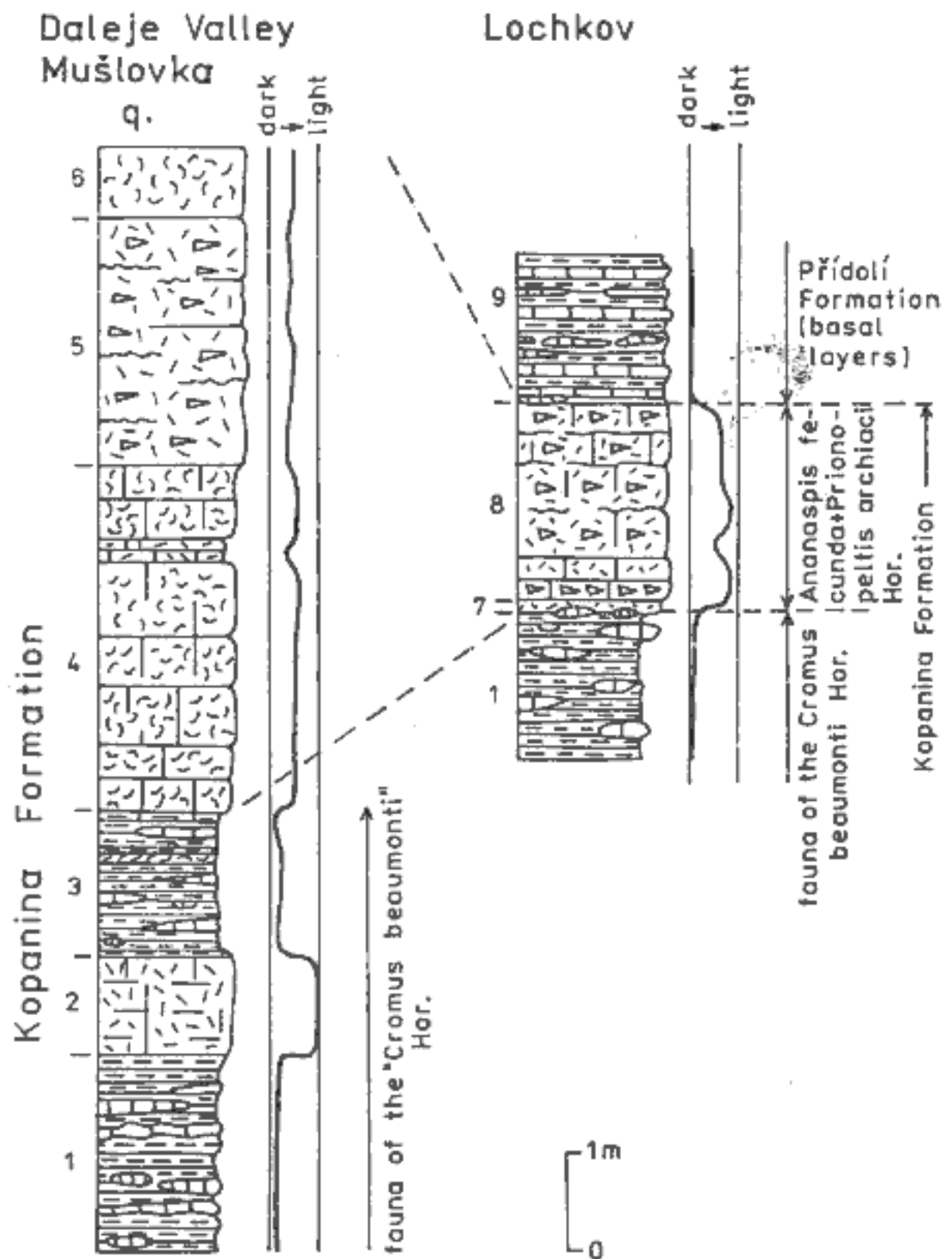
In studying the Mediterranean and central European Silurian sections, Jaeger (1976) came to a conclusion on an abrupt and  $\pm$  coeval onset of carbonate sedimentation within the Ludlovian, namely above the *Saetograptus chimaera* Zone. This change in facies is clearly manifested in north Africa (Morocco, Algeria), Sardinia, Saxo-Thuringian region of central Europe; some analogies of this event are traceable in the eastern Alps, Spain, and elsewhere.

In the Barrandian, the facies development is strongly influenced by submarine volcanic activity in Wenlockian and Ludlovian times. Lavas, granulates and volcanic tuffs are fringed by a wide spectrum of biotrital and biosparitic shallow water limestones. The individual limestone facies are distributed diachronically. In spite of that, a certain interval within the Ludlovian, namely from the base of the *Ananaspis fecunda* trilobite Horizon to the *Prionopeltis archiaci* Horizon deserves special attention. As already recognized by Horný (1955, 1962), a rather abrupt change in lithology and fauna is traceable in many sections. This change manifests itself sedimentologically by a decrease in insoluble residue and volcanic material content and by the onset of coarse and fine-grained biotrital and even whole-skeletal *Orthoceras* limestones.

Biostratigraphically, the most important feature is the invasion of the widely distributed genus *Ananaspis* which becomes the index fossil being accompanied by many other new elements, e.g. trilobites *Coniproetus* (*Ryckholtia*) *ryckholti* (Barr.), *Interproetus intermedius* (Barr.), *I. venustus* (Barr.), *Decoroscutellum haidingeri* (Barr.). Graptolites are usually scarce in the biotrital limestones of the level discussed, but assemblages of the zones with *Lobograptus scanicus* (*Monograptus chimaera*) and *Saetograptus linearis* were found below this level (Bouček 1936, Jaeger in Chlupáč et al. 1980, Přebyl 1983) and allow an approximate correlation with the level reported by Jaeger (1976). In the conodont biostratigraphy, this change falls within the *Polygnathoides siluricus* Zone (comp. Schönlaub in Chlupáč et al. 1980).

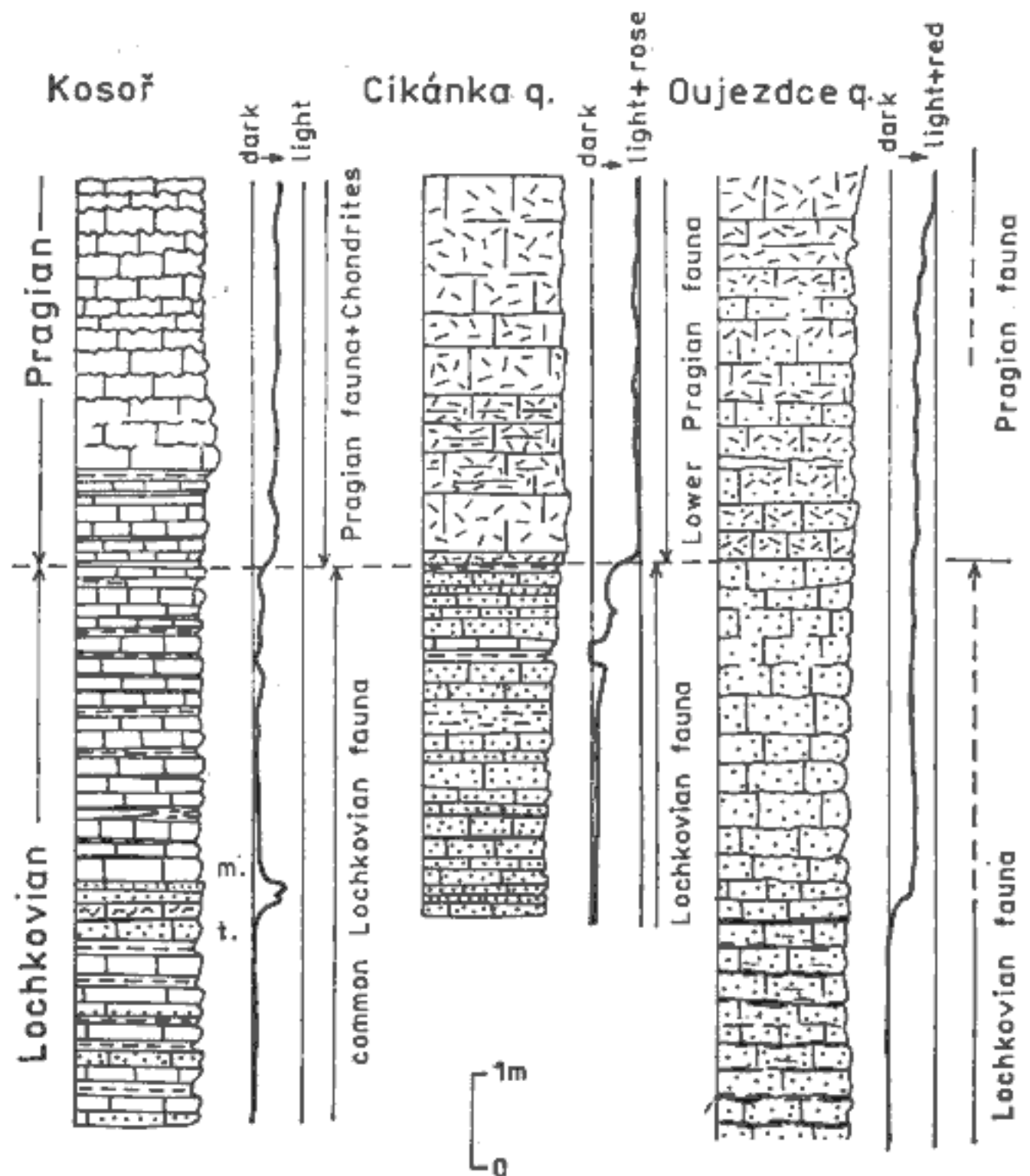
The character of this facies change points to a fall of sea level. This is in accordance with the presumed emersion of the Svatý Jan volcanic center in higher parts of the Kopanina Formation (Horný 1955, 1962). The regressive trend within the Ludlovian to which the discussed interval belongs, is widely recognizable

In the global scale (comp. Berry and Boucot 1980, 1973, McKerrow 1979 a.o.).



7. Two examples of Silurian sections showing the Upper Kopanina (Mid-Ludlovian) Event (supplemented after J. Kříž et al. 1980, 1983)
- Hor. — Horizon, 1 — calcareous and tuffaceous shales and dark limestones with *Cromus* (= *Encrinurus*) *beaumonti*, *Diacanthaspis minuta*, etc.; 2 — biodetrital bank with *Metacalymene baylei*; 3 — calcareous shale with *C. beaumonti* and *Monograptus* (*Saetograptus*) *fritschi linearis*, etc.; 4 — brachiopod limestones with *Dubaria megaera*, etc.; 5 — biodetrital cephalopod limestone; 6 — biodetrital limestone with *Dayia minor*, etc.; 7 — biodetrital limestone with *Ananaspis jecunda*; 8 — biodetrital cephalopod ("Orthoceras") limestone; 9 — dark limestones and calcareous shales of the basal Přídolí Formation

change is very distinct in deeper-water facies (upper Lochkovian Rado-  
tín and Kosoř Limestones, lower Pragian Dvorce-Prokop Limestones, all  
with Benthic Assemblages 4 to 6 in Boucot's classification — see  
Chlupáč 1983). Shallow water facies at the same stratigraphic level  
shows also comparable change (upper Lochkovian Kotýs Limestone  
versus Pragian Koněprusy, Vinařice a.o. Limestones with Benthic Assem-  
blage 3). The boundary effect in planktonic fauna is less distinct, but  
demonstrable (change in conodont, tentaculite, chitinozoan a.o.  
assemblages, see Chlupáč et al. 1985). Many relationships, however,  
can be found between the upper Lochkovian and lower Pragian fauna  
which document continuous evolution across this boundary.



8. Three examples of sections showing the Lochkovian-Pragian bound-  
ary Event.  
Kosoř — Černá rokle, Cikánka quarry at Praha - Slivenec, Oujezdce  
quarry near Suchomasty

Evaluating all these lithologic and palaeontologic features and changes, the Lochkovian-Pragian boundary seems to reflect rather non-dramatic, but relatively quick and synchronous event which can be explained by a fairly rapid but not very large lowering of the sea level. General shallowing of the basin can be proved by greater area occupied by shallow water biotrital limestones in the lower Pragian and also by a growth of massive algal-stromatoporoid-coral reefs in the Koněprusy area. Overlying late Pragian limestones, however, reflect gradual deepening of the basin and a slow transgression (Chlupáč 1957).

An analogous change and tendency within the Lochkovian-Pragian boundary is shown in the Saxonian-Thuringian and Frankenswald regions, where grey Tentaculite Limestone (Tentaculiten-Knollenkalk) overlies the dark Lochkovian Upper Graptolite Shale (see Zagora 1978, Alberti 1981, 1983). In the Carnic Alps the dark platy Lochkovian limestones are followed by lighter-coloured reefal and other Pragian limestones in some sections (Schönlaub and Flajs 1975, Jaeger and Schönlaub 1980) and an analogous picture is clearly documented in north Africa (Morocco, Algeria, e.g. Rabat Tiflet, Tafilalt, Sidi Ahroun, Ben Slimane, Beni Afeur, etc., comp. Alberti 1969, 1981, 1983). Shallowing and carbonate influx near the Pragian base is described from Sardinia (Jaeger 1976, Alberti 1983) and the onset of carbonate sedimentation in many sections of the Armorican Massif (Paris 1981) may be also connected with the Basal Pragian Event.

In the western North America, the widely distributed break between the Lone Mountain Dolomite and its equivalents and the McColley Canyon Formation (plus its equivalents) also reflects the lower Pragian regressive Event (Johnson and Murphy 1984, Johnson et al. 1985). The regressive phase between the Helderberg and Ulster Groups (Pre-Oriscany) of the eastern North America (see Johnson et al. 1985) falls partly in the interval considered occupying evidently a greater time-span.

Generally, the Lochkovian-Pragian boundary Event seems to be of world-wide importance. It is best developed in the pelagic basinal sequence whereas it is masked by a great supply of terrigenous material in the nearshore clastic Rhenish development.

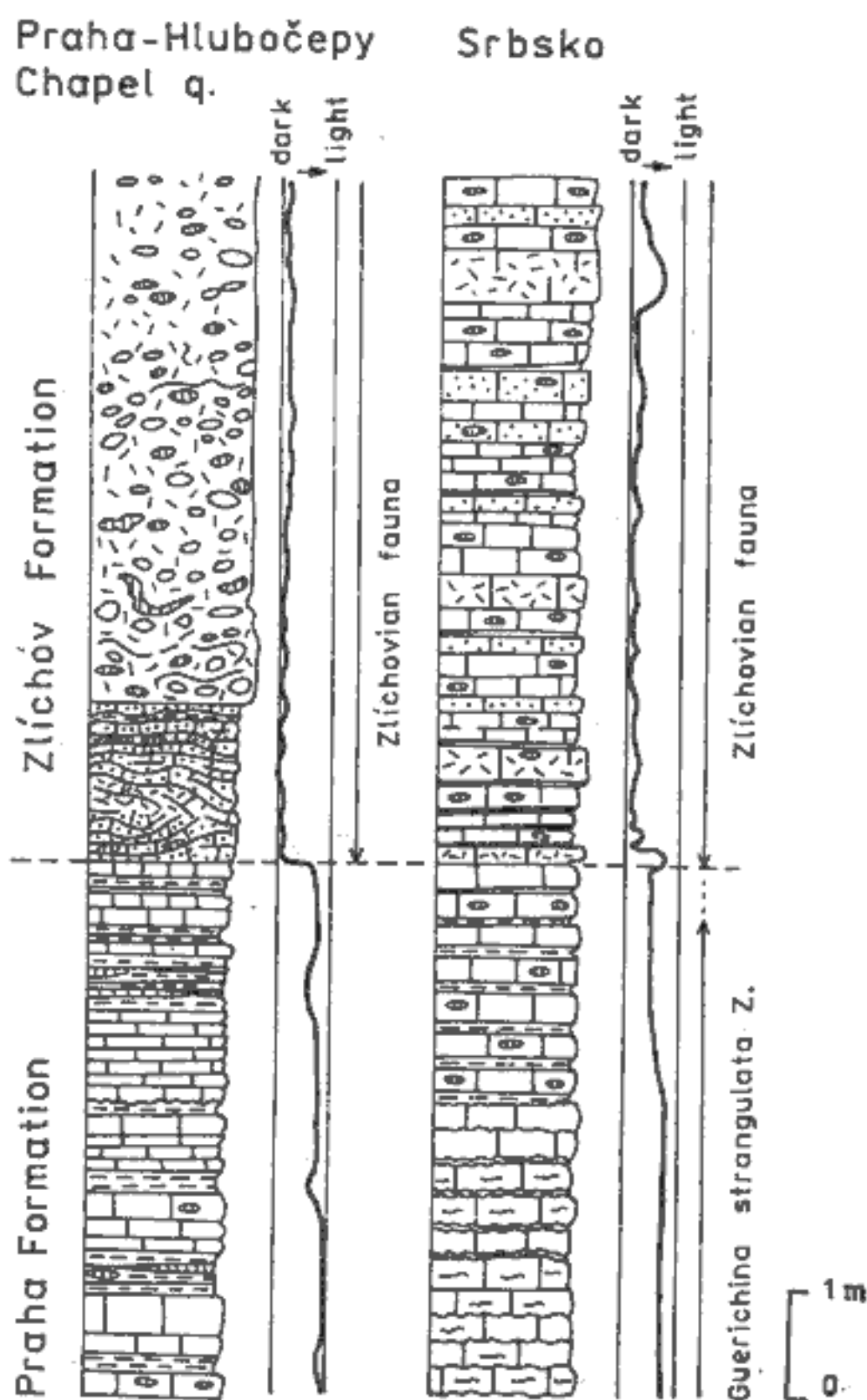
### **The Basal Zlíchovian Event**

The base of the Zlíchov Limestone indicates an event which caused some lithologic and biostratigraphical changes. Sediment-

ologically, this event manifests itself differently in different parts of the basin.

In the SE flank of the Barrandian this change is most distinct. The Pragian micritic limestones are overlain by a coarse biodetrital limestone passing even into breccia consisting of coral, crinoid and stromatoporoid fragments, other bioclasts, diverse limestone and also chert clasts. Layers of this breccia are up to 8 m thick and repeat several times in the section. The breccia is mostly mud-supported and deformed by a slump structure.

In the central and SW part of the basin, the boundary is less distinct. It manifests itself by layers of coarse- and medium-grained biodetrital limestone which are embedded in micritic limestones. Bio-



9 Two sections showing the Basal Zlichovian Event in different developments  
Praha - Hlubočepy, roadcut near the Chapel quarry, Srbsko, roadcut s. of the village

detrital limestones contain re-worked and sorted mostly smaller bioclasts transported by strong currents from a shallow water environment.

In the NW flank of the basin the boundary is indistinct and falls within a sequence of grey, well bedded micritic limestones with interlayers of calcareous shales (e.g. localities Svatý Jan, Damiš near Tetín).

A distinct change, as compared with the Pragian, can be observed in the basal Zlíchovian not only in the individual sections, but also in the general distribution of facies. In the Zlíčov Limestone, the biotrital facies is developed in the NE and E parts of the basin (maximum thickness at Prague — more than 30 m), whereas the micritic facies is in the NW flank. Thus the situation is opposite to that in the Lower Pragian.

The Pragian-Zlíchovian boundary is biostratigraphically less distinct and lineages of different faunal groups seem to continue across the boundary interval. This can be observed both in shallow and deeper water environments.

As concerns the trilobites, the *Reedops-Odontochile* Assemblage persists from the Pragian into the lower Zlíchovian showing changes merely on the species level. Some lower Zlíchovian species are descendants of the Pragian ones (Chlupáč 1977, 1983). Some brachiopods show a similar picture, particularly Strophomenidina and chonetids (Havlíček 1969, Havlíček and Racheboeuff 1979).

In spite of the different spatial distribution of reefal and peri-reefal facies, the shallow-water Pragian and lower Zlíchovian assemblages show a great similarity in composition. The species in the Koněprusy (Pragian) and Chapel Horizons (Zlíchovian) are closely related or identical, particularly among tabulates, fenestellid bryozoans, brachiopods and crinoids. This is an expression of persistence of reefal assemblages in general.

Some new elements appear in the lower Zlíchovian, particularly in dacryoconarid tentaculites (*Nowakia zlichovensis* Zone), brachiopods and conodonts, but the distinct influx of new elements including the beginning of the world-wide development of goniatites falls into the higher parts of the Zlíchovian.

Trace fossil assemblage of micritic limestones dominated by ubiquitous *Chondrites* persists from the late Pragian into the Zlíchovian. The boundary interval is characterized by a rich development of *Zoophycos*.

All the described changes accompanying the base of the Zlíchovian clearly correspond to some local events. In the SE flank of the Barrandian there was a distinct shallowing which resulted also in the

erosion of the underlying limestones and deposition of thick layers of limestone breccias. Local tectonics seems to be responsible for this shallowing.

### The Daleje Event

Great change in sedimentation occurred in the topmost Zlíchovian. Here, the Daleje Shale, consisting mainly of calcareous shales, became the typical facies. Moreover, general change in sedimentation can be observed over the whole territory of the Barrandian (more than 15 sections studied, Chlupáč 1959, Chlupáč et al. 1979).

In the greatest part of the Devonian of the Barrandian, the sections of the uppermost Zlíchov Limestone show the gradually increasing amount of interlayers of grey-greenish calcareous shales within the beds of biomicritic limestone. This sequence corresponds to the late Zlíchovian *Nowakia barrandei* tentaculite Zone (see classic sections in Praha-Zlíchov, Pekárkův mlýn near Solopysky, Choteč, Karlštejn, etc). Within the topmost Zlíchovian Zone with *Nowakia elegans* the shale beds start to dominate over limestones which are reduced to thin intercalations and lenses only.

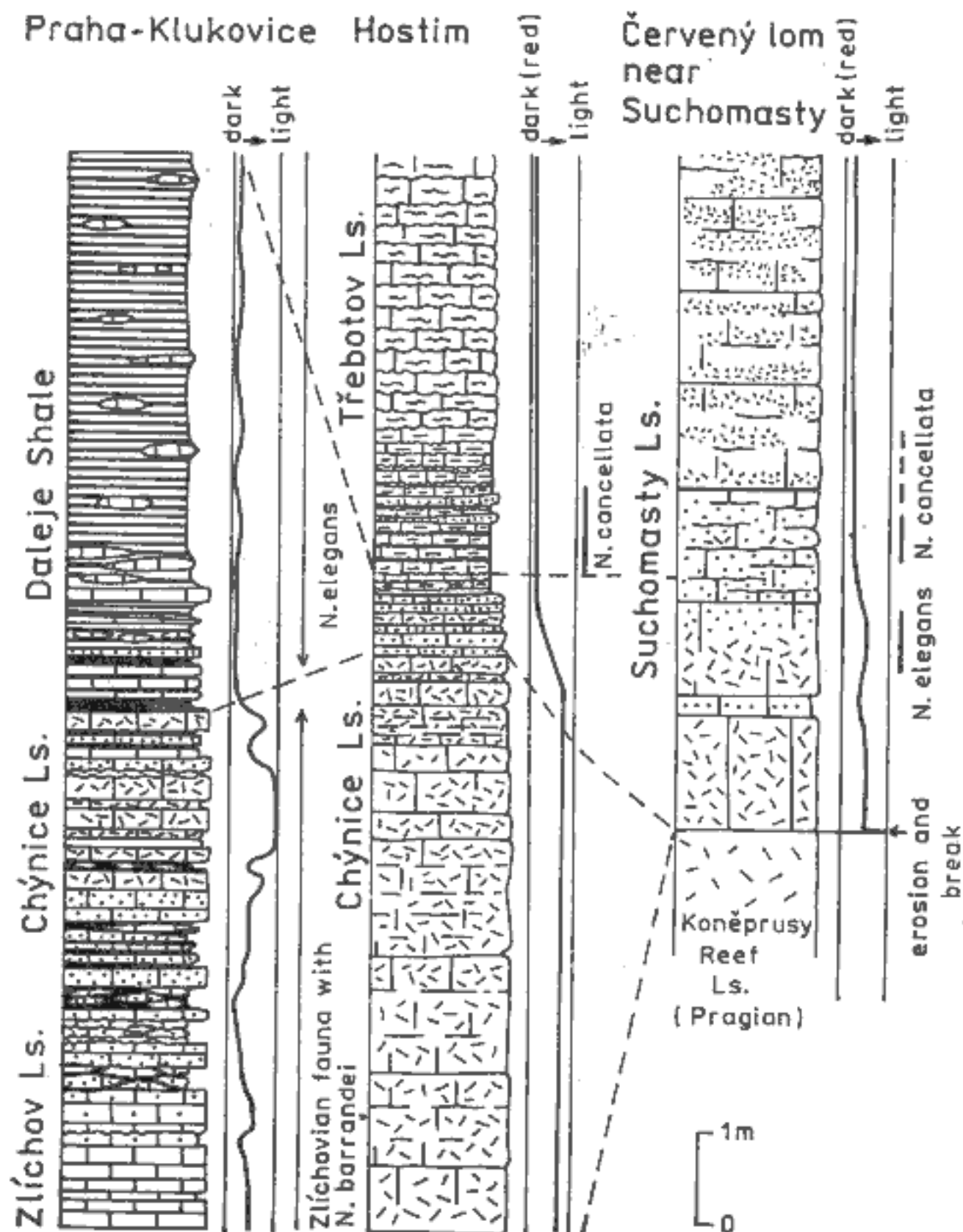
In the NW flank and SW part of the Devonian basin, the topmost Zlíchovian is developed as reddish, medium- and coarse-grained biosparitic, crinoidal, well sorted limestone (Chýníc Limestone) which belongs to the upper part of the *Nowakia barrandei* up to the *N. elegans* Zones. Near to the upper Zlíchovian limit the Chýníc Limestone is rather sharply overlain by greenish or reddish calcareous shales with micritic nodules (e.g. Bubovice), or by red nodular micritic limestone of the lowest part of the Třebotov Limestone of the lowest Dalejan *Nowakia cancellata* Zone (e.g. Hostim).

The Koněprusy area shows a special development: Basal layers of reddish biomicritic and biosparitic Suchomasty Limestone with proved *Nowakia elegans* Zone at its base transgress here after a significant break over the Pragian reef complex of the Koněprusy Limestone. Intensive erosion of the reef surface can be seen on the contact. The emerged reef surface was subjected to karst weathering and a network of open fissures developed which was subsequently filled with the material of the Suchomasty Limestone. The fissures re-opened later and were filled again in several phases by younger material (see Chlupáč 1955, Chlupáč et al. 1979).

Biostratigraphically, the faunal changes near the upper Zlíchovian boundary fall into the interval of the *Nowakia barrandei* — *N. elegans* —



*N. cancellata* tentaculite Zones which correlate with the upper part of the *Polygnathus gronbergi* to *P. laticostatus* conodont Zones (Klapper et al. 1978, Chlupáč et al. 1979). The faunal changes are very gradual (except the Koněprusy area): Among trilobites, the topmost Zlíchovian *Phacops-Pilletopeltis* Assemblage passes into the Dalejan *Phacops-Struveaspis* Assemblage by disappearance of some elements



10. Three sections showing the Daleje Event in different facies developments  
 Praha - Klukovice [outcrop at the former railway station], Hostim [w. of the village], Červený lom near Suchomasty [Koněprusy reef area]. Ls. — Limestone, N. — *Nowakia*

(e.g. *Phacops (Ph.) degener* (Barr.), *Reedops decorus* (H. et C.), *Odon-tochile* div. sp.) and their replacement by new ones [e.g. *Phacops (Ph.) superstes superstes* (Barr.), *Cyrtosymboloides superstes* (Barr.)]. There is also a close relationship between the late Zlíchovian and Dalejan *Orbitoproetus-Scabriscutellum* Assemblages (they occur in biodetrital Chýnice and Suchomasty Limestones) (comp. Chlupáč 1983). This points again to a gradual change. The development of other benthic, planktonic and nektonic biotas shows a similar picture of a gradual change (in goniatites extinction of *Anetoceras*, persistence of *Mimagoniatites fecundus*, and the influx of new species of *Teicherticeras*, etc., comp. Chlupáč and Turek 1983, overlapping of zonal index fossils, e.g. tentaculites). The ichnofossil assemblages dominated by ubiquitous *Chondrites* in all micrites and calcareous shales remained unaffected.

Reviewing the Dalejan-Zlíchovian boundary interval in general, the gradual character of the changes is expressive. In sections where fine-grained sediments of low-energy environments occur, the interval of change occupies several meters, whereas in those with biodetrital and more condensed limestones the change embraces much lesser range but is gradual as well.

The character of the change points to a gradual rise of the sea level. Its result was most conspicuous in the Koněprusy area, where the raised Pragian reef complex was drowned. The onset of clayey sedimentation of the Daleje Shales can be also explained by the deepening of the basin, slowing down of the carbonate sedimentation and intensive influx of the terrigenous fine siliciclastic material from the east. In the NW flank of the basin, the episodic coarser influx of biodetrital material (Chýnice Limestone) was replaced by deeper water sedimentation of calcareous shales and micritic limestone near the Dalejan base.

Changes of analogous character in a correlatable stratigraphic level are known from north Africa (Morocco and Algeria — retreat of the reefal and other carbonate facies and onset of deeper water Rahal Shale and its equivalents — Alberti 1969, 1970, 1981a,b), the Asia Minor, Bithynia (retreat of shallow water facies and onset of the Bohemian faunas near the Dede-Gebze Formations boundary — Haas 1968), N. Spain, Palencia (clayey influx in the lower part of the Arauz Formation, particularly at the top of the Requejada Member — Jahnke et al. 1983, Henn 1985), American Massif (facies change near the base of the Marettes and Marollières Formations and the Traon Group, Paris 1981).

In the sections in central Asia (Tian Shan, Khodzha Kurgan), the distinct deepening near the Kimovsk-Dzhausk Formations falls here (Kim et al. 1978). In some sections in southern China (Nandan, SE Yunnan), the Naplao and Pozeluo Formations are characterized by a new faunal influx (Yang et al. 1981). A distinct deepening of the basin during the roughly same time is shown from Novaya Zemlya where the dark carbonates of the Pakhtusov Formation with the upper Zlíchovian to Dalejan goniatites and conodonts overlie the shallow water limestones (Čerkesova et al., Nechoroševa et al., in Sokolov - Ržonsnickaja 1982).

The deepening in the corresponding stratigraphic level was clearly recognized by Johnson et al. (1985) in the western US, western Canada and New York. They place it within their cycle Ib.

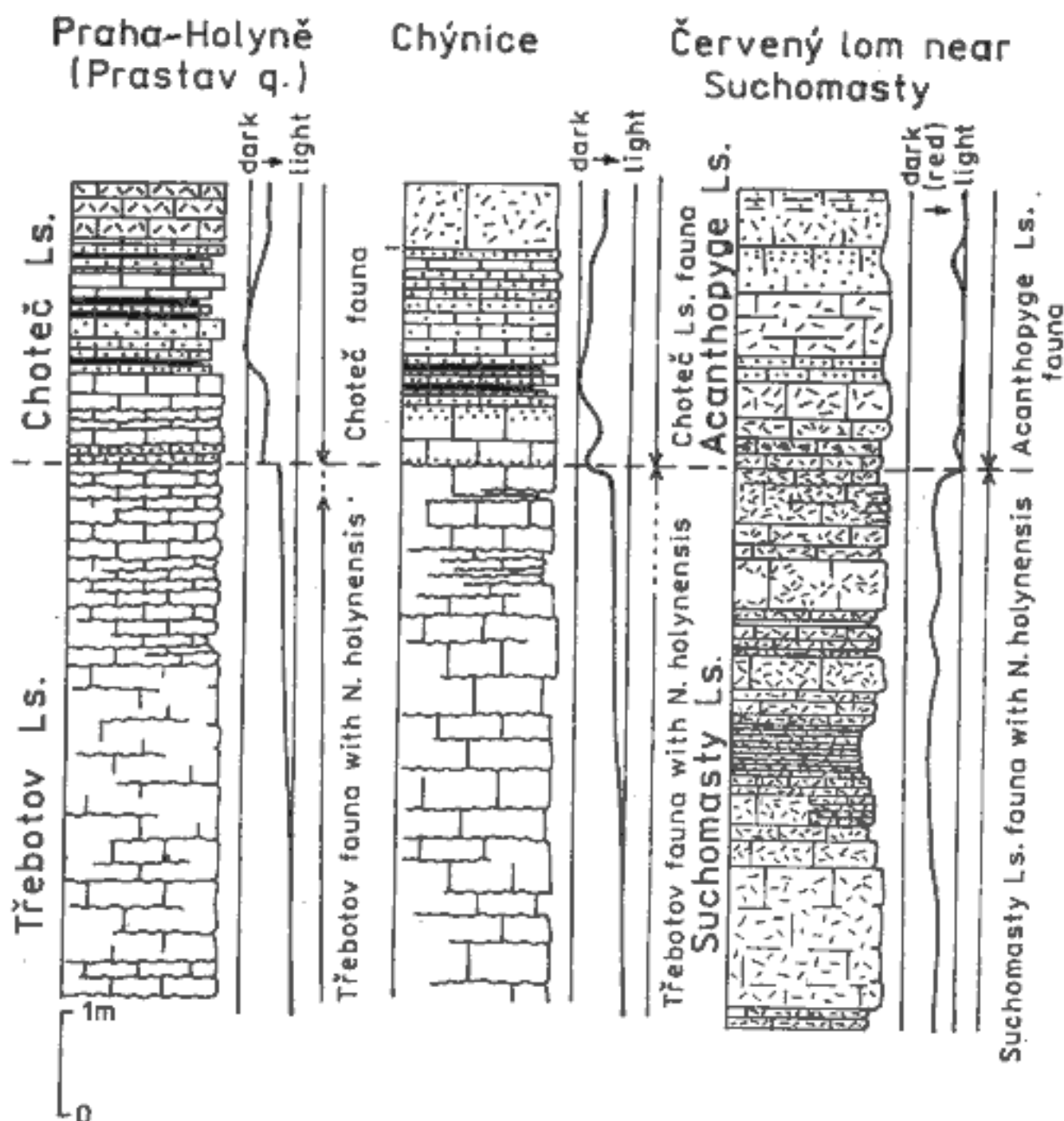
Recently House (1985) paid attention to the event character of this level stressing its expressiveness in the ammonoid development (extinction of *Mimosphinctidae* and *Auguritidae* is clearly demonstrated in the Barrandian sections — Chlupáč and Turek 1983). The difference of Upper Emsian faunas from those of the Lower Emsian demonstrated even in the clastic Rhenish development (Solle 1972) and particularly the decrease in provinciality in the Dalejan (Late Emsian) faunas may be influenced by this event. From the above discussion it follows that the Daleje Event has a global character and manifests itself by a gradual rise of sea level, deepening of basins which were often accompanied by clay deposition at the expense of carbonate sediments.

### The Basal Choteč Event

The boundary between the Třebotov and basal layers of the Choteč Limestones and their equivalents may point according to biostratigraphically evidenced stable level and lithologic + paleontologic evidence to a rather important event. This level is situated in the Barrandian slightly above (usually less than 3 m) the recently newly internationally defined Lower-Middle Devonian boundary, drawn according to the base of the *Polygnathus costatus partitus* conodont Zone (Ziegler and Klapper 1982). The interval was studied in the Barrandian in more than 10 sections (Chlupáč 1959, 1982, Klapper et al. 1978, Chlupáč et al. 1979).

The Třebotov-Choteč boundary falls within the continuous limestone sedimentation. The base of the Choteč Limestone is characterized by abrupt onset of darker coloured biomicritic and biosparitic

limestone layers within lighter micritic limestones. Upwards, usually within an interval of 1—2 m, the amount of darker biosparites increases and micritic layers become also darker. Thin intercalations of dark calcareous shale appear. The change in colour is usually gradual; the trend to a darker colour is observable already in topmost 1 to 2 m of the Třebotov Limestone below the first biosparite layer of the Choteč Limestone. In the shallow water development in the Koněprusy area, the biostratigraphically correlatable level represents the Suchomasty-Acanthopyge Limestones boundary. It is characterized by an onset of basal biosparitic and aggregate (grapestone) carbonates of the Acanthopyge Limestone (locally with sedimentary breccia) sharply overlying the reddish-grey biomicritic up to biosparitic crinoidal Suchomasty Limestone.



11. Three sections with effects of the Basal Choteč Event  
 Praha - Holyně, Prastav quarry (Lower-Middle Devonian boundary parastratotype), Chýnice (outcrops near the former Jelníkův mlýn), Červený lom near Suchomasty (Koněprusy area).  
 Ls. — limestone, N. — *Nowakia*

Biostratigraphically, this level is characterized by a clear faunal change: new forms appear among trilobites — e.g. *Leonaspis pigra* (Barr.), *Aulacopleura bohémica* (Přib.), *Koneprusites* div. sp., *Cyphaspides holynensis* Růž., *Phaetonellus planicaudus* (Barr.), *Struveaspis fugitiva* (Barr.) a.o., goniatites *Agoniatites (Fidelites) occultus* (Barr.), *A. (F.) fidelis* (Barr.), *Pinacites jugleri* (Roem.) a.o., the index dacryconarid tentaculite *Nowakia sulcata sulcata* (Roem.), conodonts, brachiopods, nautiloids, etc., whilst many forms of the underlying Třebotov and Suchomasty Limestones become extinct (see Chlupáč et al. 1979, Chlupáč 1982, 1983, 1985). In the zonal subdivision, this level roughly corresponds to the boundary between the tentaculite Zones *Nowakia holynensis-N. sulcata sulcata* and conodont "lineage" Zones *Polygnathus costatus partitus-P. c. costatus*.

The synchronousness of the onset of biosparite layers of basal Choteč (Acanthopyge) Limestone in the Barrandian sections is biostratigraphically evidenced. Change in colour and increase in organic carbon content point to gradual onset of partly anoxic conditions caused by a deepening of the basin. Even though the change in sediments and fauna seems to be abrupt, some gradual character can be observed; some new faunal elements appear already below the first distinct biosparitic layer of the Choteč (or Acanthopyge) Limestone.

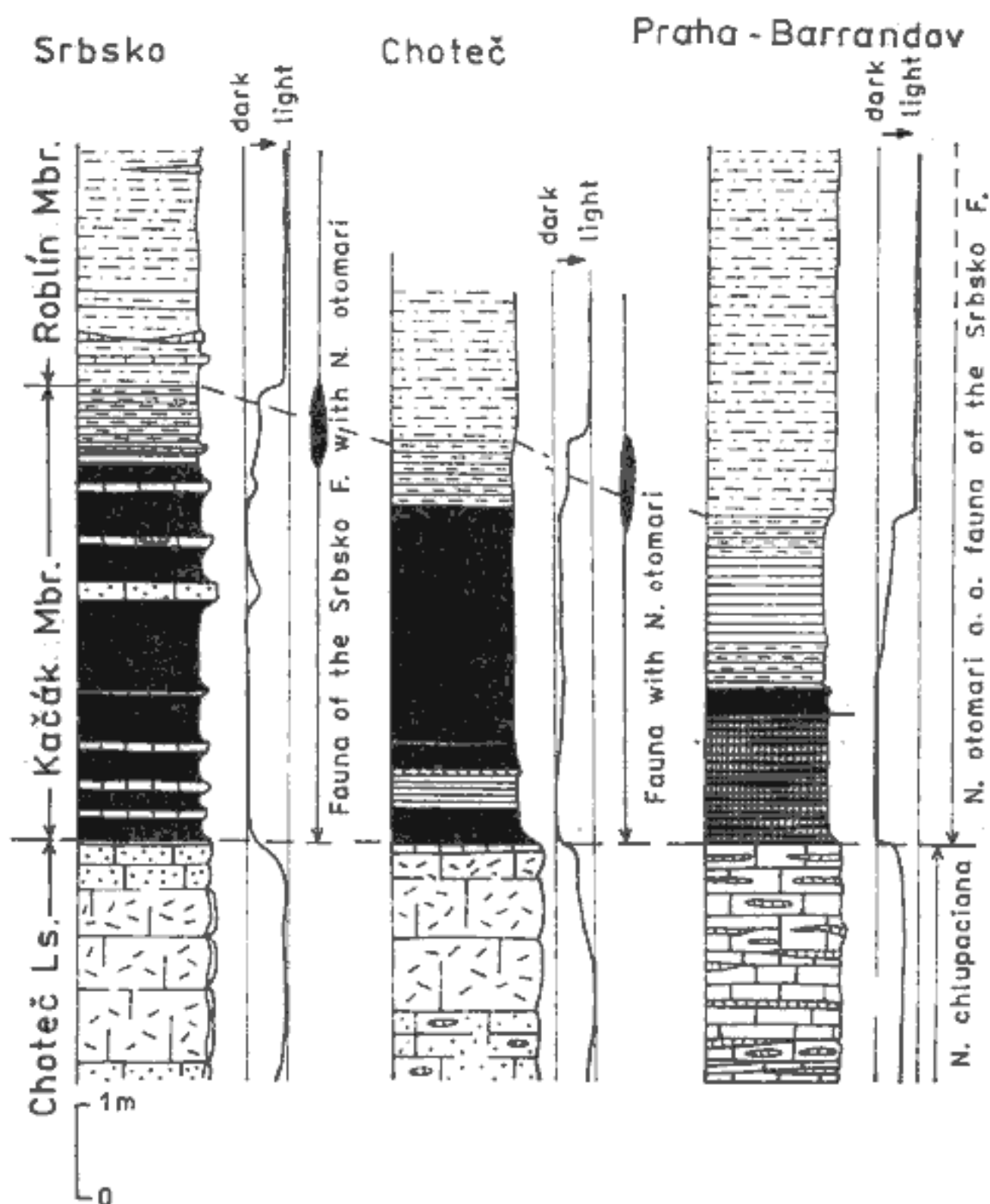
Correlatable change in lithology and fauna is distinctly expressed in many Devonian regions with pelagic limestone facies: in north Africa (Morocco — Alberti 1980), Rheinisches Schiefergebirge and Harz Mts. (Requadt and Weddige 1978, Alberti 1980), Thuringia and Frankenwald (the base of the Schwarz Shale — Alberti 1980), Armorican Massif (the base of the St. Fiacre Formation, Morzadec 1983), N. Spain (the base of the La Loma Member — Jahnke et al. 1983, Henn 1985), the Ural Mts. (upper limit of the *Zdimir pseudobaschkiricus* Biozone — Sapelnikov and Mizens 1980). Event-character of this level might positively influence the wide recognition of the base of the *Polygnathus costatus costatus* conodont Zone (comp. Klapper and Johnson 1980, Johnson et al. 1985). The extent of recognition of the level discussed evidently depends on the degree of exact biostratigraphic studies.

### The Kačák Event

The boundary between the Choteč Limestone and the overlying Kačák Shale Member of the Srbsko Formation belongs to the sharpest stratigraphical boundaries in the Barrandian. The base and de-

velopment of the Kačák Member show a remarkable persistence in all the 15 sections studied being thus an important stratigraphic horizon (Chlupáč 1960).

The Choteč-Kačák boundary is distinct by its change in sediments: the underlying Choteč Limestone is developed as thinly bedded biomicritic and micritic limestone with bedded cherts (NE part of the basin) or as light grey thick bedded coarse biosparitic limestone (SW part). It is overlain by dark clayey shales (slightly silty with



12. Examples of sections with effects of the Kačák Event  
 Srbsko [classic Jahn's locality n. of the village], Choteč [n.e. of the village near the U Veselých farm], Praha - Barrandov [highway roadcut]. Ls. — Limestone, Mbr. — Member, F. — Fauna, N. — *Nowakia*

calcareous admixture) of the Kačák Member (total thickness is 2 to 15 m). The content of org. C may reach 1.5 per cent, disseminated pyrite is also common. In some sections (NE part of the basin) layers of a bituminous clayey limestone appear within the shales of the Kačák Member and also thin layers of siliceous shales and clayey silicites (radiolarites) can be found (Praha-Hlubočepy a.o.).

Upwards the clayey shales of the Kačák Member become greyish and brownish, the amount of quartzose silt is irregularly increasing together with larger organic remains. Kačák Shales are more or less sharply overlain by siltstones, clayey siltstones, and even sandy siltstones of the Roblín Member which show a typical flyschoid character.

The Choteč-Kačák limit represents a marked biostratigraphic boundary. It corresponds to the limit between the *Nowakia chlupactiana* (below) and *N. otomari* (above) Zones in the tentaculite zonation and to an abrupt change in other groups. The invasion of goniatites of Givetian character, e.g. *Agoniatites* of the *costulatus* and *vanuxemi* groups, common *Holzapfeloceras*, and the index *Cabrteroceras crispiforme* are characteristic. Benthic forms display also a remarkable change: common trilobites of the Choteč Formation (incl. the *Acanthopyge* Limestone — about 50 species known) are reduced to two rare species in the Kačák Member. Prolific brachiopods (about 40 species in the Choteč Formation) are reduced to few forms among which only inarticulates (Orbiculoidea) are frequent and an analogous decline is shown in other benthic animals. Planktonic and nektonic elements were less affected, but their faunal diversity becomes markedly lesser (dark Kačák Shales, contain dacryoconarid tentaculites, nautiloids, goniatites, small, probably epiplanktonic bivalves, radiolarians, sponge spicules and only subordinate small brachiopods, etc.). About 250 species are described from the Choteč Formation, whereas only about 60 from the Kačák Member. This difference is still accentuated by the fact, that the prevalent part of the subordinate benthic forms of the Kačák Member is concentrated in its upper parts where the life conditions markedly improved (comp. development in all the sections studied, Chlupáč 1960). Chondrites are prolific in some layers.

In the conodont biostratigraphy, the Choteč-Kačák boundary falls within the upper part of the *Tortodus kockelianus kockelianus* Zone, evidently not far from the base of the *Polygnathus ensensis* Zone.

The general character of this boundary points to a rapid and great change in the environment which is explained most likely by a quick rise of the sea level. The basin deepening was accompanied

by an onset of anoxic conditions. In its expressiveness, this limit is comparable with the Ordovician-Silurian boundary.

Analogous change in facies and fauna was recognized in many other areas. In the Ardennes-Rhenish area, a distinct influx of Bohemian (Hercynian) facies with the dark Odershausen Limestone falls in a correlatable level (Goldring et al. 1978, Krebs 1978). In some north African sections it is documented by dark shales with *Nowakia otomari* (comp. Alberti 1980, 1983) and the same is true for s. China (Yang et al. 1981). In the classic New York sections of the eastern North America, the onset of the Union Spring Shale with the Cherry Valley Limestone correlates with the Kačák Event and in the western North America the abrupt transgression near the base of the *Polygnathus ensensis* Zone (as one of the pre-Taghanic onlap transgressions) falls in the same broader interval (Johnson and Murphy 1984, Johnson et al. 1985). In the scheme of Devonian eustatic fluctuations presented by Johnson et al. (1985), this event falls within the interval of cycles Ie and/or If.

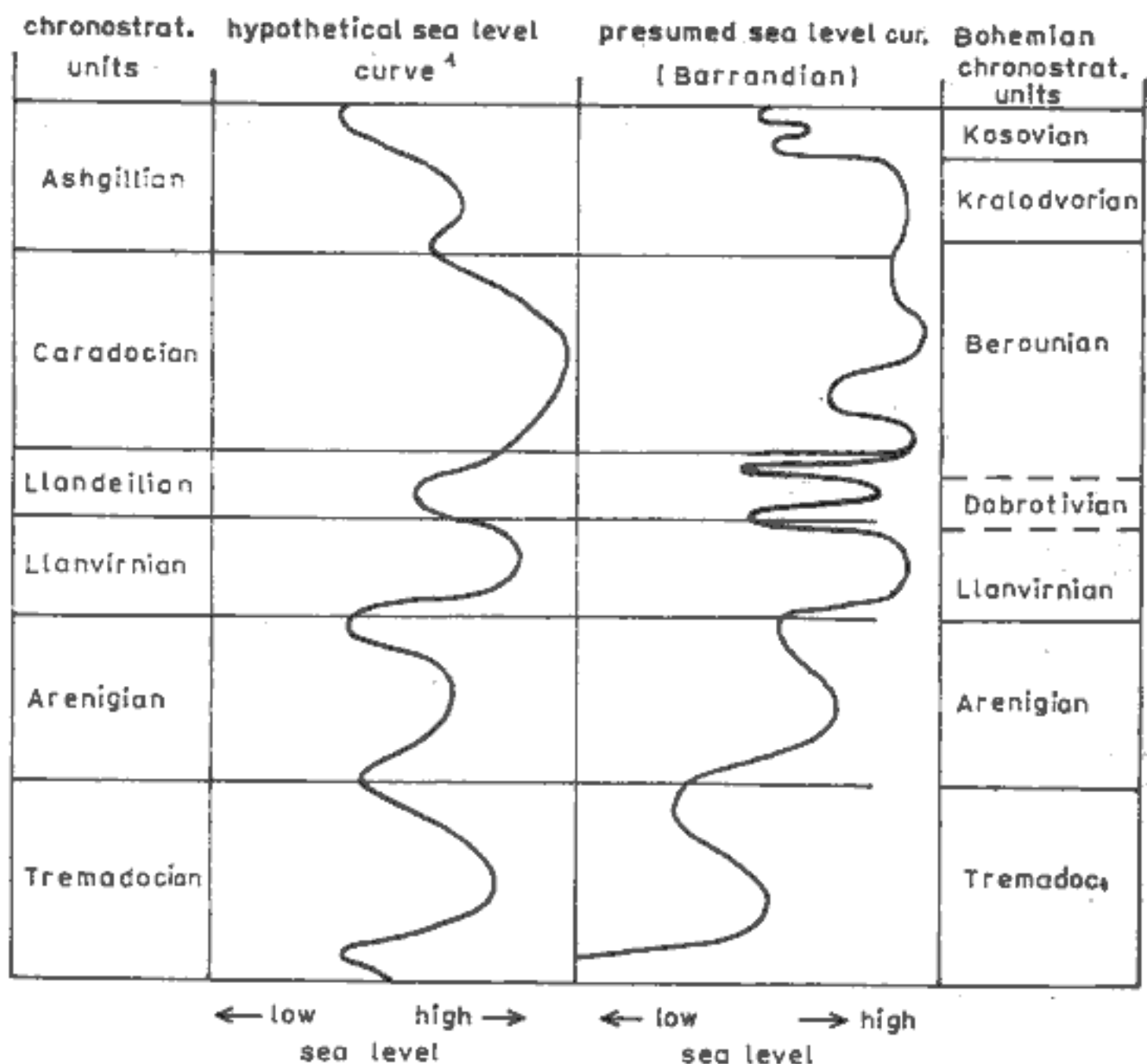
House (1985) recognized the importance of the Kačák Event for the evolution of goniatites (wide distribution of *Cabrioceras*, onset of *Tornoceratina*, decline in diversity of anarcestids, etc.), which would be in the ammonoid biostratigraphy the "natural" base of the late Middle Devonian ("*Maenioceras Stage*"). Wide and even intercontinental distribution of the Kačák dacryocnariid tentaculite fauna with the index *Nowakia otomari* and allied forms shows analogous patterns of distribution and biostratigraphic significance.

### Conclusion

Contemporaneous trends in the stratigraphy can be characterized mainly by a search of global events enabling world-wide correlation of stratigraphic sequences. Our research was carried out in order to recognize and characterize such events in the classic Palaeozoic sequence of the Barrandian. The detailed characteristics of the Barrandian events is given in the text and summarized in the table 3. There, the following classification of events is used: a) according to lithologic and faunal changes (sharp or gradual), b) according to the origin (eustatic, tectonic or other controls), c) according to the extent (local or global character), d) according to some other characteristic features.

The most distinct events of clearly global character are as follows: The Middle Cambrian transgression, the





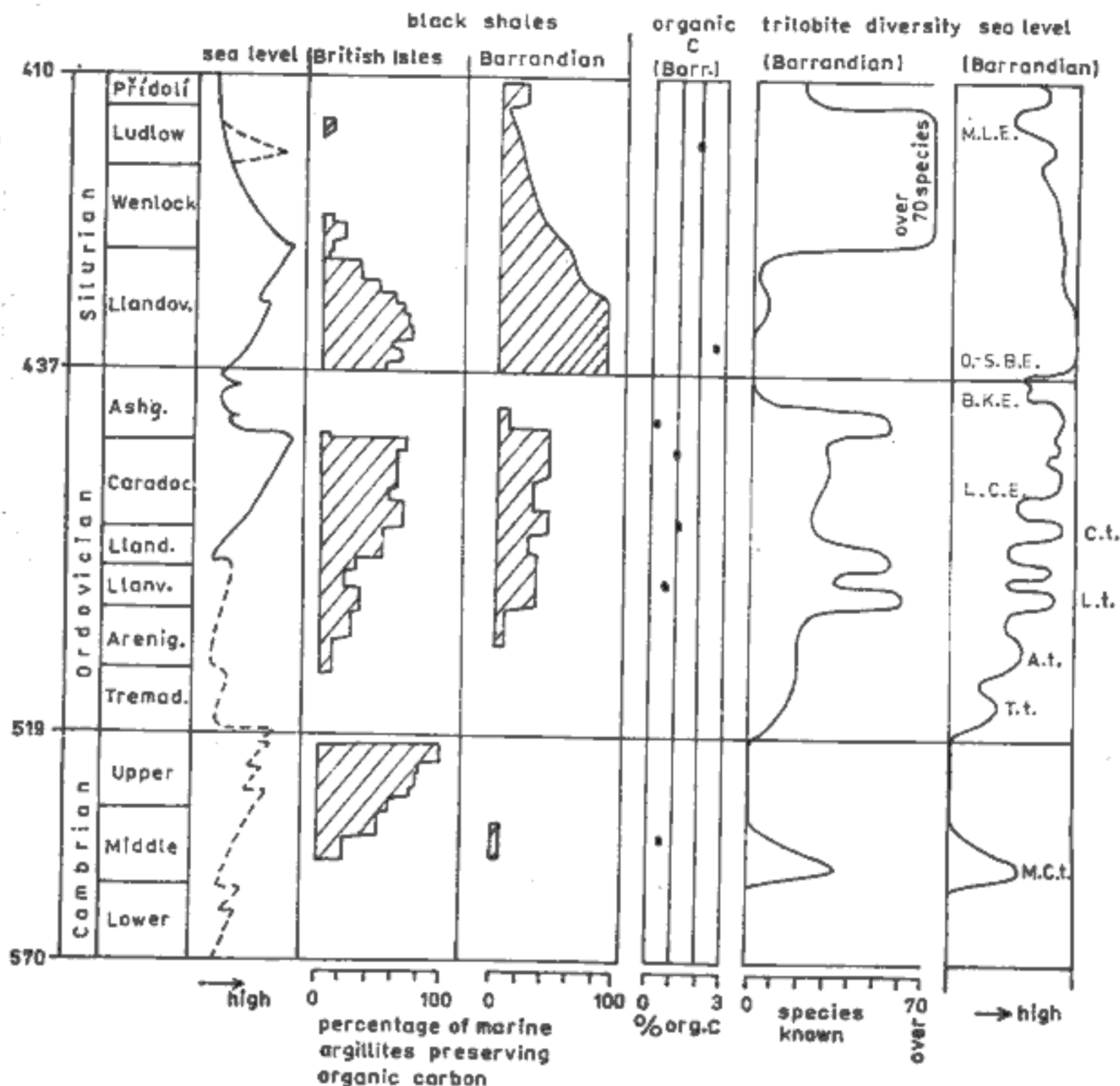
13. A comparison of the hypothetical sea level curve<sup>1</sup> (after R. A. Fortey 1984) with presumed sea level oscillations deduced from the Barrandian Ordovician

Ordovician-Silurian boundary Event and the Kačák Event. In the last two cases the events can be characterized by a rather sudden transgression and onset of anoxic conditions. In the first case the more gradual transgression caused an onset of marine environment over the continental one.

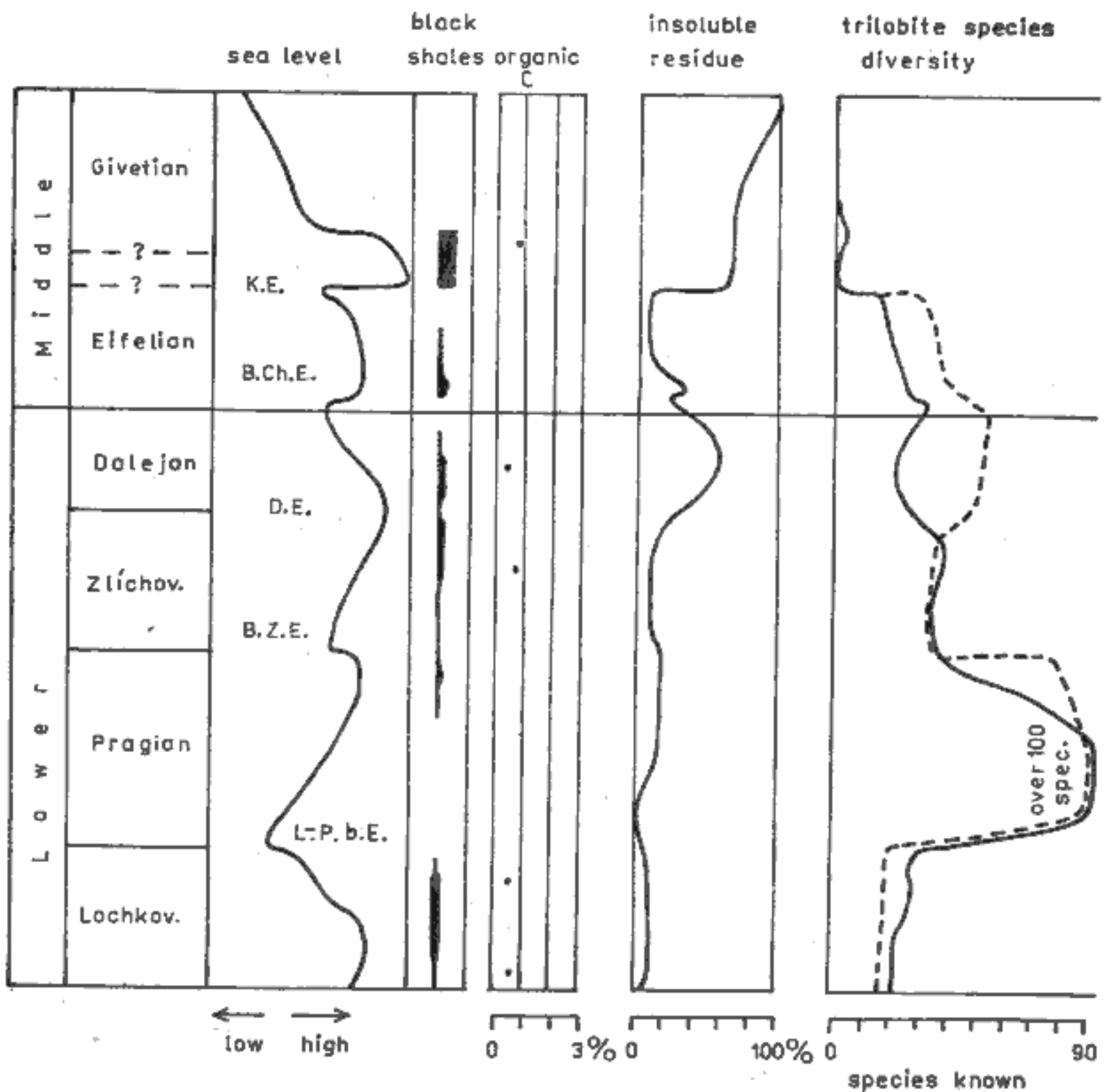
Within the set of events of presumed global character, the following ones are included: The Late Cambrian regression, the Tremadocian transgression, the Llanvirnian transgression, the Basal Kosov regressive Event, the Lochkovian-Pragian regressive Event, the Daleje transgressive Event, the Choteč transgressive Event. The transgressive events of this category are connected with the onset of anoxic environment and the immigration of new faunal elements, whereas the regressive events mean a far wider

distribution of coarser siliciclastic or carbonate biotrital sediments and development of shallow water fauna.

The next category of events shows some evidence of regional distribution, but their global character is questionable; the following events are included: The Lower Caradocian transgressive Event, the Upper Kopanina regressive



14. Sea level curve and black shale occurrences from the British Isles and the Barrandian completed by org. C content in black shales and trilobite diversity in the Lower Paleozoic (Cambrian-Silurian) of the Barrandian. The data from the British Isles are after J. K. Leggett et al. (1981)  
M.C.t. — Middle Cambrian transgression, T.t. — Tremadocian transgression, A.t. — Arenigian transgression, L.t. — Llanvirnian transgression, C.t. — Caradocian transgression, L.C.E. — Lower Caradocian Event, B.K.E. — Basal Kosov Event, O.-S.B.E. — Ordovician-Silurian boundary Event, M.L.E. — Mid-Ludlovian (Upper Kopanina) Event



15. Presumed sea level curve for the Devonian of the Barrandian. It is accompanied by the data showing black shale occurrences, average content of insoluble residue and trilobite species diversity (*full line* — diversity in deeper water facies, *dashed line* — diversity in shallow water bioclastic and reefal facies)  
 L-P.b.E. — Lochkovian-Pragian boundary Event, B.Z.E. — Basal Zlíchovian Event, D.E. — Daleje Event, B.Ch.E. — Basal Choteč Event, K.E. — Kačák Event

Event, and the Basal Přídolian transgressive Event. With these events pronounced lithological and faunal changes are connected, but they cannot be classified as world-wide, even though a future research and more detailed stratigraphic correlation might rise their importance.

The last category of the events can be called as local; as a suite of the Mid-Ordovician transgressive and regressive

Table 3  
Characteristics, origin and global importance of the Barrandian events

Event	Boundary character		Control		Global importance		Remarks
	sharp	gradual within $<3m > 3m$	Eustatic	Tectonic	local → global		
14. Kačák	+		+		+		dark shales
13. Basal Choteč		+	+		+		organic-rich sediments
12. Daleje			+		+		siliciclastic sediments
11. Basal Zličovian	+	+		+			change in facies distribution, local breccia
10. Lochkovian-Pragian boundary	+	+	+		+		onset of biohermal and coarse biotrital limestones
9. Basal Přídolčan	+	+	+	+	+		dark laminites
8. Upper Kopanina	+	+	+		+		locally volcanic control
7. Ordovician-Silurian boundary	+		+			+	graptolitic shales
6. Basal Kosov	+		+		+		conglomerates, impoverishment in fauna
5. Low Caradocian	+	+	+	?	+		iron ores, black shales
4. Mid-Ordovician	+	+	+	+	+		
3. Llanvirnian transgression	+		+		+		black shales
2. Tremadocian transgression	+		+	+	+		marine transgression
1. Middle Cambrian regression transgression		+	+		+	+	continental deposits marine deposits

events and the Basal Zlíchovian Event. They seem to be affected by a local tectonics.

Volcanic activity could have affected particularly the Upper Kopanina regressive Event but it did not have a full control on it.

The present state of biostratigraphy does not allow to fully evaluate an importance of all the events and there is even a possibility of a discovery of some other turning points of the event-character in the Barrandian and other areas.

*K tisku doporučil V. Havlíček  
Přeložil autoři*

### References

- Alberti G. K. B. (1969, 1970): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons, I, II. — Abh. Senckenberg. Naturforsch. Gesell., 520, 1—692, 525, 1—233. Frankfurt a. M.
- (1980): Neue Daten zur Grenze Unter-/Mittel-Devon, vornehmlich aufgrund der Tentaculiten and Trilobiten im Tafilalet (SE-Marokko). — Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., 10, 581—594. Stuttgart.
- (1981a): Daten zur stratigraphischen Verbreitung der *Nowaklidae* (*Dacryoconarida*) im Devon von NW-Afrika (Marokko, Algerien). — Senckenberg. Iethaea, 62, 205—216. Frankfurt a. M.
- (1981b): Zur Biostratigraphie und Fauna (Tentaculiten, Trilobiten, Graptolithen) des Unter- und Mittel-Devons von Ben Zireg (Becken von Béchar, SW Algerien). — Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1981, 1, 641—650. Stuttgart.
- (1983): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mittel-Devons, IV. — Senckenberg. Iethaea, 64, 1—87. Frankfurt a. M.
- Alvarez L. W. - Alvarez W. - Assaro I. - Michel H. V. (1980): Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. — Science, 208, 1095—1108. Washington.
- (1984): The end of the Cretaceous: Sharp boundary or gradual transition? — Science, 223, 1183—1186. Washington.
- Barnes Ch. R. (1984): Early Ordovician eustatic events in Canada. In: Bruton D. L. (ed.): Aspects of the Ordovician System. — Palaeont. Contr. Univ. Oslo, 295, 51—63. Oslo.
- Berry W. B. N. - Boucot A. J. (1970): Correlation of the North American Silurian rocks. — Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 102, 1—289. Boulder.
- (1973): Glacio-eustatic control of Late Ordovician - Early Silurian platform sedimentation and faunal changes. — Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 275—284. Boulder.
- Bouček B. (1947): O vývoji a paleogeografických poměrech českého staršího ordovíku. — Sbor. St. geol. Úst. Čs. Republ., Odd. paleont. 14, 417—448. Praha.
- (1984): Remarks on the interpretation and typology of cycles of sedimentation (cyclotypes) — Rep. XXII Sess. Int. Geol. Congr. India 1984, Part XV, Proc. Sect. 15, 150—163. New Delhi.
- (1973): Lower Ordovician graptolites of Bohemia. — Academia. Praha.
- Bouček B. - Přibyl A. (1958): Studie o litologii kosovských vrstev (dž<sub>2</sub>) českého ordovíku. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 68, 8, 1—59. Praha.

- Boucot A. J. (1975): Evolution and extinction rate controls. — Elsevier, Amsterdam.
- Brenchley P. J. (1984): Late Ordovician extinctions and their relationship to the Gondwana glaciation. — *Fossils and Climate*, 291—315. New York.
- Brenchley P. J. - Newall G. (1984): Late Ordovician environmental changes and their effect on faunas. *In*: Bruton D. L. (ed.): *Aspects of the Ordovician System*. — *Palaeont. Contr. Univ. Oslo*, 295, 65—79. Oslo.
- Čerkesova S. V. - Patrunov D. K. - Sobolev N. N. - Smirnova M. A. - Egorova A. A. (1982): Granica nižnego i srednego devona na Novoj Zemle. — *In*: Sokolov B. S. - Ržonsnickaja M. A. (eds.): *Biostratigrafija pograničnych otloženij nižnego i srednego devona*, 156—158. Leningrad.
- Chlupáč I. (1951): Stratigrafické poměry královských břidlic u Karlíka a Zadní Třebáně. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 28, 194—212. Praha.
- (1953): Stratigrafická studie o hranicích vrstev mezi silurem a devonem ve středních Čechách. — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 20, 277—380. Praha.
- (1955): Stratigrafická studie o nejstarších devonských vrstvách Barrandienu. — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 21, 91—224. Praha.
- (1957): Faciální vývoj a biostratigrafie středočeského spodního devonu. — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 23, 369—485. Praha.
- (1959): Faciální vývoj a biostratigrafie břidlic dalejských a vápenců hlubočepských (eifel) ve středočeském devonu. — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 24, 446—511. Praha.
- (1960): Stratigrafická studie o vrstvách srbských (givet) ve středočeském devonu. — *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 28, 143—185. Praha.
- (1965): Xiphosuran merostomes from the Bohemian Ordovician. — *Sbor. geol. Věd, Paleont.*, 5, 7—38. Praha.
- (1977): The phacopid trilobites of the Silurian and Devonian of Czechoslovakia. — *Rozpr. Ústř. Úst. geol.*, 43, 172. Praha.
- (1982): Preliminary submission for Lower-Middle Devonian boundary stratotype in the Barrandian area. — *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 55, 85—96. Frankfurt a. M.
- (1983): Trilobite assemblages in the Devonian of the Barrandian area and their relations to palaeoenvironments. — *Geologica et Palaeont.*, 17, 45—73. Marburg.
- Chlupáč I. - Jaeger H. - Flügel H. (1981): Series or stages within Palaeozoic systems? — *Newsl. Stratigr.*, 10, 2, 78—91. Berlin, Stuttgart.
- Chlupáč I. - Kříž J. - Schönlaub H. P. (1980): Silurian and Devonian conodont localities of the Barrandian. Second European Conodont Symposium (ECOS II). — *Abh. Geol. Bundesanst.*, 35, 147—180. Wien.
- Chlupáč I. - Lukeš P. - Paris F. - Schönlaub H. P. (1985): The Lochkovian-Pragian boundary in the Lower Devonian of the Barrandian area, Czechoslovakia. — *Jb. Geol. Bundesanst.*, 128, 9—41. Wien.
- Chlupáč I. - Lukeš P. - Zikmundová J. (1979): The Lower/Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area, Czechoslovakia. — *Geologica et Palaeont.*, 13, 125—156. Marburg.
- Chlupáč I. - Turek V. (1983): Devonian goniatites from the Barrandian area, Czechoslovakia. — *Rozpr. Ústř. Úst. geol.*, 46, 159. Praha.
- Cowie J. W. (1971): The Cambrian of the North American Arctic regions. *In*: Holland C. H. (ed.): *Cambrian of the New World*. — 325—383. London, New York, Sydney, Toronto.

- Einsele G. - Seilacher A. (eds.) (1982): Cyclic and event stratification. — Springer Verlag, 536. Berlin, Heidelberg, New York.
- Emiliani C. (1980): Death and renovation at the end of the Mesozoic. — EOS, 61, 505—506. San Francisco.
- Fatka O. - Kordule V. (in press): New fossil sites in the Jince Formation. — Věst. Ústř. Úst. geol. Praha.
- Feist R. - Courtessole R. (1984): Découverte de Cambrien supérieur a trilobites de type est-asiatique dans la Montagne Noire (France méridionale). — C. R. Séanc. Acad. Sci. 298, II, 5, 177—182. Paris.
- Forrey R. A. (1984): Global earlier Ordovician transgressions and regressions and their biological implications. In: Bruton D. L. (ed.): Aspects of the Ordovician System. — Palaeont. Contr. Univ. Oslo, 295, 37—50. Oslo.
- Goldring R. - Langenstrassen F. (1979): Open shelf and near-shore clastic facies in the Devonian. In: House M. R. (ed.): The Devonian System. — Palaeont. Assoc. Spec. Pap., 82, 55—64. London.
- Haas W. (1988): Das Alt-Paläozoikum von Bithynien (Nordwest-Türkei). — Neu. Jb. Geol. Paläont. Abh., 131, 2, 178—242. Stuttgart.
- Harland W. B. - Cox A. V. - Llewellyn P. G. - Pickton C. A. G. - Smith A. G. - Walters R. (1982): A geologic time scale. — Cambridge Univ. Press, 131. Cambridge, London, New York, New Rochelle, Melbourne
- Havlíček V. (1967): Brachiopoda of the suborder *Strophomenidina* in Czechoslovakia. — Rozpr. Ústř. Úst. geol., 33, 235. Praha.
- (1971): Stratigraphy of the Cambrian of Central Bohemia. — Sbor. geol. Věd, Geol., 20, 7—52. Praha.
- (1980): Vývoj paleozoických pánví v Českém masívu (kambrium—spodní karbon). — Sbor. geol. Věd, Geol., 34, 31—65. Praha.
- (1981): Development of a linear sedimentary depression exemplified by the Prague Basin (Ordovician - Middle Devonian, Barrandian area - central Bohemia). — Sbor. geol. Věd, Geol., 35, 7—48. Praha.
- (1982): Ordovician in Bohemia: Development of the Prague Basin and its benthic communities. — Sbor. geol. Věd, Geol., 37, 103—136. Praha.
- Havlíček V. - Josopait V. (1972): Articulate brachiopods from the Iberian Chains, northern Spain (Middle Cambrian—Upper Cambrian—Tremadocian). — Neu. Jb. Geol., Paläont. Abh., 140, 3, 328—353. Stuttgart.
- Havlíček V. - Marek L. (1973): Bohemian Ordovician and its international correlations. — Čas. Mineral. Geol., 18, 225—232. Praha.
- Havlíček V. - Racheboeuf P. (1979): *Chonetacea* (Brachiopodes) du Silurien et du Dévonien de Bohême (Tchécoslovaquie). — Ann. Paléont. Sér. Invertébr. 65, 69—138. Paris.
- Havlíček V. - Šnajdr M. (1955): Některé problémy paleogeografie středoevropského ordoviku. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 21, 1, 449—518. Praha.
- (1956): Paleogeografie tremadockého moře v Barrandienu. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 22, 237—255. Praha.
- (1957): Faciální vývoj skidavu, lianvirnu a liandeila v Barrandienu. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 23, 1, 549—600. Praha.
- Havlíček V. - Vaněk J. (1966): The biostratigraphy of the Ordovician of Bohemia. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 8, 7—69. Praha.
- Henn A. H. (1985): Biostratigraphie und Fazies des hohen Unter-Devons bis tiefen Ober-Devons der Provinz Palencia, Kantabrisches Gebirge, N. Spanien. — Götting. Arb. Geol. Paläont. 26, 100. Göttingen.

- Holland C. H. (1984): Steps to a standard Silurian. — Proc. 27th Internat. Geol. Congr. vol. 1 — Stratigraphy, 127—156. Utrecht.
- Horný R. (1955): Studie o vrstvách budňanských v západní části barrandienského siluru. — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol., 21, 315—447. Praha.
- (1962): Das mittelböhmisches Silur. — Geologie, 11, 873—916. Berlin.
- House M. R. (1983): Devonian eustatic events. — Usher Soc. Proc., 5, 396—405. Redruth.
- (1985): Correlation of mid-Palaeozoic ammonoid evolutionary events with global sedimentary perturbations. — Nature, 313, 5997, 17—22. London.
- Hsü K. J. (1980): Terrestrial catastrophe caused by cometary impact at the end of Cretaceous. — Nature, 285, 198—200. London.
- Hughes N. F. - Moody-Stuart J. C. (1969): A method of stratigraphic correlation using early Cretaceous spores. — Palaeontology, 12, 84—111. London.
- Jaeger H. (1976): Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. — Nova Acta leopold., 45, 224, 263—299. Halle.
- Jaeger H. - Schönlaub H. P. (1980): Silur und Devon nördlich der Gundersheimer Alm in den Karnischen Alpen (Österreich). — Carinthia, 165, 83—96. Klagenfurt.
- Jahn J. J. (1898): Über die geologischen Verhältnisse des Cambriums von Tejšovic und Skrej in Böhmen. — Jb. Geol. Reichsanst. 45, 641—790. Wien.
- Jahnke H. - Henn A. - Mader H. - Schweineberg J. (1983): Silur und Devon im Arauz-Gebiet (Provincia Palencia, N.-Spanien). — Newsl. Stratigr., 13, 40—66. Berlin, Stuttgart.
- Johnson J. G. - Klapper G. - Sandberg C. A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. — Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 567—587. Boulder.
- Johnson J. G. - Murphy M. A. (1984): Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. — Geol. Soc. Amer. Bull., 95, 1349—1359. Boulder.
- Kastens K. A. - Cita M. B. (1981): Tsunami-induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. — Geol. Soc. Amer. Bull., 92, 845—857. Baltimore.
- Kettner R. (1921): O transgresích a regresích spodnosilurského moře v Čechách. — Rozpr. Čes. Akad. Věd Umění, Tř. II, 30, 43, 1—7. Praha.
- Kim A. T. - Yolkin E. A. - Erina M. V. - Gratsianova, R. T. (1978): Type section of the Lower and Middle Devonian boundary beds in middle Asia. — Field session of the Intern. Subcom. Devonian System. A guide to field excursions, 1—54. Tashkent.
- Klapper G. - Johnson J. G. (1980): Endemism and dispersal of Devonian conodonts. — J. Paleont., 54, 400—455. Tulsa.
- Klapper G. - Ziegler W. - Mashkova T. (1978): Conodonts and correlation of Lower-Middle Devonian boundary beds in the Barrandian area of Czechoslovakia. — Geologica et Palaeont., 12, 103—116. Marburg.
- Koliha J. (1928): Balticko-polská facie spodního ordoviku v Čechách. — Věst. St. geol. Úst., 2, 305—328. Praha.
- Krebs W. (1979): Devonian basinal facies. In: House M. R. (ed.): The Devonian System. — Paleont. Assoc. Spec. Paper, 82, 125—139. London.
- Kříž J. et al. (1983): The Přídolí Series as the fourth Series of the Silurian System. — A supplementary submission to the Subcommittee on Silurian Stratigraphy. 59. Praha.



- K u k a l Z. (1963a): Sedimentary structures of the Barrandian Ordovician. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 73, 1—93. Praha.
- (1964): Lithology of the Barrandian carbonate sediments. — Sbor. geol. Věd, Geol., 6, 123—165. Praha.
- (1963b): Výsledky sedimentologického výzkumu barrandienského ordoviku. — Sbor. geol. Věd, Geol., 1, 103—138. Praha.
- (1965): Geochemical development of Early Paleozoic sediments of central Bohemia and its relation to the changes of sedimentary environments. — *Geochemie v Československu*, Sborník prací 1. geochem. konference, 209—218. Ostrava.
- (1971): Sedimentology of Cambrian deposits of the Barrandian area (central Bohemia). — Sbor. geol. Věd, Geol., 20, 53—100. Praha.
- (1985): The development of sediments of the Bohemian Massif (in Czech). — *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 61, 298. Praha.
- Leggett J. K. (1980): British Lower Palaeozoic black shales and their palaeo-oceanographic significance. — *J. Geol. Soc. London*, 137, 139—156. London.
- Leggett J. K. - McKerrow W. S. - Cocks L. R. M. - Rickards R. B. (1981): Periodicity in the Early Palaeozoic marine realm. — *J. Geol. Soc. London*, 138, 167—176. London.
- Marek L. (1952): Příspěvek ke stratigrafii a fauně nejvyšší části břidlic kralodvorských (džl.) — Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. paleont., 19, 429—455. Praha.
- Marek L. - Havlíček V. (1967): The articulate brachiopods of the Kosov Formation (upper Ashgillian). — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 42, 275—284. Praha.
- McKerrow W. S. (1979): Ordovician and Silurian changes in sea level. — *J. Geol. Soc. London*, 136, 137—145. London.
- McLaren D. J. (1970): Time, life and boundaries. — *J. Paleont.*, 44, 801—815. Tulsa.
- (1983): Bolidays and biostratigraphy. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 94, 313—324. Baltimore.
- (1985): Ammonooids and extinctions. — *Nature*, 313, 12—13. London.
- Mergl M. (1984): Fauna of the Upper Tremadocian of Central Bohemia. — Sbor. geol. Věd, Paleont., 26, 9—46. Praha.
- Morzadec P. (1983): Le Dévonien (Emsien—Famennien) de la rade de Brest (Massif Armoricaín). Lithologie, cartographie, stratigraphie, paléogéographie. — *Géologie de la France*, 2, 4, 269—310. Paris.
- Nechoroševa L. V. - Patrynov L. V. - Sobolev N. N. (1982): Novye dannye o nižne-srednedevonskich otloženíjach pachtusovskogo antiklinoria (Sev. ostrov Novoj Zemli, zal. Medvežij). — *In: Sokolov B. S. - Ržonsnickaja M. A. (eds.): Biostratigrafija pograničnych otloženíj nižnego i srednego devona*, 108—110. Leningrad.
- Paris F. (1981): Les Chitinozoaires dans le Paléozoïque de sud-ouest de l'Europe. — *Mém. Soc. géol. et minér. Bretagne*, 26, 412. Rennes.
- Playford P. E. - McLaren D. J. - Orth Ch. J. - Gilmore J. S. - Goodfellow W. D. (1984): Iridium anomaly in the Upper Devonian of the Canning Basin, western Australia. — *Science*, 228, 437—439. Washington.
- Pomerol Ch. (1984): Des „tempestites“ aux „extraterrestrites“: Nature, durée, périodicité et intérêt des événements en stratigraphie. — *Bull. Soc. géol. France*, 26, 1165—1169. Paris.
- (1985): La transition Eocène-Oligocène est-elle un phénomène progressif ou brutal? — *Bull. Soc. géol. France*, 28, 263—267. Paris.

- Pompeckj J. F. (1895): Die Fauna des Cambriums von Tejšovic und Skrej in Böhmen. — Jb. K.-kön. geol. Reichsanst. 45, 495—615. Wien.
- Příbyl A. (1983): Graptolite biozones of the Kopanina and Přídolí Formations in the Upper Silurian of central Bohemia. — Čas. Miner. Geol., 28, 149—167. Praha.
- Rat P. (1984): Nos échelles stratigraphiques sont entièrement événementielles. — Bull. Soc. géol. France, 26, 1171—1175. Paris.
- Requadt H. - Weddige K. (1978): Lithostratigraphie und Conodontenfaunen der Wissenbacher Fazies und ihrer Äquivalente in der südwestlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). — Mainzer geowiss. Mitt., 7, 183—237. Mainz.
- Renard M. (1985): La chimiostratigraphie. — Géochronique, 13, 16—20. Paris.
- Röhlich P. (1956): O prostorových a časových vztazích mezi faciem v barrandienském vyšším ordovíku. — Univ. Carol., Geol., 2, 201—218. Praha.
- Rong Jia-Yu (1984): Distribution of the Hirnantia fauna and its meaning. In: Bruton D. L. (ed.): Aspects of the Ordovician System. — Paleont. Contr. Univ. Oslo, 295, 127—139. Oslo.
- Ržonsnickaja M. A. - Kulikova V. F. - Petrosjan N. M. (1982): Tipovoj razrez nižnego devona i ejfel'skogo jarusa Salaira. — In: Sokolov B. S. - Ržonsnickaja M. A. (eds.): Biostratigrafija pograničnych otloženij nižnego i srednego devona, 116—122. Leningrad.
- Sapelnikov V. P. - Mizens L. I. (1980): Novoe v probleme granicy nižnego i srednego devona na Urale. — In: Paleontologija i biostratigrafija srednego paleozoja Urala, 23—38. Sverdlovsk.
- Schönlaub H. P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. — Abh. Geol. Bundesanst. 33, 124. Wien.
- Schönlaub H. P. - Flajs G. (1975): Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). — Carinthia II, 165, 83—96. Klagenfurt.
- Sdzuy K. (1972): Das Kambrium der acadobaltischen Faunenprovinz. Gegenwärtiger Kenntnisstand und Probleme. — Zbl. Geol. Paläont., 1972, 1—91. Stuttgart.
- Smit J. - Hertogen J. (1980): An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary. — Nature, 285, 198—200. London.
- Šnajdr M. (1958): Trilobiti českého středního kambria. — Rozpr. Ústř. Úst. geol., 24, 280. Praha.
- Solle G. (1972): Abgrenzung und Untergliederung der Ober-Ems-Stufe mit Bemerkungen zur Unterdevon/Mitteldevon-Grenze. — Notizbl. hess. Landesamt. Bodenforsch., 100, 60—91. Wiesbaden.
- Storch P. (1982): Ordovician-Silurian boundary in the northernmost part of the Prague Basin (Barrandian, Bohemia). — Věst. Ústř. Úst. geol., 57, 231—236. Praha.
- (1986): Ordovician-Silurian boundary in the Prague Basin (Barrandian area, Bohemia). — Sbor. geol. Věd, Geol., 41, 69—127. Praha.
- Thomas A. T. - Owens R. M. - Rushton A. W. A. (1984): Trilobites in British stratigraphy. — Geol. Soc. London Spec. Rep., 18, 78. London.
- Vail P. R. - Mitchum R. M. - Thompson S. (1977): Global cycles of relative changes in sea level. In: Payton C. E. (ed.): Seismic stratigraphy — applications to hydrocarbon exploration. — Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem., 26, 83—97. Tulsa.
- Walther J. (1888): Entstehung der geröllführenden Gesteine. — Jahrb. k.k. geol. Reichsanstalt, 22, 414—428. Wien.
- Webster's New Collegiate Dictionary (1951): — Merriam Co., 544. Springfield.

- Zagora I. - Zagora K. (1978): Zur Fauna und Alter des Tentakulitenknollenkalks (Unterdevon, Thüringisches Schiefergebirge). — Z. geol. Wiss., 6, 1005—1616. Berlin.
- Ziegler W. - Klapper G. (1982): Devonian Series boundaries: Decisions of the IUGS Subcomission. — Episodes, 4, 18—21. Ottawa.

# Události globálního významu a stratigrafie barrandienského paleozoika (kambrium–střední devon)

*(Résumé anglického textu)*

Ivo Chlupáč - Zdeněk Kukač

Předloženo 15. listopadu 1985

Vysoký stupeň geologické i paleontologické prozkoumanosti paleozoika Barrandienu umožňuje aplikace nového směru ve stratigrafii — tzv. eventostratigrafie, která se na základě komplexního výzkumu vrstevních sledů a jejich korelací snaží odkrýt významné, ba až převratné události v geologické historii.

Ve starším paleozoiku Barrandienu byly na základě podrobného biostratigrafického a sedimentologického studia zjištěny tyto významné mezníky ve stratigrafickém vývoji, které mají charakter událostí („eventů“) a z nichž mají širší, příp. i globální význam:

1) Raně středokambrické transgrese a pozdně středokambrická regrese, 2) tremadocká transgrese, 3) llanvirnská transgrese, 4) skupina transgresivních a regresivních událostí ve středním ordoviku (llandeil až spodní caradok), 5) spodnocaradocká transgresivní událost (v Barrandienu poněkud opožděná proti jiným oblastem), 6) regresivní událost na bázi stupně kosovu, 7) transgresivní událost na hranici mezi ordovikem a silurem, 8) svrchnokopaninská regresivní událost uvnitř ludlowu, 9) transgresivní událost na bázi stupně přídolu, 10) regresivní událost na hranici stupňů lochkov—prag ve spodním devonu, 11) událost v bazální části zlíchovu, 12) dalejská transgresivní událost v hraničních vrstvách zlíchov—dalej, 13) transgresivní událost na bázi chotečského souvrství (ve spodním eifelu) a 14) kačácká transgresivní událost na bázi kačáckých vrstev (srbského souvrství) středního devonu.

Transgresivní události jsou většinou spjaty s nástupem anoxických podmínek i nástupem nových faunistických prvků se značným korelačním potenciálem. Jednotlivé události lze charakterizovat z hlediska jejich globálního či lokálního charakteru, který je ovšem ovlivněn stupněm i přesností současných stratigrafických korelací i metod. Události globálního rozsahu lze podle našeho názoru nejlépe vysvětlit eustatickými změnami mořské hladiny.

K nejvýraznějším událostem globálního charakteru, které se odrazily ve stratigrafickém sledu paleozoika Barrandienu, lze řadit středokambrickou transgresi, událost na hranici mezi ordovikem a silurem a kačáckou transgresivní událost. Dvě poslední události se vyznačují náhlou transgresí (prohloubením moře) a nástupem anoxických podmínek, středokambrická transgrese reprezentuje nástup mořského prostředí po dlouhém období kontinentální sedimentace.

Nepochybně globální, avšak poněkud méně výrazný charakter mají události kladené do další skupiny, a to pozdně středokambrická regrese, tremadocká transgrese, llanvirnská transgrese, regresivní událost na bázi kosovu, regresivní událost při hranici lochkovu a pragu, dalejská transgresivní událost a transgresivní událost na bázi chotečského souvrství. Snad do této skupiny patří i spodnocaradocká transgresivní událost, která má globální charakter, avšak její nástup je v Barrandienu poněkud zpožděn. Transgresivní události této skupiny jsou spojeny s nástupem anoxických podmínek a imigracemi nových faun, zatímco regresivní události se vyznačují širším rozšířením siliciklastických nebo biotritických sedimentů s faunami mělkovodního rázu.

Další skupina událostí má sice průkazně větší geografické rozšíření i mimo Barrandien, avšak globální charakter je sporný. Řadíme sem regresivní událost ve svrchní části kopaninského souvrství a transgresivní událost na bázi stupně přídolu. I když jsou litologické i faunistické změny na těchto úrovních výrazné, nedovoluje současný stav stratigrafických korelací považovat tyto události za globální, i když budoucí výzkumy mohou prokázat jejich širší význam.

Do poslední skupiny událostí řadíme sice výrazné, ale spíše místně podmíněné změny, které mohly být vyvolány nebo alespoň ovlivněny místním tektonickým režimem. Je to skupina transgresivních a regresivních událostí ve středním ordoviku a událost v bazální části zlíčovu.

Vulkanická činnost mohla ovlivnit zejména regresivní událost ve svrchní části kopaninského souvrství, avšak zřejmě nebyla jejím důvodem, neboť geografický rozsah účinků této události daleko přesahuje oblast Barrandienu.

Rozpoznání a ocenění událostí dovolují jen podrobné biostratigrafické korelace a litostratigrafické srovnání širokých oblastí. Je zřejmé, že další pokrok v korelacích přinese zjištění dalších významných událostí ve stratigrafickém vývoji Barrandienu i jiných oblastí.

#### Vysvětlivky k tabulkám

Tabulka 1. Klasifikace mimořádných událostí, která je založená hlavně na jejich délce (podle Ch. Pomerola 1984, upraveno).

Tabulka 2. Rekurenční intervaly (periody) hlavních mimořádných událostí.

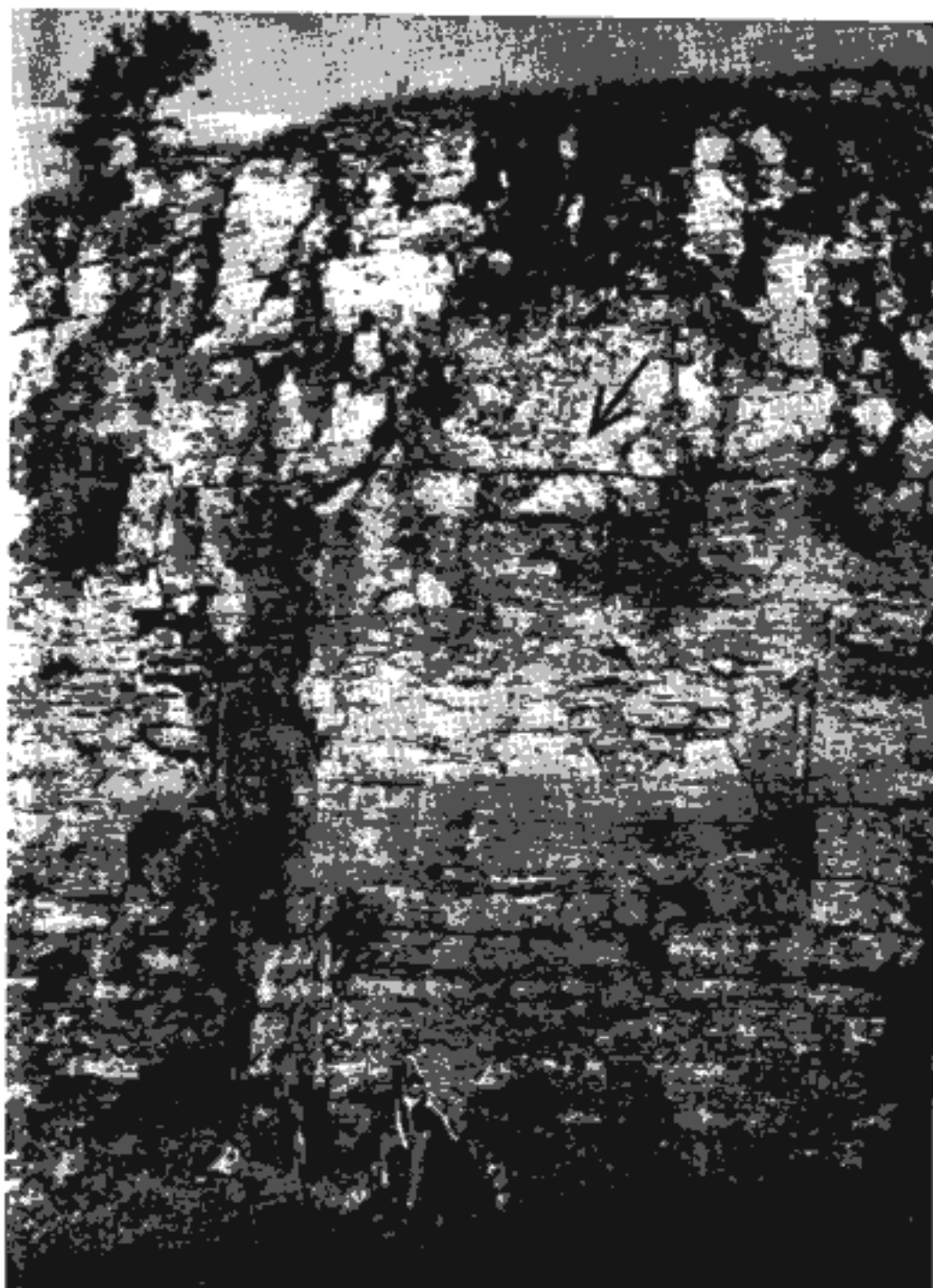
Tabulka 3. Charakteristika, původ a globální význam mimořádných událostí v Barrandienu.

### Vysvětlivky k obrázkům

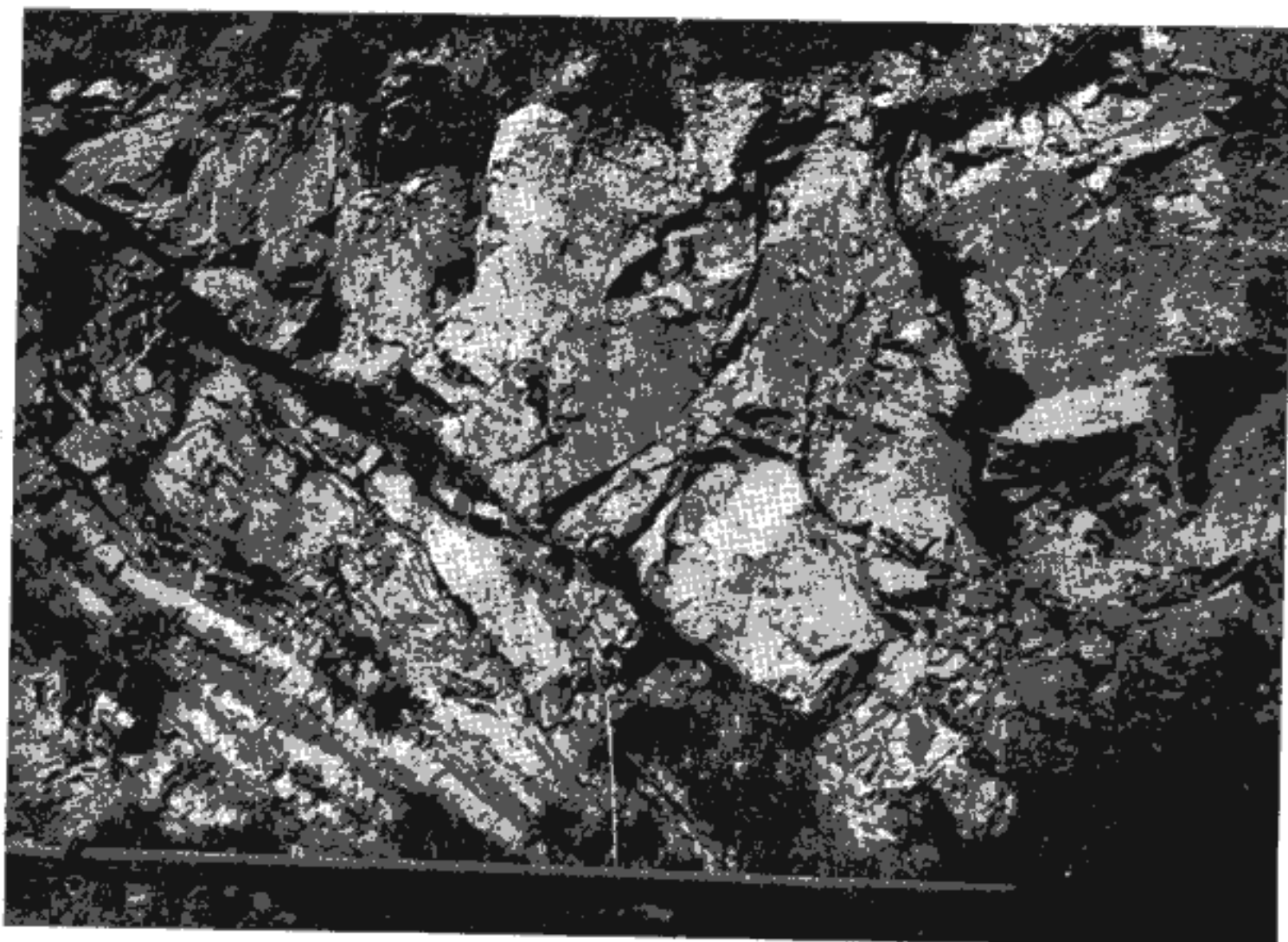
1. Stratigrafické schéma barrandienského paleozoika s vyznačenou pozicí jednotlivých událostí.
2. Vysvětlivky litologických symbolů (ke všem obrázkům).  
1 — hrubozrnné slepence; 2 — drobnozrnné slepence; 3 — pískovce; 4 — prachovce; 5 — jílovce a jílové břidlice; 6 — tmavé jílové sedimenty; 7 — sedimentární brékie; 8 — sedimentární železné rudy; 9 — hrubozrnné biotritické vápence; 10 — jemnozrnné biotritické vápence; 11 — mikritové a biomikritové vápence; 12 — hlíznaté mikritové vápence; 13 — vápnné jílovce; 14 — lumachely organických zbytků; 15 — rohovce; 16 — radiolarity; 17 — fosfority; 18 — karbonátové konkrece; 19 — vulkanické produkty; 20 — stratigrafické hiáty.
3. Korelace středokambrických uloženin příbramsko-jinecké a skryjsko-týřovické oblasti (podle V. Havlíčka 1971, doplněno).  
F. — souvrství, Z. — zóna, Ass. Z. — zóna společenstva, H. — *Hydrocephalus*, P. — *Paradoxides*, E. — *Eccaparadoxides*, Bohem. — *Bohemiella*, C. — slepence.
4. Příklad vrtného profilu s projevy události ve spodním caradoku.  
Petrografické změny v hraničním intervalu letenského a vinického souvrství s vyjádřením změn zrnitosti, obsahu karbonátů, jílu a ooidů. Rudný důl v Chrustenicích, jz. od Prahy.
5. Příklady sledů s projevy události na bázi kosovu.  
Kosov u Berouna (lom na sz. svahu), Zadní Třebaň (zářez železnice), Velká Chuchle (svah na levém břehu Vltavy), Praha - Modřany (zářez silnice v Tyršově čtvrti).  
x — karbonátová vložka s hojnou bentózní faunou.
6. Tři vybrané profily se zachycenou hranicí ordovik—silur v různých částech Barrandienu (podle P. Štorcha, 1982, 1988).  
Z. — zóna, C. — *Cystograptus*, Ak. — *Akidograptus*, D. — *Demirastrites*.
7. Dva příklady profilů s projevy svrchnokopaninské (vnitroludlowské) události (podle J. Kříže a kol., 1980, 1983, doplněno).  
Hor. — obzor, 1 — vápnné a tufitické břidlice a tmavé vápence s *Cromus beaumonti*, *Diacanthaspis minuta* etc.; 2 — biotritická lavice s *Metacalymene baylei*; 3 — vápnné břidlice s *C. beaumonti* a *Monograptus (Saetograptus) fritschii linearis* etc.; 4 — brachiopodové vápence s *Dubaria megaera*; 5 — biotritické cefalopodové vápence; 6 — biotritické vápence s *Dayla minor* etc.; 7 — biotritické vápence s *Ananaspis fecunda*; 8 — biotritické cefalopodové („ortocerové“) vápence; 9 — tmavé vápence a vápnné břidlice bazálních poloh přídolského souvrství.
8. Tři příklady profilů s projevy události na hranici lochkovu a pragu.  
Kosoř - Černá rokle, lom Cikánka u Prahy - Slivence, lom na Oujezdčích u Suchomast.
9. Dva příklady profilů s projevy události na bázi zlíčkovu v různých vývojích.  
Praha - Hlubočepy, zářez silnice před lomem „U kapličky“; Srbsko, zářez silnice j. od obce.
10. Tři profily s projevy dalejské události v různých faciálních vývojích.  
Praha - Klukovice (odkryv u býv. železniční zastávky), Hostim (z. od obce), Červený lom u Suchomast (areál koněpruského útesu). Ls. — vápence, N. — *Nowakia*.



1. The Basal Přídollian Event manifested by a sharp contact between massive biode-trital limestones of the uppermost parts of the Kopanina Formation, and platy, darker limestones of the Basal Přídolí Formation. Quarry at Koledník, s. of Beroun  
Photo by I. Chlupáč

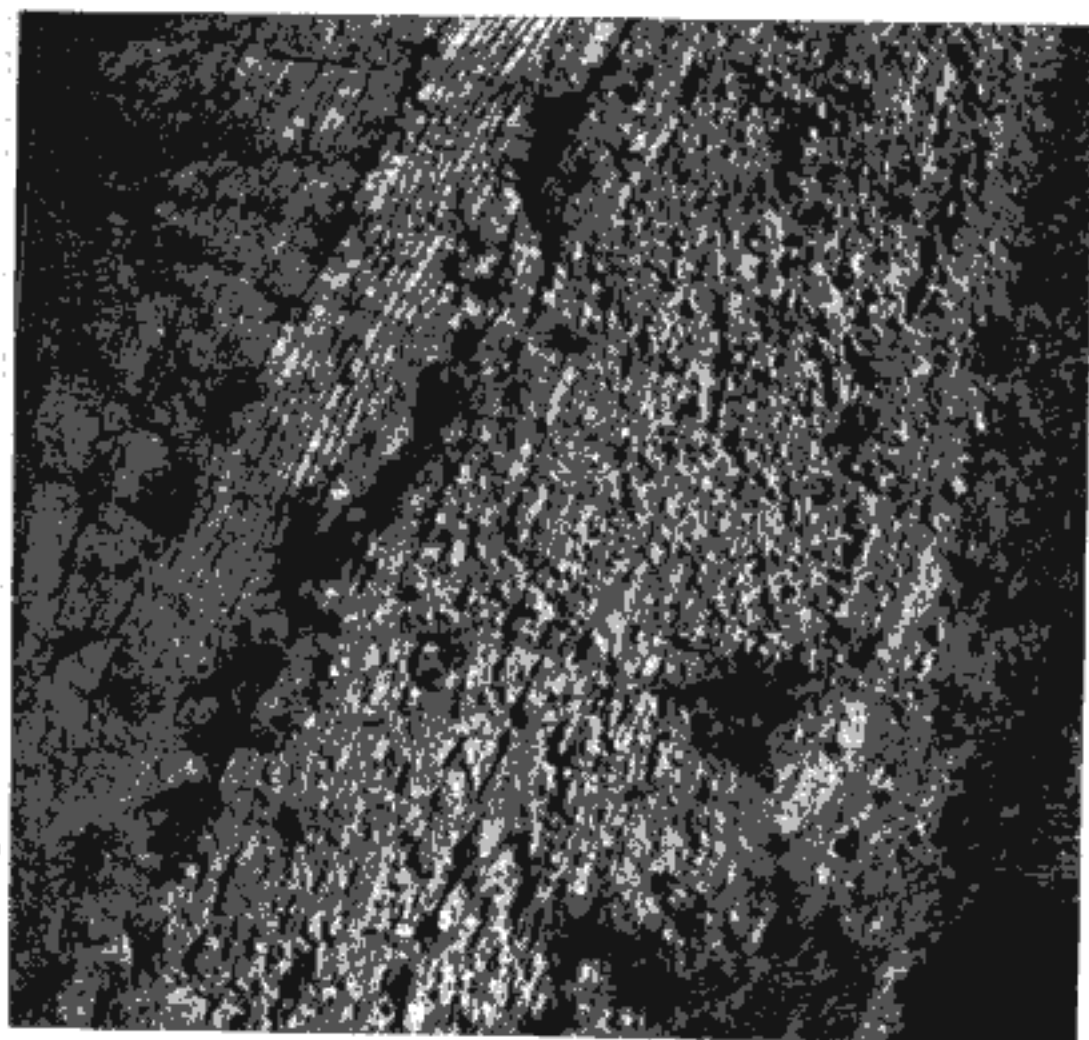


2. The outcrop showing the Lochkovian-Pragian boundary. The arrow shows the onset of the Pragian fauna at the base of the Vinařice Limestone. Újezdce quarry near Vinařice  
Photo ÚÚG —  
V. Mlýnek



1. The Basal Zlíčovian Event demonstrated by the following succession: topmost Pragian (platy Dvorce-Prokop Limestone, on the left), overlain by the basal Zlíčov Limestone deformed by a slump structure. This layer is followed by a coarse limestone breccia. The scale is given by a one meter long rod situated just within a slump horizon. Road cut, Barrandov, Praha

Photo by I. Chlupáč



2. The Daleje Event demonstrated by a gradual transition from the Zlíčov Limestone into the Daleje Shale. The transition is manifested by the increase in the proportion of shale intercalations. Railway cut at Švagerka, Praha - Zlíčov

Photo ÚÚG —  
B. Matoušková



1. The Basal Choteč Event: Nodular micritic Třebotov Limestone (T) overlain by platy Choteč Limestone (Ch) with thin shale interbeds. Praha - Hlubočepy  
Photo by I. Chlupáč



2. The Basal Choteč Event in the Koněprusy area: Reddish biotrital and biomicritic Suchomasty Limestone (S) overlain by light grey biosparitic Acanthopyge Limestone (A). Červený lom quarry near Suchomasty

Photo ÚÚG —  
B. Matoulková





The Kačák Event. The Choteč Limestone with cherts (Ch) sharply overlain by dark clayey shales and radiolarites of the Kačák Member (K). Railway cut in Praha - Hlubčepý

Photo ÚÚG — J. Bárta

11. **Tři profily s projevy události na bázi chotečského souvrství.**  
Praha - Holyně, lom Prastav (parastratotyp hranice mezi spodním a středním devonem), Chýnice, odkryv u býv. Jelínkova mlýna, Červený lom u Suchomast v koněpruské oblasti. Ls. — vápence, N. — *Nowakia*.
12. Projevy kačácké události ve třech vybraných profilech.  
Srbsko (klasická Jahnova lokalita s. od obce), Choteč (sv. od obce u osady U Veselých), Praha - Barrandov (zářez silnice). Ls. — vápence, Mbr. — vrstvy, F. — souvrství, N. — *Nowakia*.
13. Srovnání hypotetické křivky změn mořské hladiny (podle R. A. Forteye 1984) s předpokládanými oscilacemi mořské hladiny odvozenými podle barrandienského ordoviku.
14. Křivka kolísání mořské hladiny a výskytu černých břidlic v kambriu a ordoviku Velké Británie a Barrandienu s údaji obsahu organického C v černých břidlicích a diverzity trilobitových společenstev v Barrandienu. Data z Velké Británie podle J. K. Leggetta a kol. (1981).  
M.C.t. — středokambrická transgrese, T.t. — tremadocká transgrese, A.t. — arenigská transgrese, L.t. — llanvirnacká transgrese, C.t. — caradocká transgrese, L.C.E. — událost ve spodním caradoku, B.K.E. — bazální kosovská událost, O.-S.B.E. — událost na hranici ordoviku a siluru, M.L.E. — vnitroludlowská (svrchnokopaninská) událost.
15. Předpokládaná křivka kolísání mořské hladiny pro devon Barrandienu. Doplněna daty o výskytu černých břidlic, průměrném obsahu nerozpustných zbytků a křivkami diverzity trilobitových společenstev (*plná čára* — druhová diverzita v hlubokovodnějších facích, *čárkovaná čára* — druhová diverzita v mělkovodních bioklastických a útesových facích).  
L.-P.b.E. — událost na hranici lochkovu a pragu, B.Z.E. — událost na bázi zlíchovu, D.E. — dalejská událost, B.Ch.E. — bazální chotečská událost, K.E. — kačácká událost.

### Vysvětlivky k přílohám

#### Příl. I

1. Událost na bázi přídolu, která se projevuje výraznou hranicí mezi biotrititickými vápenci nejsvrchnější části kopaninského souvrství a deskovitými, tmavšími vápenci bazálního přídolského souvrství. Lom pod Koledníkem, j. od Berouna.  
Foto I. Chlupáč
2. Odkryv s hranicí mezi lochkovem a pragem. Šipka ukazuje vrstvu, kde nastupuje fauna pragu na bázi vinařických vápenců. Lom Újezdce u Vinařic.  
Foto ÚÚG — V. Mlýnek

#### Příl. II

1. Událost na bázi zlíchovu, která se projevuje tímto sledem sedimentů: nejsvrchnější prag (deskovité dvorecko-prokopské vápence, nalevo), nad nimi bazální zlíchovské vápence deformované skluzovou texturou. V nadloží hrubozrnná vápencová brekcie. Tyč umístěná právě v skluzově deformovaném horizontu je dlouhá 1 m. Zářez staré silnice, Praha - Barrandov.  
Foto I. Chlupáč

2. Dalejská událost projevující se pozvolným přechodem ze zlíchovských vápenců do dalejských břidlic. Do nadloží přibývá vložek vápnitých břidlic. Zářez železnice na Švagerce, Praha - Zlíchov.

Foto ÚÚG — B. Matoulková

### PMI. III

1. Událost na bázi chotečského souvrství. Hlíznaté mikritové třebotovské vápence (T) v podloží deskovitých chotečských vápenců (Ch), které mají tenké vložky vápnitých břidlic. Praha - Hlubočepy.

Foto I. Chlupáč

2. Událost na bázi chotečského souvrství u Koněprus: červenavé biotritické a biomikritové suchomastské vápence (S), na něž se kladou světle šedé biosparitové akantopygové vápence (A). Červený lom u Suchomast.

Foto ÚÚG — B. Matoulková

### PMI. IV

Událost na bázi kačáckých vrstev: na chotečské vápence s rohovci (Ch) ostře nasedají tmavé jílové břidlice a radiolarity kačáckých vrstev (K). Zářez železnice v Praze - Hlubočepích.

Foto ÚÚG — J. Bárta

## **Глобальные события и стратиграфия палеозоя Баррандиена (кембрий до среднего девона, Чехословакия)**

В стратиграфическом развитии палеозоя Баррандиена (средний кембрий до среднего девона) и в последовательности осадконакопления установлено несколько поворотов, несущих характер геологических событий (англ. „event“). В результате тщательного биостратиграфического и седиментологического изучения были отмечены следующие геологические события, определенные из которых носят, возможно, всемирный, глобальный характер: 1. среднекембрийские трансгрессия и регрессия; 2. тремадокская трансгрессия; 3. лланвирнская трансгрессия; 4. группа среднеордовикских трансгрессивных и регрессивных событий (лландейльский ярус до нижнего карадока); 5. нижнекарадожское трансгрессивное событие; 6. регрессивное событие на основании косовского яруса; 7. трансгрессивное событие на границе между одровиком и силуром; 8. верхнекопанинское регрессивное событие; 9. трансгрессивное событие на основании пршидольского яруса; 10. регрессивное событие на границе между лоховским и пражским ярусами; 11. событие, соответствующее базальному участку злиховского яруса; 12. далайское трансгрессивное событие; 13. трансгрессивное событие на основании хотечской свиты; 14. качацкое трансгрессивное событие.

Трансгрессивные события сопровождаются, по большей части, наступлением бескислородной среды и новых фаунистических элементов. Отдельные события характеризуются по их местному или всемирному распространению. Глобальными считаются события, приведенные под номерами 1, 2, 3, 5, 7, 10, 12, 13, 14; они объясняются эвстатическими колебаниями уровня моря, тогда как местные события вызваны, наоборот, тектоническими движениями.

*Přeložil A. Kříž*

Sbor. geol. věd	Geologie 43	Str. 147—191	7 obr.	4 tab.	9 přil.	Praha 1988 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

## Sedimentologie svrchní křídy v králickém příkopu

### Sedimentology of the Upper Cretaceous in the Králíky Graben (NE Bohemia)

Jaroslav Valečka<sup>1</sup>

Předloženo 15. listopadu 1985

Valečka J. (1988): Sedimentologie svrchní křídy v králickém příkopu. — Sbor. geol. Věd, Geol., 43, 147—191. Praha.

**V ý t a h:** Zpracování čtyř strukturních vrtů umožnilo poprvé detailně charakterizovat sedimentologicky svrchní křídu v králickém příkopu, zachovanou zde v mocnostech až kolem 730 m. Svrchnokřídové sedimenty tvoří (vyjma lokálně rozšířených bazálních psamitů) zcela převážně vápnité pelity, lišící se však mikrofaciálně, přítomností kondenzačních horizontů, pískovcových vložek (tempestitů) a sideritových konkrecí, projevy silicifikace aj. Podle obsahu základních komponent a dalších sedimentárních znaků bylo možné ve svrchnokřídovém sledu vyčlenit pět sedimentačních fází charakterizovaných specifickými paleogeografickými podmínkami. V každé fázi tak vznikla dobře vymežitelná litologická jednotka, kterou je možné paralelizovat s jednotkami oblastního litostratigrafického členění české křídové pánve, které stanovili Č e c h et al. (1980). Lze proto dobře korelovat svrchní křídu v králickém příkopu s ostatními částmi české křídové pánve. Nálezy vůdčích druhů inoceramů umožňují i korelaci s chronostratigrafickými jednotkami.

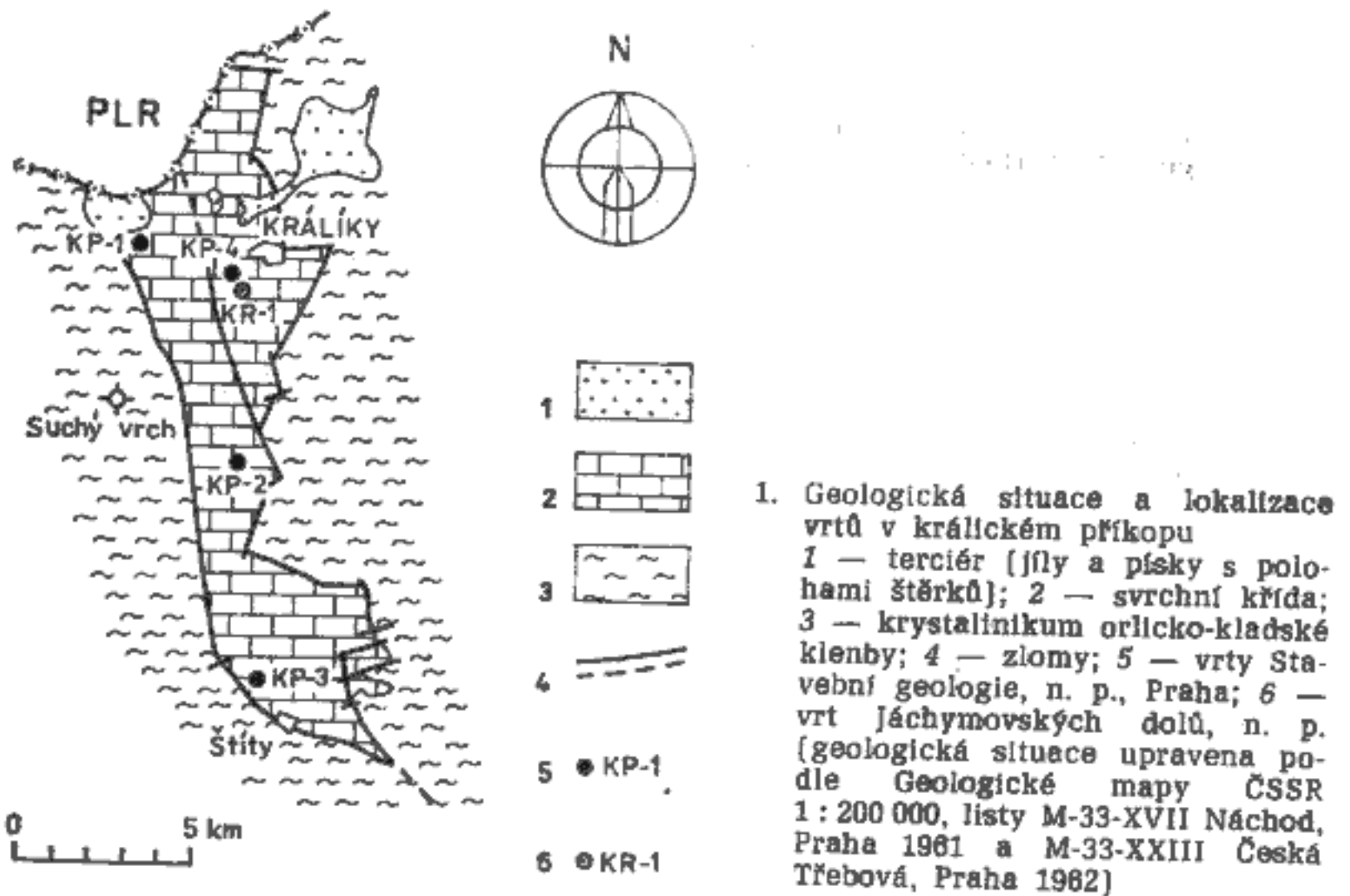
<sup>1</sup> Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

#### Úvod

Jako králický příkop je označována část kladského prolomu na území Čech (M a l k o v s k ý 1977). Svrchnokřídová výplň příkopu dosud patřila k nejméně prozkoumaným úsekům české křídové pánve. Důvodem bylo značné překrytí svrchnokřídových sedimentů kvartérem, místy i neogénem a skutečnost, že na povrch vychází především březenské souvrství a starší sedimenty jsou odkryty jen v několika odkryvech při v. okraji příkopu. Starší práce se proto zabývaly jen stratigrafickou pozicí a paleontologickým obsahem březenského souvrství, označovaného jako kieslingswaldské vrstvy (podrobněji S o u k u p 1960). Zpřesnění poznatků o litologii a stratigrafii přinesl až revizní výzkum probíhající při sestavování geologické mapy ČSSR 1:200 000 (S o u k u p - K l e i n 1961, S o u k u p 1962a). Teprve vrty Geologického průzkumu Jáchymovských dolů, n. p., umožnily S o u k u p o v i (1962b, 1965) svrchnokřídový sled stratifikovat a v hrubých rysech petrograficky charakterizovat.

Jeho petrografický popis i stratigrafie jsou však někdy nepřesné a vrty Geologického průzkumu Jáchymovských dolů zastihly jen část zachovaného svrchnokřídového sledu (max. 218,5 m ve vrtu Kr-1).

V roce 1974 a 1975 realizoval n. p. Stavební geologie, Praha, v králickém příkopu hydrogeologický průzkum, opírající se o čtyři strukturální vrty KP-1 až KP-4 (obr. 1). Vrty ověřily svrchnokřídové sedimenty v nečekané mocnosti, přesahující 700 m (max. 722,5 m ve vrtu KP-1, příl. 1). Vrty byly autorem podrobně dokumentovány za spolupráce S. Čecha z ÚÚG, který dokumentoval vrt KP-2 a paleontologicky vykořistil vrty KP-2 a KP-4.



Získaný dokumentační materiál byl petrograficky vyhodnocen. Bylo zpracováno 185 výbrusů doplněných o stanovení karbonátů Ca, Mg, Fe, u pelitických sedimentů o rentgenografické analýzy (Guinierova fokusační metoda); u pelitů rohateckých vrstev byly orientačně stanoveny obsahy volného a vázaného  $\text{SiO}_2$ , u psamitů březenského souvrství bylo určeno složení asociace TM (M. Fassová z ÚÚG).

Semikvantitativní obsah jednotlivých složek ve výbrusech (viz tab. 1) byl určován vizuálně, pomocí obrázků pro stanovení procentuálního obsahu různě tvarovaných komponent publikovaných Flügelem (1978, str. 155—165).

Při zpracování vrtného materiálu byl důraz položen na mikrofaciální charakteristiku vápnitých pelitů. Mikrofaciální výzkum téměř nebyl

v české křídové pánvi prováděn a do budoucna skýtá určité — byť vzhledem k nízké mikrofaciální variabilitě sedimentů omezené — možnosti pro korelaci makropaleontologicky chudých a pro plavení nevhodných vápnatých pelitů a karbonátů.

Zvýšená pozornost byla věnována texturní... ozboru flyšoidní facie březenského souvrství a projevům hlátů a kondenzované sedimentace (glaukonitickým horizontům).

Práce neřeší speciální sedimentologické problémy (silicifikace v rohateckých vrstvách, vznik pelosideritových konkrecí, podmínky vzniku kondenzačních horizontů či spikulitových mikrofacií). Řešení těchto problémů vyžaduje výzkum dalšího hmotného materiálu v širší oblasti a součinnost specialistů. V těchto případech práce přináší dosud nepublikovaná deskriptivní data nebo jejich fond rozšiřuje. Zpracování vrtů umožnilo především podrobně petrograficky charakterizovat svrchnokřídový sled, nastínit jeho paleogeografický vývoj a interpretovat flyšoidní facii březenského souvrství jako sled autochtonních pelitů s bouřkovými horizonty pískovců (tempestity).

Nálezy makrofauny zpracoval Č e c h (v tisku), asociace foraminifer vyhodnotila H e r c o g o v á (1985). V této práci proto uvádíme jen druhy významné pro stratifikaci, jak je určili zmínění autoři.

Získané výsledky mají význam i pro korelaci křídové výplně králickeho příkopu se sousedními částmi české křídové pánve i s pánví opolskou.

Při členění svrchnokřídového profilu je užito litostratigrafického členění Č e c h a et al. (1980) z těchto důvodů:

1. vůdčí makrofosilie — inocerami byly zjištěny jen sporadicky, v některých stratigrafických jednotkách nebyly nalezeny;
2. mikrofosilie (foraminifery) byly získány jen ve svrchní části profilu tvořené plavitelnými sedimenty (teplické a březenské souvrství);
3. hranice křídových stupňů a podstupňů nejsou zatím jednoznačně definovány, hranice určené dle různých živočišných skupin (např. inoceramů a foraminifer) se často nekryjí.

Za kritické pročtení práce a podnětné připomínky k jejímu uspořádání děkuji V. Skočkovi z ÚÚG.

### **Litologie a stratigrafie svrchnokřídového profilu**

Litologicky jsou ve svrchnokřídovém profilu dobře rozlišitelné litostratigrafické jednotky Č e c h a et al. (1980). Pouze bělohorské a jizerské souvrství jsou litologicky i mikrofaciálně značně sblížené a k určení

hranice mezi nimi bylo využito i nálezů inoceramů, kteří se ve v. části české křídové pánve vyskytují ve spodní části jizerského souvrství.

### Korycanské vrstvy

Jsou rozšířeny jen v j. polovině příkopu, v s. polovině primárně chybí. Největší mocnost — 15,00 m — zjistil vrt KP-2 (příl. 1). Vrstvy odpovídají mořskému cenomanu a „přechodnému souvrství cenomansko-turonskému“ Soukupa (1962b, 1965), který jejich max. mocnosti udává rovněž na 15 m (v okolí Štítů). V úplnějších profilech lze ve vrstvách vydělit dvě části (příl. 1):

Spodní část korycanských vrstev tvoří zelenavě šedé, jemnozrnné, slabě glaukonitické, vápnité pískovce s čočkovitě laminární texturou. V hustě tmavě laminovaném, vápnitém pískovci jsou hojné čočky až čočkovité polohy jemně písčitého, sparitického vápence. Čočky a čočkovité polohy mají centimetrové až decimetrové rozměry, oválně protáhlý až nepravidelný tvar, kontakty zpravidla ostré.

Laminované jemnozrnné pískovce obsahují kolem 15—20 %  $\text{CaCO}_3$  (zrna kalcitu rozptýlená v matrix, místy souvislejší sparitová mozaika, vyplňující prostor mezi zrny). Ve stabilní složce výrazně převládá křemen (kolem 55 %), akcesorické jsou kvarcité, žilcové či muskovitické, někdy i s blotitem (tab. 1). Zrna křemene v písčité až hruběji prachové frakci jsou angulární až subangulární (ca 90 %), méně suboválná (ca 10 %), vzácně oválná či dokonale oválná (1 %). Některá oválná zrna jsou rozbita. Monokrystalická zrna převládají nad polykrystalickými, zastoupenými hlavně ve frakci nad 0,25 mm. Zrna křemene, a to i monokrystalická ve frakci pod 0,25—0,30 mm, se často vyznačují vyšším koeficientem elongace — 1,7 až 4,5.

Nestabilní složku zastupují zrna žilců (2—3 %, K-žilce, plagioklasy, buď slabě kaolinizované nebo čerstvé) a ojedinelá zrna ortorul.

Vytřídění psamitické frakce je nižší, poměr střední/maximální velikost zrna dosahuje 4,5 až 5,0. Vedle převažující jemnozrnné frakce jsou přítomny jak hrubší frakce (v nich se soustřeďují zrna kvarcitu a rul), tak i frakce hrubě prachové.

Ze slíd je akcesorický muskovit. Zrna glaukonitu (8—10 %) jsou rozptýlená, místy se těsně stýkají, nabývají charakteru pojíva a uzavírají zrna křemene. Glaukonit proniká i do trhlin v zrnech křemene či podél ploch štěpnosti v žilcích.

V blofázi (< 1—1 %) jsou identifikovatelné jen moluska (fragmenty až  $2 \times 8,8$  mm) a foraminifery.



Termín biofáze (viz též Robaszynski coord. 1982) užíváme pro všechna zrna nad 4  $\mu\text{m}$  tvořená skeletovými částicemi. Některé částice jsou sice evidentní fragmenty skeletů (bioklasty) — moluska, echinodermata, většina jehlic hub, u některých částic však fragmentace, příp. abraze není zjištělná a často k ní vůbec nemuselo dojít (většina foraminifer, část jehlic hub). Kromě skeletových částic nebyly v dále popisovaných sedimentech zjištěny jiné typy zrn (pelety, oolity, intraklasty aj.).

Vápence v čočkovitých útvarech tvoří převážně sparitová mozaika (65—70 %) s podřízenými, nepravidelně ohraničenými partiemi mikro-sparitu. V mozaice „plavou“ zrna křemene (20—25 %), často korodovaná kalcitem, zrna živců (<1 %), glaukonitu (3 %) a řídké lišty slíd (<1 %, muskovit, ojediněle biotit). V biofázi (7—8 %) jsou nejhojnější moluska a neurčitelné foraminifery, vzácnější jsou echinodermata, řasy a přítomny jsou patrně i jehlice hub (<1 %, kruhový glaukonitizovaný průřez, nepravidelně tvarovaný průřez snad desmoidní jehlice).

Čočky vápenců považujeme za útvary, jejichž vznik byl predisponován primárním separováním terigenní, psamitické složky a karbonátové složky ortochemické i alochemické (biofáze). Karbonátová složka mohla vyplňovat drobné nerovnosti, vznikající při erozi v laminovaném, písčitém sedimentu, ukládaném v dynamickém prostředí. Drobné, oválné čočky mohly vzniknout i při bioturbaci (výplně bioturbačních textur). Při diagenézi došlo v akumulacích karbonátové složky k sběrné rekrystalizaci kalciumkarbonátu, spojené patrně s rozpouštěním částí biofáze, objemovou expanzí a „zředěním“ obsahu písčité složky. Této představě nasvědčují: a) nepravidelný tvar čoček s ostrými kontakty, b) struktura indikující rekrystalizaci (sparitová mozaika), c) zprohýbání a přerušení lamín v pískovci při kontaktu s čočkami (objemová expanze při „růstu“ čoček).

Mocností spodní části korycanských vrstev činí 6,30 m (KP-3) až 9,70 m (KP-2). Soukup (1962a, 1965) popsal tuto část jako vápnitě, glaukonitické pískovce s partiemi „křemitých rohovců“ (ve skutečnosti čočkami vápenců), které řadí k „přechodnému souvrství cenomansko-turonskému“. Na bázi spodní části se místy objevují valounky křemene a rul do 1 cm.

Svrchní část korycanských vrstev odpovídají zelenavě šedé, glaukonitické, jílovité, středně až hrubě zrnité pískovce. Od pískovců spodní části se liší téměř úplnou absencí kalciumkarbonátu (<1—1 %, ojedinělá zrna v matrix), čočkovitě laminární textury a velikostí písčité frakce. Zastoupení stabilní a nestabilní složky a slíd je shodné, shodný je i tvar zrn (často koeficient elongace >1,7) a vytřídění písčité frakce. Těsně pod hranicí s bělohorským souvrstvím je nápadná příměs křemene ve velmi hrubozrnné až štěrčkovité frakci (zrnitostní rozdělení je bimodální), objevují se fosfátické hlízky do 2,5 mm a glaukonit má častěji funkci

pojiva. Lokálně byl glaukonit proudově redeponován (akumulace do šikmých lamin ve vrtu KP-3, hl. 419,25—419,60 m).

Mocnost svrchní části korycanských vrstev je nízká — 2,0 m (KP-3) až 5,6 m (KP-2). Pokud tato část transgreduje na krystalinikum, přechází místy na bázi až do slepenců (Soukup 1962a, 1965).

Z korycanských vrstev v okolí Štítů uvádí Soukup (1962b) asociaci makrofauny v české křídové pánvi typickou pro svrchní cenoman. Ve vrtech KP-1—KP-4 makrofauna nalezena nebyla. Z bioturbačních textur byl zjištěn jen *Planolites*.

### Bělohorské souvrství

Souvrství je rozšířeno v celém králickém příkopu vyjma j. okolí Králík. Zde na elevaci podložního krystalinika transgreduje až jizerské souvrství, jak je zřejmé z korelace vrtu KP-4 s vrty KP-1 a KP-2 (příl. 1).

Největší — přestože primárně neúplnou — mocnost (34,50 m) má bělohorské souvrství ve vrtu KP-1, kde transgreduje na krystalinikum. Ve střední a j. části příkopu se ukládá na korycanské vrstvy a jeho mocnosti jsou menší (24,00 m a 25,60 m ve vrtech KP-2 a KP-3). Ve vrtech KP-2 a KP-3 je na bázi souvrství 0,4—0,8 m mocná poloha vápnito-jílovitého glaukonitického, nestejnozrnného pískovce až písčitého glaukonitovce s akcesorickými fosfátickými hlízkami o velikosti do 0,6 mm. Písčité složka (30—40 %) je špatně vytříděná, glaukonit (30—40 %) je hrubozrnný (průměrná velikost 0,3 mm, max. 0,7 mm), akcesorický je relativně čerstvý plagioklas. V mikriticko-jílovité matrix se akcesoricky objevují jehlice hub a foraminifery, tj. mikrofaciální elementy typické pro nadložní slínovce.

Spodní hranice bazální polohy je neostrá, do nadloží přechází povlnným ubýváním písčité frakce a glaukonitu. V poloze jsou nápadné drobné šmouhy slínovce (asi výplně bioturbačních textur) s vysokým obsahem jehlic hub (30 %), jejichž osní kanálky jsou většinou diageneticky rozšířeny.

Nad bazální polohou následují velmi pevné, šedé, šmouhované, místy silicifikované slínovce vzácně až vápnité jílovce, o průměrném obsahu 31,9 %  $\text{CaCO}_3$  (mezní obsahy 23,2 a 40,2 %). Základní hmota slínovců je směs jílovité složky a mikritu. Byla v ní zjištěna i malá příměs dolo-mitu, z jílových minerálů vždy illit, vzácně kaolinit. Siltovou terrigenní frakci zastupuje hlavně subangulární až angulární křemen; živce (relativně čerstvý K-živec a plagioklasy) i muskovit jsou akcesorické (tab. 1). V ojedinělé poloze (KP-3, hl. 395,50 m) stoupá obsah klastického křemene na 20 %.

V biofázi převládají jehlice hub o průměrném obsahu 10,7 % (max. až kolem 20 %) představující dominantní mikrofaciální element souvrství. Následují foraminifery (2—10 %, průměr 5 %), průběžně, i když v menším množství (1—4 %, průměr 2 %) ostny, vzácně destičky echinodermat, často se syntaxiálními kalcitovými lemy, akcesoricky mlži aj. (tab. 1).

Vedle určitelných skeletálních částic jsou přítomny i neurčitelné fragmenty skeletů tvořené hrubozrnným kalcitem (sparitem), které již nemají zachovány původní formy a struktury. Zřejmě jde o rekrystalované fragmenty jehlic.

Souvrství charakterizuje spikulitová (spongiová) mikrofacie. Méně častá je spikulitovo-foraminiferová mikrofacie s přibližně stejným obsahem jehlic a foraminifer. Jehlice jsou převážně kalcifikované (kalci-formní), podřízeně jsou tvořeny chalcedonem. Někdy část jehlic tvoří kalcit, část chalcedon. Křemité a často i kalcifikované jehlice mají zachovány osní kanálky. Kanálky jsou vyplněny i glaukonitem. Akcesoricky se vyskytují i řezy jehlicemi s velkými, diagenezí rozšířenými centrálními dutinami, o průměru až 0,3 mm. Mnoho jehlic nelze při dvourozměrném pozorování a fragmentaci zařadit ani do základních morfologických skupin. Malá část jehlic je víceosá, s převahou tetraaxonů (trienů) nad triaxony, ojediněle lze jehlice určit jako monaxonní (zjištěn např. strongyle). U značné části řezů nelze odlišit, jde-li o řezy víceosými jehlicemi (např. rabdy) či monaxony. Vedle jehlic s hladkým povrchem se vyskytují morfologicky silně diferencované tetraaxonní jehlice — desmy, nejhojněji na bázi souvrství.

Podle velikosti, morfologie, dobře vyvinutých osních kanálků reprezentuje většina jehlic megaskléry silicispongií (Pokorný 1954, Laubenfels 1955, Špínar 1960, Hartman - Wendt - Wiedenmayer 1980). Kromě jednotlivých jehlic se vyskytují i fragmenty koster hexactinellidních hub. Ke kalcispongiím lze přiřadit vzácné tri-radiální jehlice (triaktiny), může k nim náležet i část řezů s hladkým povrchem, bez osních kanálků (fragmenty monaxonů či triaktinů?).

Foraminifery jsou v matrix rozmístěny nepravidelně, neorientované řezy umožňují jen někdy rodové určení. U bentózních foraminifer výrazně převládají vápnité schránky nad aglutinovanými.

U biofáze nebylo pozorováno třídění podle příslušnosti k živočišné skupině, akumulace do lamin apod.

Při vyšším obsahu jehlic je někdy patrná silicifikace v základní hmotě i biofázi. Silicifikace je omezena na světlejší čočky a šmouhy, někdy autigenní křemen prostupuje horninu v ostře ohraničené „frontě“.

Nepravidelně šmouhovitou až čočkovitě laminární texturu tvoří tmavší jílovitější šmouhy až laminy obklopující světlejší šmouhy a chuchvalce

s vyšším obsahem biofáze. Časté jsou bioturbační textury (*Chondrites* aj.) někdy mikroskopických rozměrů, s tmavší výplní ochuzenou o biogenní částice a křemen. Texturu, formovanou primárně nerovnoměrným rozmístěním matrix a biogenních částic ovlivnila i bioturbace a diagenese.

V úrovni 14,8 m a 4,6 m nad bází souvrství probíhá ve vrtech KP-2 a KP-3 glaukonitická poloha pozvolně přecházející do nadloží, s ostrým, nerovným stykem s podložím (příl. 1). Ve vrtu KP-1 nebyla poloha zjištěna, patrně zde primárně chybí. Korelaci s bělohorským souvrstvím umožňuje textura a mikrofaciální vývoj, typické pro vývoj souvrství ve v. části české křídové pánve. Makrofauna nebyla nalezena.

### Jizerské souvrství

Vyskytuje se již v celém králickém příkopu, v mocnostech plynule stoupajících od J k S, od 54,00 m ve vrtu KP-3 přes 68,55 m v KP-2 do 80,10 m v KP-1. Většinou se ukládá na bělohorské souvrství, jen v j. okolí Králík transgreduje na výraznou elevaci podložního krystalinika. Z korelace vrtných profilů (příl. 1) je zřejmé, že souvrství transgreduje na elevaci až střední částí a jeho mocnost je proto v místě elevace značně redukována (50,60 m ve vrtu KP-4, proti 80,10 m v blízkém vrtu KP-1). Bazální sedimenty na elevaci tvoří šedé, biomikritické až biomikrosparitické vápence, vyplňující členité „kapsy“ metrových rozměrů v rulách (viz profil vrtu KP-4 na příl. 1). Vápence se vyznačují nízkou strukturální zralostí. V matrix tvořené mikritem až mikrosparitem „plavou“ kromě zrn křemene proměnlivé velikosti málo zaoblené a vytríděné biogenní částice (bioklasty), často větších rozměrů (až 2,25 mm). Nejčastější jsou fragmenty schránek mlžů (hlavně *Ostrea* sp., 5 %), neurčitelná moluska (3 %), červené řasy (2 %), foraminifery a jehlice hub (<1—1 %). Na některých bioklastech (mlži) jsou patrné bioerozní struktury. Světlé „ústřičné“ vápence mocné 1,1 m popisuje Soukup (1962b, 1965) z báze křídvy vrtu KR-1, situovaného nedaleko vrtu KP-4 (obr. 1). Vápence označuje jako „příbojovou facií“ a řadí je do spodního turonu, tj. bělohorského souvrství. Vápence z vrtu KR-1 jsou však petrograficky i pozicí ve svrchnokřídovém profilu shodné s vápencí ve vrtu KP-4, a patří proto rovněž k jizerskému souvrství.

V ostatních vrtech tvoří bází souvrství glaukonitická poloha 0,5—0,7 m mocná, oddělená nerovnou, erozivní hranicí od bělohorského souvrství (příl. 1).

Na glaukonitickou polohu navazují velmi pevné, světle šedé až šedé vápnité jílovce až slínovce, někdy slabě silicifikované. Na elevaci u Krá-

lík se slínovce ukládají místy na biomikritické vápence (vrt KR-1, Soukup 1965), místy na krystalinikum (vrt KP-4, příl. 1). Petrograficky jsou velmi podobné slínovcům bělohorského souvrství, od nichž se makroskopicky odlišují jen homogenní texturou. Mikroskopicky byl zjištěn nižší průměrný obsah klastického křemene a jehlic hub, nižší je i průměrný obsah  $\text{CaCO}_3$  (tab. 1). Složení jílovité složky je variabilní. Na bázi byly identifikovány illit, kaolinit i montmorillonit, výše pouze illit, který v nejvyšší části chybí a objevuje se kaolinit s příměsí montmorillonitu. Hodnota průměrného obsahu jehlic hub v celém souvrství (tab. 1) však zakrývá rozdíly mezi spodní a svrchní částí. Ve spodní části je obsah jehlic hub relativně nízký — v průměru 4,3 %. Ve svrchní části, s četnými glaukonitickými horizonty (příl. 1) je průměrný obsah vyšší — 11,8 %, v glaukonitických horizontech je ještě mírně zvýšený (tab. 1). Procento foraminifer kolísá jen v malém rozsahu.

Ve spodní části souvrství je obsah jehlic hub a foraminifer převážně vyrovnaný, převládá spikulitovo-foraminiferová mikrofacie nad spikulitovou mikrofacií, zastoupena je i spikulito-foraminiferovo-echinodermatová mikrofacie. Ve svrchní části souvrství opět dominuje spikulitová mikrofacie. Morfologické typy jehlic jsou stejné jako v bělohorském souvrství. Nápadný je zvýšený podíl desmoidních jehlic v nejvyšší části souvrství (až 50 % jehlic).

Bloturbační textury jsou stejné jako v bělohorském souvrství.

Nálezy inoceramů z vrtu KP-2 (*Inoceramus ex gr. cuvieri* v hl. 718,0 m a *Inoceramus ex gr. lamarcki* v hl. 740,5 m) řadí spodní část souvrství do středního turonu. V bazálním vápenci ve vrtu KP-4 v hl. 209,50 m byla nalezena rudistová fauna (*Radiolites* sp.). Nejvyšší část souvrství již může zasahovat do svrchního turonu (viz Čech et al. 1980).

### Teplické souvrství

Všude se ukládá na jizerské souvrství, mocnosti se pohybují od 79,00 m (KP-3) do 108,40 m (KP-1). Dobře korelovatelnou bázi tvoří glaukonitický horizont 0,05 až 0,30 m mocný (příl. 1).

Nad bazálním horizontem následují měkké, šedé až sytě šedé, vápnité jílovce až slínovce, s obsahu  $\text{CaCO}_3$  od 11,25 do 33,07 %, v průměru 18,6 % (tab. 1). Od sedimentů jizerského a bělohorského souvrství se odlišují především výrazným snížením obsahu jehlic hub v biofázi. Jehlice jsou jen akcesorické (<1 %). Spikulitová mikrofacie není zastoupena, vyjma ojedinelé polohy ve vrtu KP-3 (hl. 278,5 m, 5 % jehlic), častá je mikrofacie foraminiferová. Obsah dalších složek se snižuje jen mírně (tab. 1). Celkově je v teplickém souvrství vůči podložním slínovcům

chronostratigrafické dělení	sedimentační fáze	oblastní litostratigrafická jednotka	klastický křemen v písčité a hruběji siltové frakci			živce	úločky nestabilních hornin	muskovit	biotit		
			obsah v %	průměrná velikost v mm	maximální velikost v mm						
coniak	svrchní	V	březenké s. 77	f	33,8	0,11	0,65	26,78	7,62	4,32	5,22
	střední			e	7,9	0,034	0,60	<1—1	<1	2,52	<1
	spodní	IV	rohatecké v. 14		1,5	0,026	0,12	<1	—	<1	—
turon	svrchní	III	teplické s. 27		4,1	0,04	0,15	<1	—	<1	—
	střední	II	jízerské s. 36	d	3,8	0,06	0,35	<1	—	<1	—
				c	5,6	0,09	0,60	<1	—	<1	—
	spodní		bělohorské s. 21		7,2	0,05	1,50	<1	—	<1	—
cenoman	svrchní	I	korycanské v. 10	b	56,2	0,20	4,0	2—3	<1	<1	—
				a	22,0	0,14	0,70	<1	—	<1	<1

a — údaje pro vápencové čočky; b — údaje pro pískovce; c — údaje bez glaukonitických horizontů; d — údaje pro glaukonitické horizonty; e — údaje pro jílovce (až prachovce); f — údaje pro pískovcové vločky; 25 — počet analyzovaných výbrusů; (31) — počet analýz obsahu karbonátů; \* odhady z výbrusů

podstatně snížený podíl biofáze na složení horniny (4—6 %, resp. 20—22 %). To spolu s nižším obsahem CaCO<sub>3</sub> a vymizením projevů silicifikace snižuje pevnost horniny i ovlivňuje její homogenní texturu. Obsah jílových minerálů na bázi souvrství koresponduje s nejvyšší částí jízerského souvrství (kaolinit s příměsí montmorillonitu), výše byl vždy určen illit s kaolinitem.

Zhruba stejně jako v jízerském souvrství je zastoupen klastický křemen s výjimkou střední části souvrství v okolí Králík. Ta je zde zastou-

Tabulka 1

ve svrchnokřídové sekvenci (obsahy udány v procentech)

glaukonit	jehlice hub	foraminifery	echinodermata	moluska	ostracoda	bryozoa	řasy	neurčitelné biogenní částice	CaCO <sub>3</sub>	MgCO <sub>3</sub>	FeCO <sub>3</sub>
<1	≤1	<1	≤1	≤1	—	—	—	<1	12,0*	neanalyzováno	neanalyzováno
≤1	<1	1,7	1	≤1	≤1	—	—	<1	7,13 (31)	1,16 (31)	4,90 (31)
≤1	<1	2,75	0,5	<1	≤1	—	—	<1	16,53 (13)	1,32 (13)	2,56 (13)
0,37	1—<1	2,1	0,7	<1	≤1	—	—	~1	16,2 (27)	2,04 (27)	2,23 (27)
12,6	14,1	3,6	1,2	<1	<1	—	—	~4	23,4 (6)	2,09 (2)	0,37 (2)
0,7	7,8	3,5	2,1	<1	<1	—	—	~3	23,65 (64)	1,76 (64)	1,66 (64)
1,2	10,7	4,9	2,0	<1	<1	≤1	—	~2—3	31,90 (20)	1,36 (20)	1,01 (15)
10	—	<1	—	≤1	—	—	—	≤1	15—20 %*	neanalyzováno	neanalyzováno
3	≤1 ?	3	1	<1	≤1	—	<1	2	65,0*	neanalyzováno	neanalyzováno

pena prachovitými, vápnitými jílovcí a vápnito-jílovitými prachovci (příl. 1.; jako prachovce označujeme jílovité horniny s obsahem klastického křemene nad 25 %, převážně v siltové frakci). Prachovce přecházejí až do podřízených poloh jemnozrnných pískovců, ojediněle diagonálně zvrstvených. Směrem k J klastického křemene ubývá. Ve vrtu KP-2 jsou vápnité jílovce až slínovce ve střední části souvrství jen místy prachovité, prachovce a pískovce chybějí. Ve vrtu KP-3 již obsah klastického křemene v celém souvrství klesá pod 10 %. Klastický křemen v prachovcích (až pískovcích) se vyznačuje nízkým zaoblením (převládají subangulární zrna). Zrna jsou většinou monokrystalická, někdy s koeficientem elongace  $> 1,7$ . Živce jsou spolu se slídami akcesorické.

V hloubce 3,30 m pod horní hranicí souvrství byla ve vrtu KP-3 zjištěna 30 cm mocná, ostře ohraničená vložka kalcifikovaného pískovce. Obdobné vložky jsou typické pro březenské souvrství. Vrt KP-3 je zatím jediným případem v české křídové pánvi, kdy se v pelitech teplického souvrství obdobná vložka objevuje.

Zřetelné bioturbační textury nebyly identifikovány.

Souvrství je svrchnoturonského stáří, jak dokládají nálezy *Inoceramus cf. dresdensis* (vrt KP-4, hl. 156,50 a 130,60 m). Dle asociace foraminifer, především výskytu druhu *Praeglobotruncana stephani Gandolji*, bazální část souvrství náleží ještě do turonu středního (Hercogová 1985). Je pravděpodobné, že nejvyšší část souvrství již zasahuje do spodního coniacu (Čech et al. 1980, Hercogová 1985).

### Rohatecké vrstvy

Vrstvy, jejichž mocnost je relativně stálá (24,90—31,20 m), byly ověřeny v typickém vývoji, jako střídání decimetrových až metrových poloh tvrdých a měkkých vápnitých jílovců. V tvrdých polohách je nápadná nepravidelně šmouhovitá textura a hojně, resp. více zřetelné bioturbační textury (především *Chondrites*). Kontakty mezi tvrdými a měkkými polohami jsou ostré i difúzní.

Rohatecké vrstvy se vyznačují nejnižšími obsahy klastického křemene z celé křídové sekvence. Proti teplickému souvrství se ještě mírně snižuje obsah jehlic hub; foraminifery (tab. 1) zůstávají nejhojnější složkou biofáze (foraminiferová mikrofacie). Z jílových minerálů je přítomen illit i kaolinit.

Mezi tvrdými a měkkými polohami jílovců nebyly zjištěny rozdíly v obsahu klastického křemene, biofáze a jiných složek. Rovněž obsahy karbonátů jsou prakticky shodné (tab. 1). Orientační analýzy prokázaly vyšší průměrný obsah volného  $\text{SiO}_2$  v tvrdých polohách (v průměru 29,2 %, max. 33,3 %, v měkkých polohách 17,4 %, max. 20,0 %). Tvrdé polohy jsou zřejmě silněji silicifikovány, stejně jako jinde v české křídové pánvi (Slavík 1965, Klein - Hercogová - Rejchrt 1982, Valečka - Slavík 1985). Ve výbrusech je však silicifikace zřetelná jen v komůrkách foraminifer. Bez speciálního výzkumu nelze zatím říci, do jaké míry se na obsahu volného  $\text{SiO}_2$  podílí autigenní křemen a jaký podíl může tvořit klastický křemen, příp. i křemité skeletální částice ve velmi jemné, submikroskopické frakci.

Četné nálezy inoceramů řadí rohatecké vrstvy do spodního coniacu (*Inoceramus waltersdorjensis waltersdorjensis* ve vrtu KP-4 v hl. 63,80 a 66,80 m a *Inoceramus waltersdorjensis* ve vrtu KP-2 v hl. 582,30 m, *Ino-*



*ceramus inconstans schloenbachi* v hl. 63,80 m ve vrtu KP-4 a v hl. 568,60 m ve vrtu KP-2). Hercogová (1985) na základě bentózních foraminifer vymezuje svrchní turon a spodní část spodního coniacu jako stratigrafickou jednotku, do níž zahrnuje rohatecké vrstvy, spolu se svrchní částí teplického a bazální částí březenského souvrství.

### Březenské souvrství

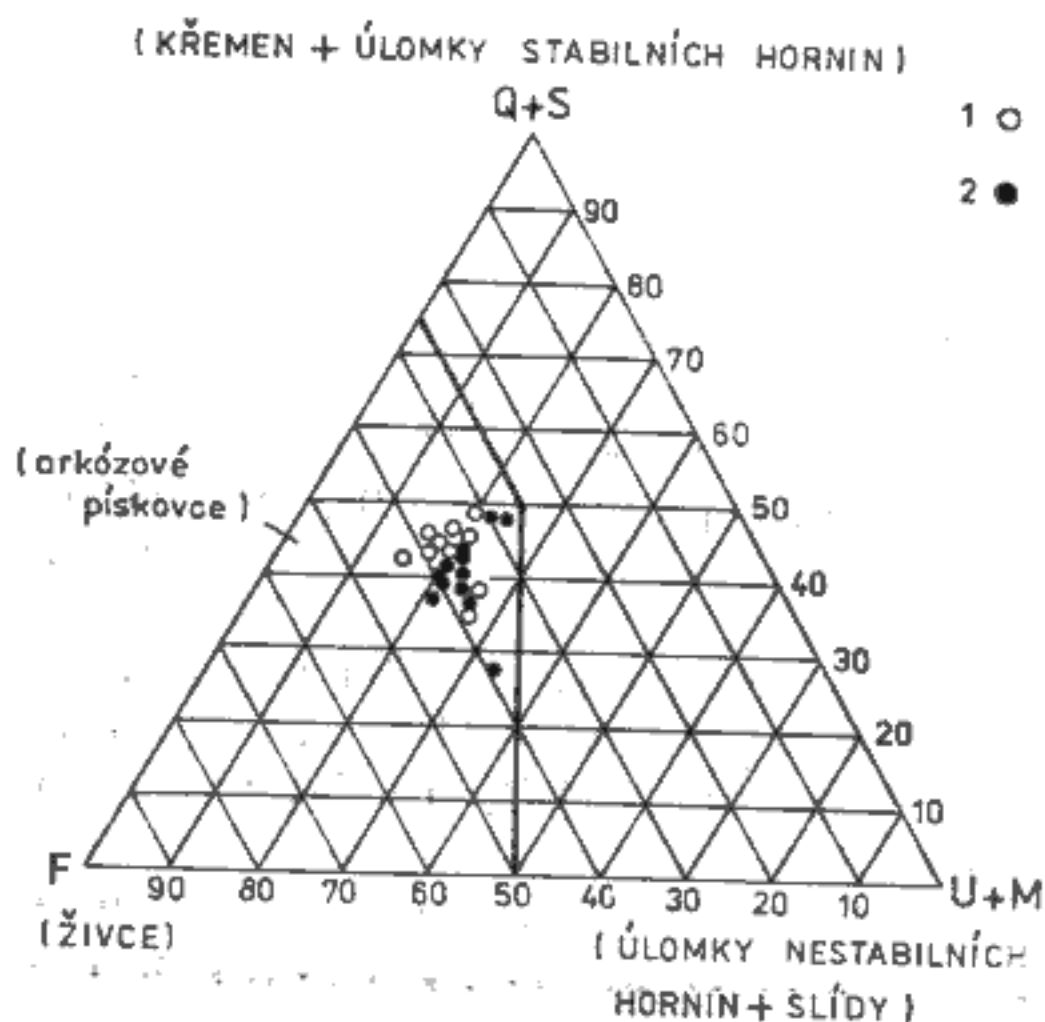
Nejmladší zachovaná jednotka v krállickém příkopu dosahuje přes částečnou denudaci mocností, které patří k největším v české křídové pánvi. Největší — pravou — mocnost ověřil vrt KP-1 — 468,30 m. Mocnost ve vrtu KP-2 (553,50 m) je nepravá (úklon vrstev 30—35°), skutečná dosahuje asi 450—470 m. Vrtů KP-3 a KP-4 prošly jen 226,00, resp. 35,30 m souvrství (příl. 1). Soukup (1962b, 1965) a Dvořák (1963) předpokládali mocnosti jen 100—200 m.

Souvrství je zastoupeno jílovcí (až prachovci) zčásti vápnitými, s vložkami pískovců. Tento vývoj je označován jako flyšoidní facie (Klein - Müller - Valečka 1979) či flyšová facie (Jerzykiewicz 1970, 1971, Radwański 1975).

Tenké vložky pískovců jsou odděleny mnohem mocnějšími polohami jílovců. Výjimku tvoří sekvence z hl. 162,00—194,90 m ve vrtu KP-3. V této sekvenci jsou polohy pískovců amalgamovány (tj. spojeny — viz Kukal 1986). Sekvence s nepochybnými znaky turbiditů (obr. 6) byla petrograficky (obr. 2) i texturně (tab. 4, viz následující kapitola) analyzována zvlášť. V dalším textu je označována jako turbiditní sekvence.

Většina vložek pískovců obsahuje kalciumkarbonát, jehož obsah silně kolísá, od 45 % do <1—1 %. Kalciumkarbonát ve formě sparitického tmelu (zrna o velikosti až kolem 0,5 mm) zatlačuje matrix a koroduje zrna křemene i živců. Při vyšších obsazích vzniká poikiloklastická struktura. U některých vložek je kalciumkarbonát přítomen jen v jejich horní části. Hranice mezi kalcifikovanou a nekalcifikovanou částí vložky je difúzní či ostrá a nepravidelná. Kalciumkarbonát proto považujeme za sekundární cement, jehož zdrojem byly okolní jílovce s primárním obsahem CaCO<sub>3</sub>. Při vyšších obsazích CaCO<sub>3</sub> je nápadné snížení obsahu živců, ve srovnání se slabě vápnitými polohami. Kalciumkarbonát tedy zatlačil kromě matrix i část živců. Pro analýzu petrografického složení byly proto brány v úvahu jen polohy pískovců s obsahem CaCO<sub>3</sub> pod 10 %. Pískovce obsahují méně než 10—15 % primární matrix (jílu + jemné siltové frakce) a pro jejich klasifikaci bylo užito klasifikačního diagramu Pettijohna, Pottera a Sievera (1972, str. 158). Všechny analýzy spadají do pole arkózových pískovců. Rozdíly mezi složením pískov-

ců v jednotlivých polohách jsou velmi malé, nebyly zjištěny ani rozdíly mezi pískovci v turbiditní sekvenci a v ostatních částech souvrství (obr. 2).



2. Petrografické složení pískovcových vložek ve flyšoidní facii březenského souvrství (klasifikační diagram F. J. Pettijohna, P. E. Pottera a R. Sievera 1972)

1 — pískovce v turbiditní sekvenci; 2 — pískovce ve flyšoidní facii vyjma turbiditní sekvence

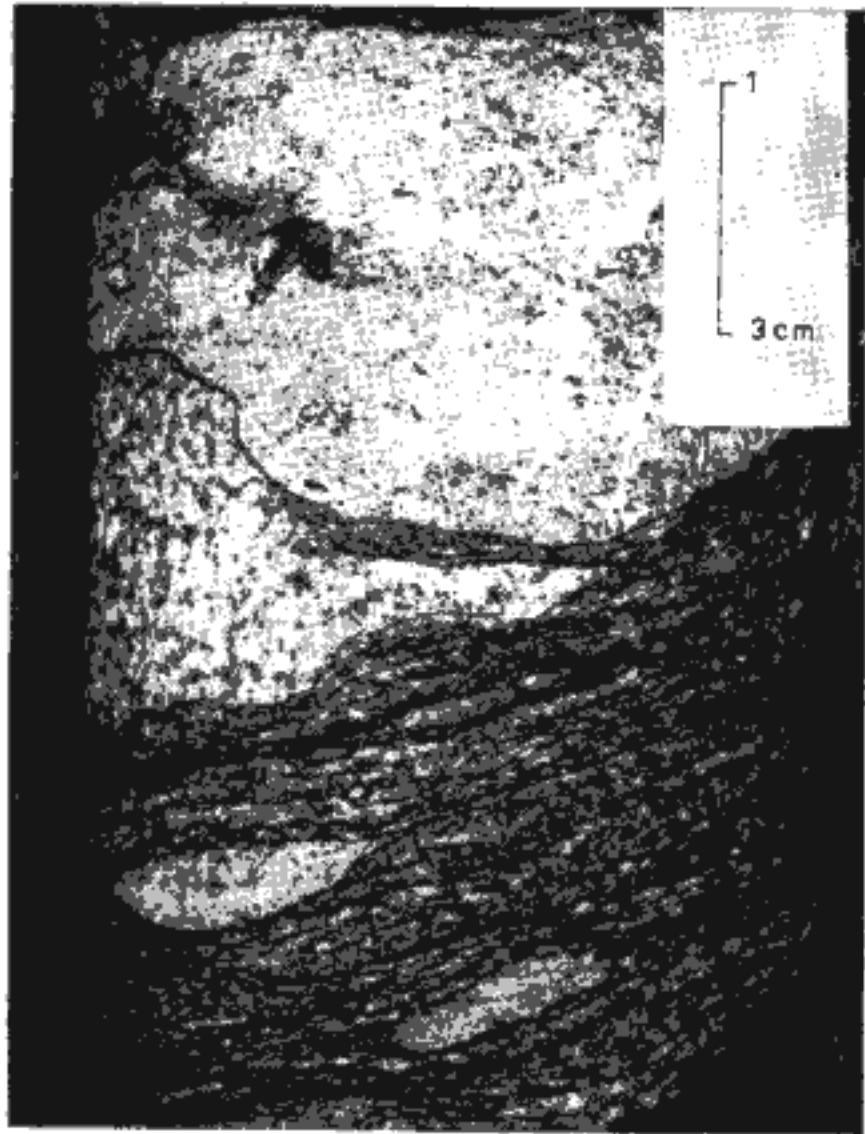
Ve stabilní složce výrazně převládá křemen, akcesoricky se vyskytují zrna kvarcitů a silicitů. Zrna křemene jsou převážně monokrystalická, bez undulózního zhášení. Polykrystalická zrna tvoří 10–15 % zrn. Převládají angulární a subangulární zrna (80–90 %), následují velmi angulární (5–15 %) a suboválná (<5 %) zrna. Oválná zrna se vyskytují ojediněle (<1 %). Některá zrna, a to i monokrystalická, mají protáhlý tvar a koeficient elongace od 1,7 do 4. Nestabilní složku zastupují úlomky hornin, vzhledem k jemnozrnnosti a přeměnám těžko odlišitelné od živců. Některé úlomky lze určit jako metamorfity a alterované vulkanity. Větší průměrné zastoupení než úlomky hornin mají slídy (tab. 1). Poměr muskovitu k biotitu kolísá od 2 : 1 do 1 : 3.

Z živců jsou zastoupeny draselné živce a kyselé plagioklasy. Vedle silně alterovaných (kaolinizovaných či sericitizovaných) zrn jsou přítomna i zrna čerstvá. Akcesoricky se vyskytuje zuhelnatělý rostlinný detrit, velmi vzácně i glaukonit a biogenní částice (tab. 1).

Zrnitostní parametry pískovců byly pro špatnou rozdrůžitelnost sledovány pouze ve výbrusech. Vytřídění bylo sledováno vizuálně, měřena byla průměrná a maximální velikost zrna. Psamitická frakce se vyznačuje nízkou hodnotou průměrné velikosti zrna (0,11 — viz tab. 1, krajní hod-

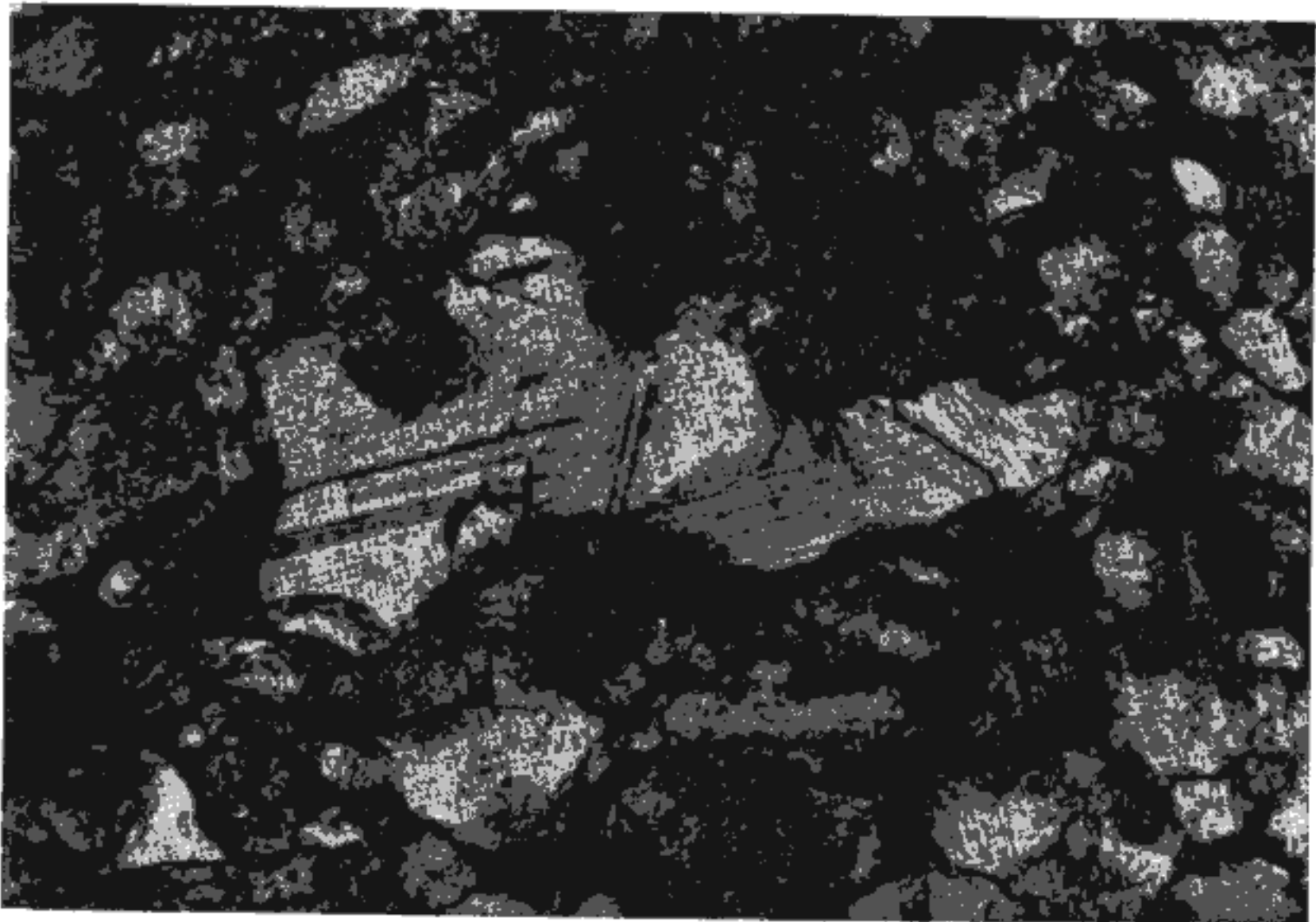
1. Nepravidelné čočky sparitického kalcitu v laminovaném jemnozrnném pískovci. Vznik čoček umožnila separace terrigenní a karbonátové složky při sedimentaci. Korycanské vrstvy. Vrt KP-3 Štíty, 424,0 m, měřítko v cm

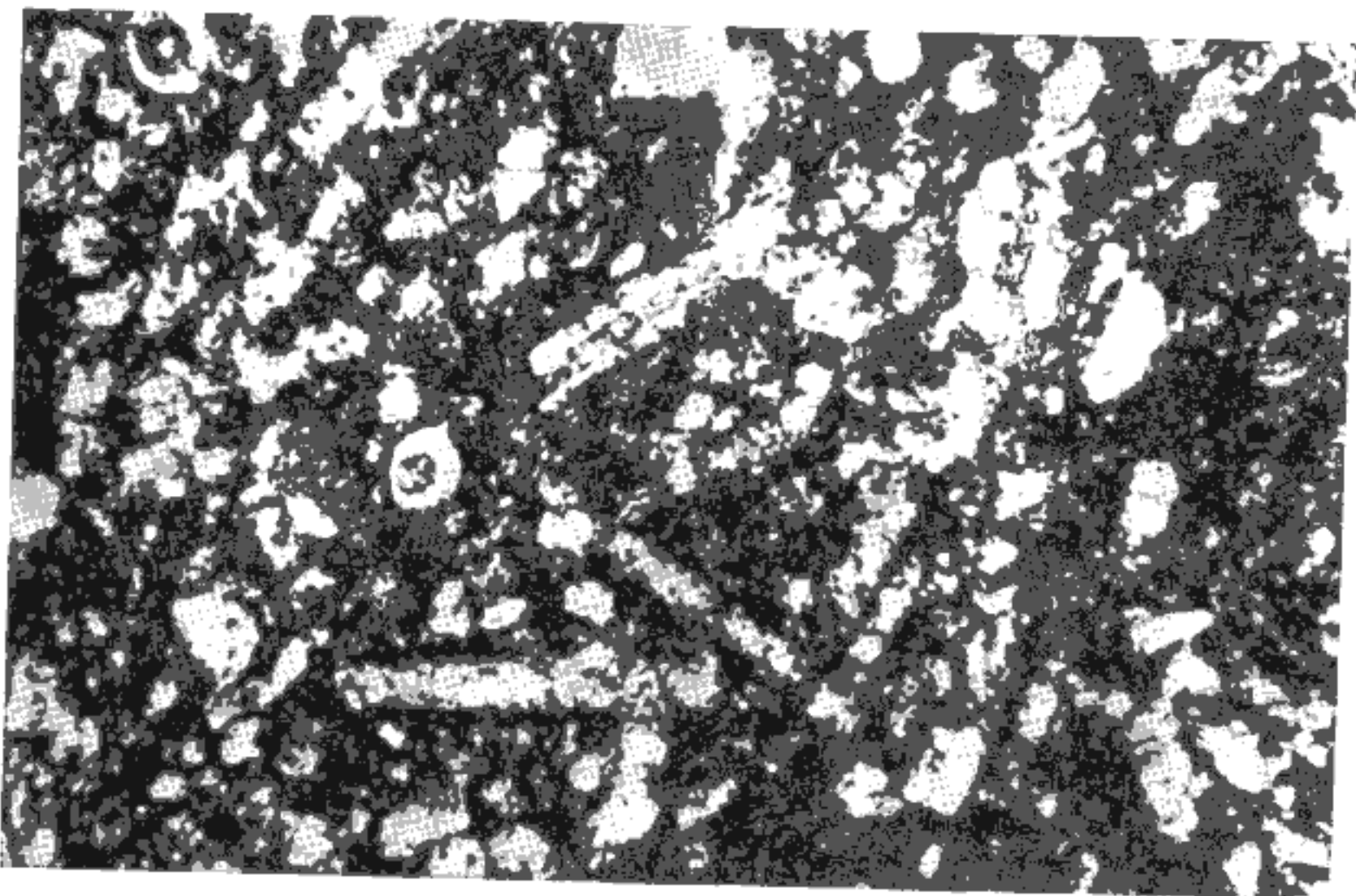
Foto ÚÚG — V. Skala



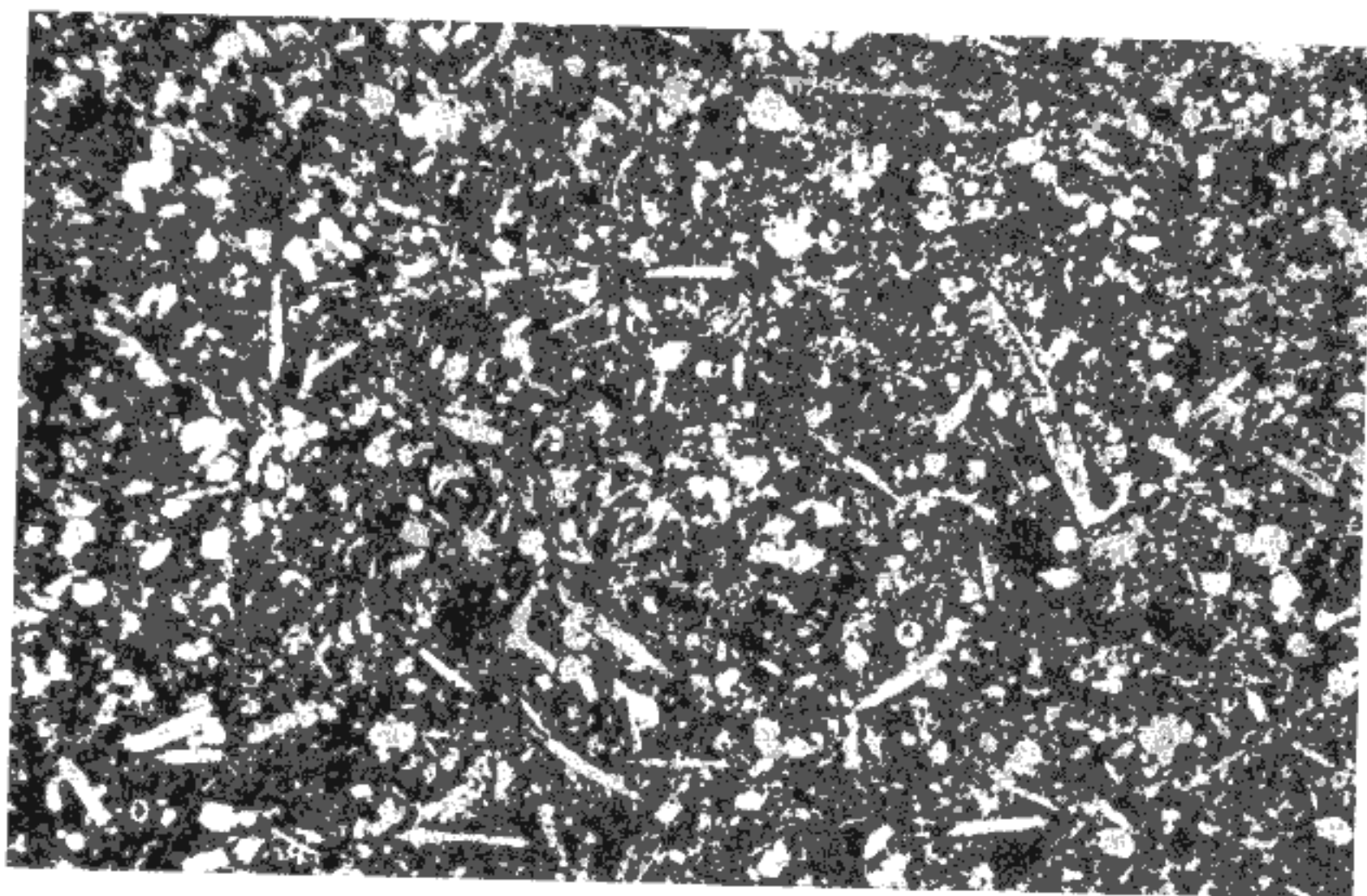
2. Fragment kalcifikované jehlice — desmy uložené spolu s drobnými skeletálními částicemi a zrnky klastického křemene v slípnité matrix. Bělohorské souvrství. Vrt KP-1 Bořkovice 725,6 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 195

Foto ÚÚG — K. Navrátilová





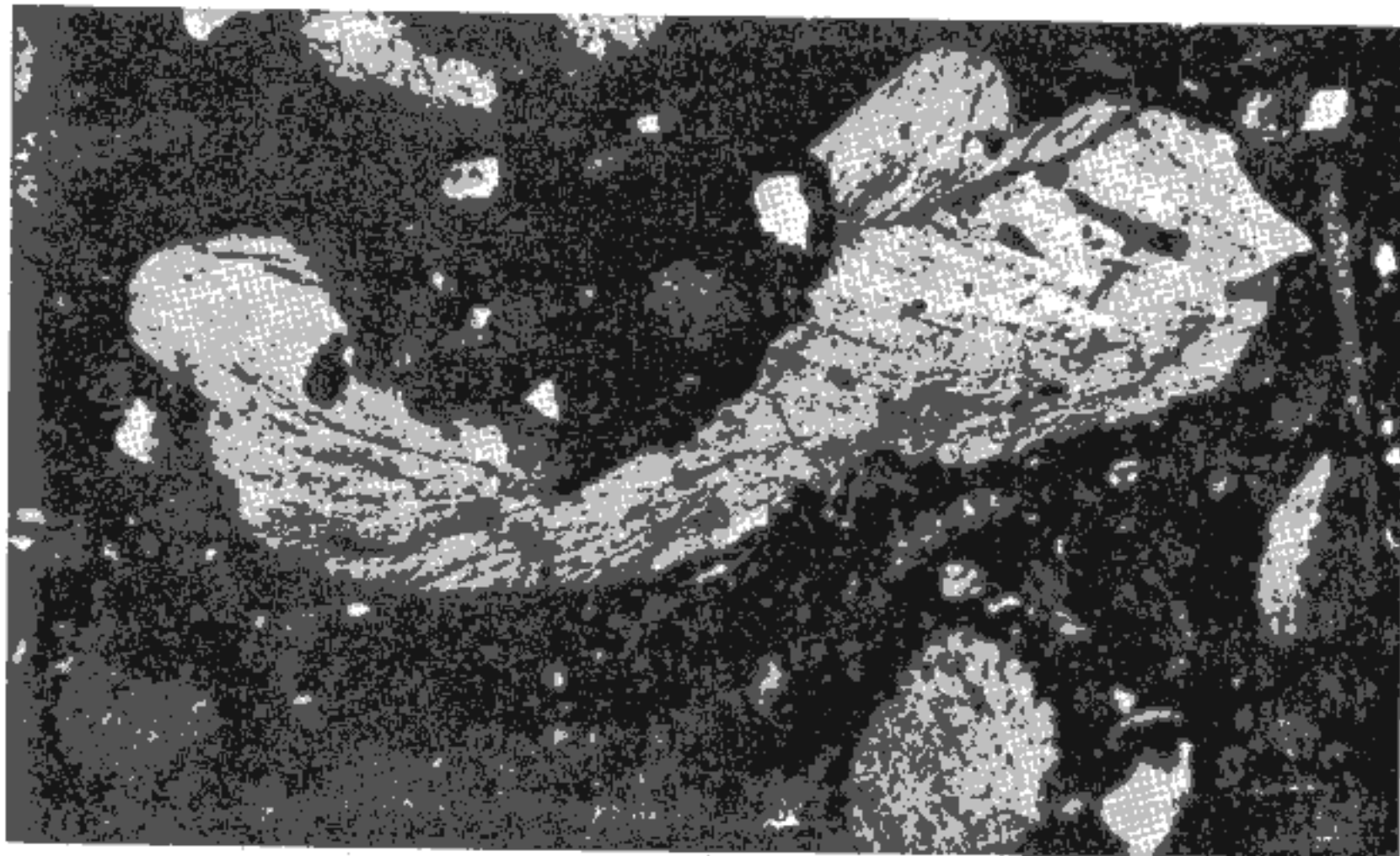
1. Typická spikulitová mikrofacie. Převažují fragmentované, kalcifikované megaskléry. Slínovec, bělohorské souvrství. Vrt KP-3 Štítý, 416,3 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 135



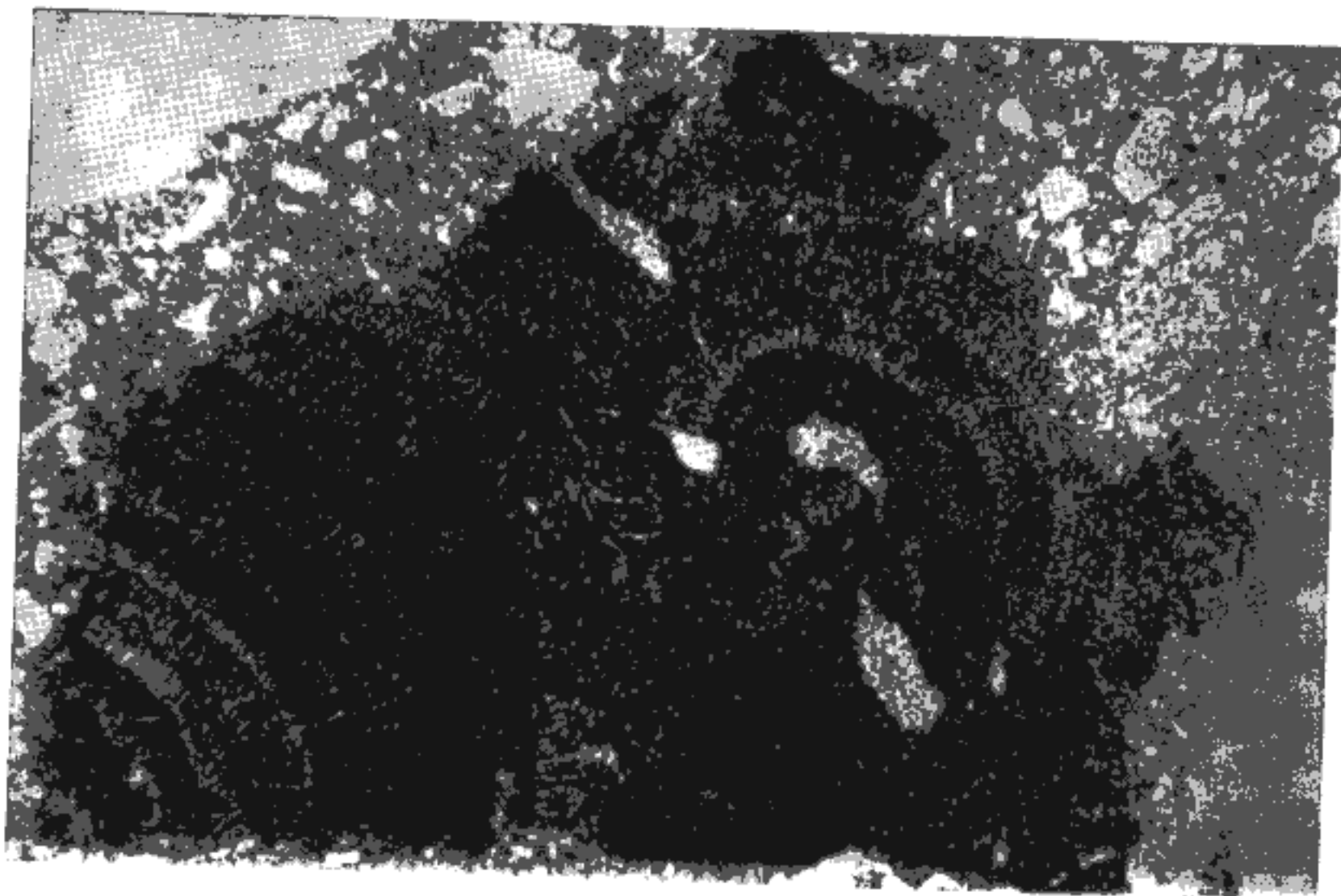
2. Spikulitová mikrofacie dto II/1 v jizerském souvrství dokládá obdobný mikrofaciální vývoj bělohorského a jizerského souvrství. Jizerské souvrství. Vrt KP-4 Králíky, 173,1 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 42  
Foto OÜG — K. Navrátilová



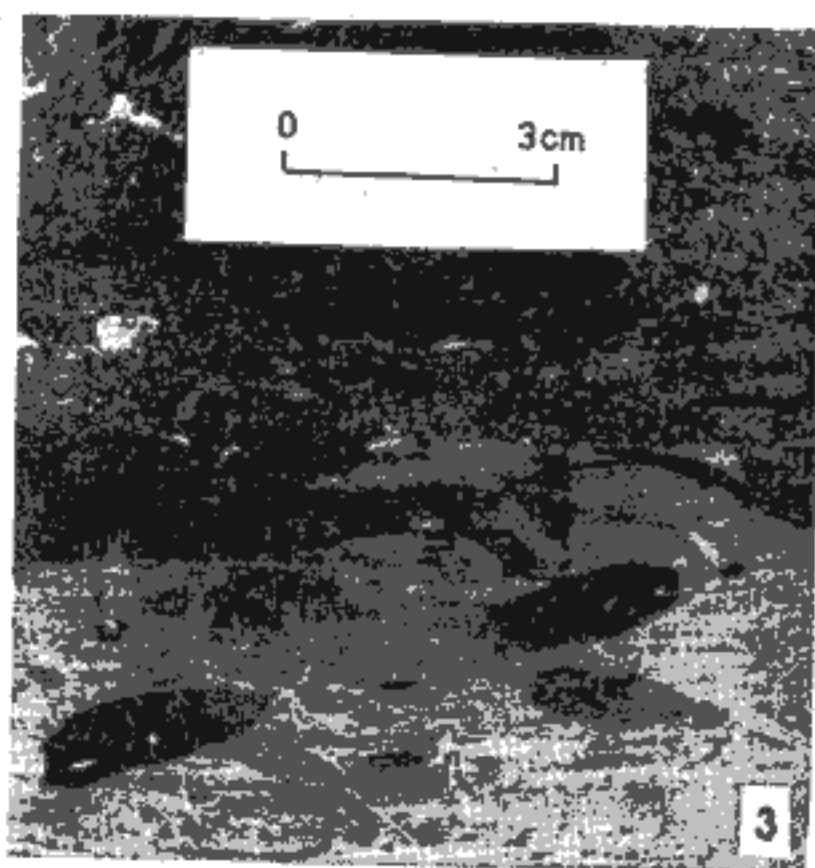
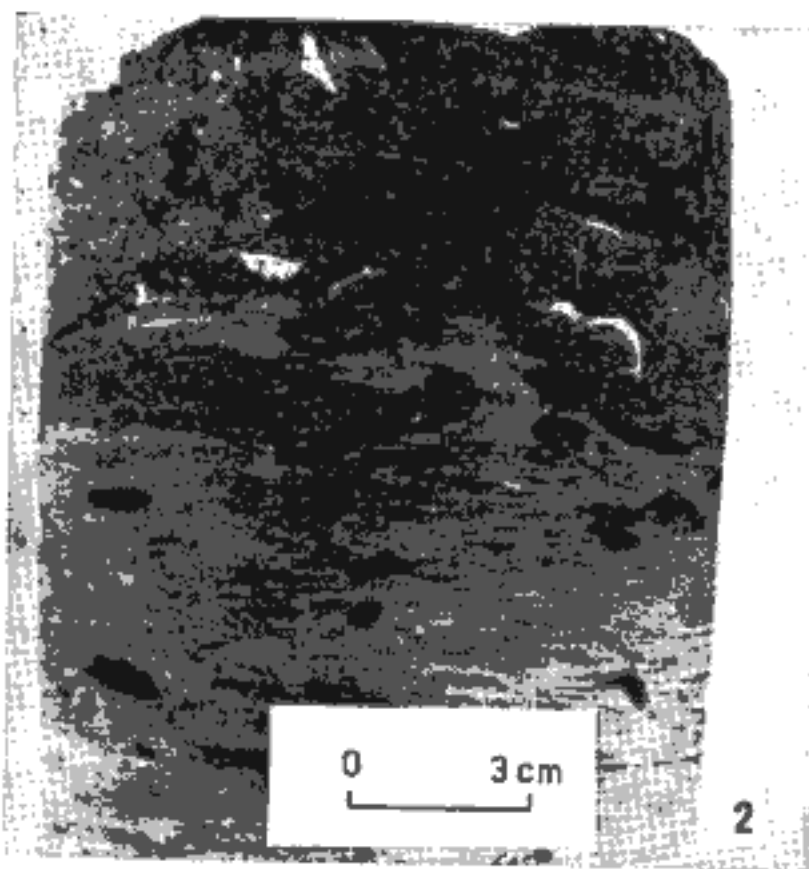
1 Biomikritický vápenec. Velké, netříděné fragmenty schránek (hlavně *Ostrea* sp.) plavou spolu se zrny křemene v mikritické matrix. Tento vápenec vyplňuje drobné „kapsy“ v podložním rulovém reliéfu v j. okolí Králík. Jizerské souvrství. Vrt KP-4 Králíky, 209,5 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 33,75



2 Velký fragment schránky mlže (*Ostrea?*). Nepravidelné tmavé skvrny uvnitř fragmentu interpretujeme jako stopy po vrtavé činnosti řas. Biomicritický vápenec, jizerské souvrství. Vrt KP-4 Králíky, 209,5 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 57,75  
Foto ÚÚG — K. Navrátilová

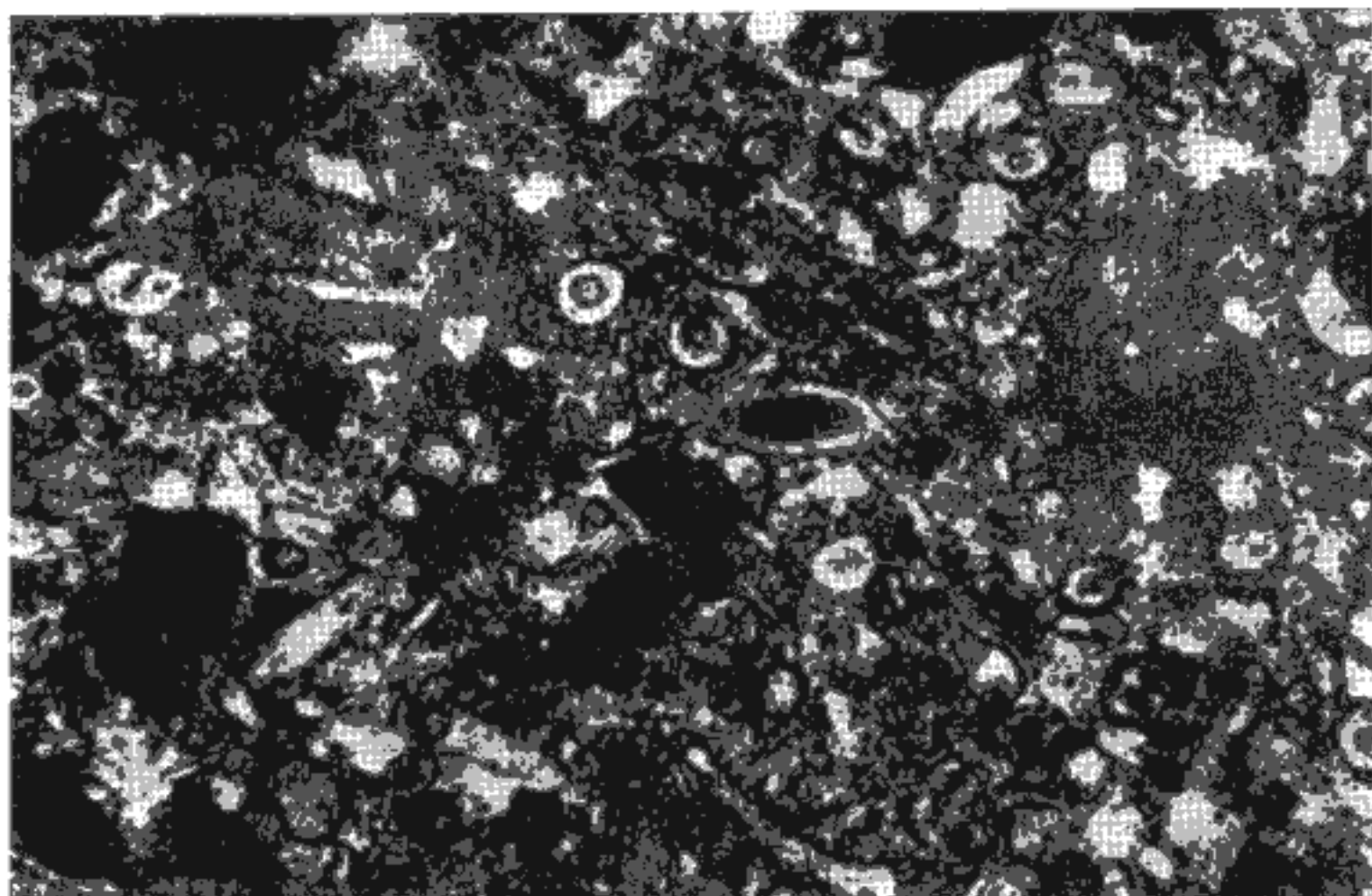


1. Biomikritický vápenec obsahuje řidce i velké úlomky červených řas. Jizerské souvrství. Vrt KP-4 Králíky, 209,5 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 57,75  
Foto ÚÚG — K. Navrátilová

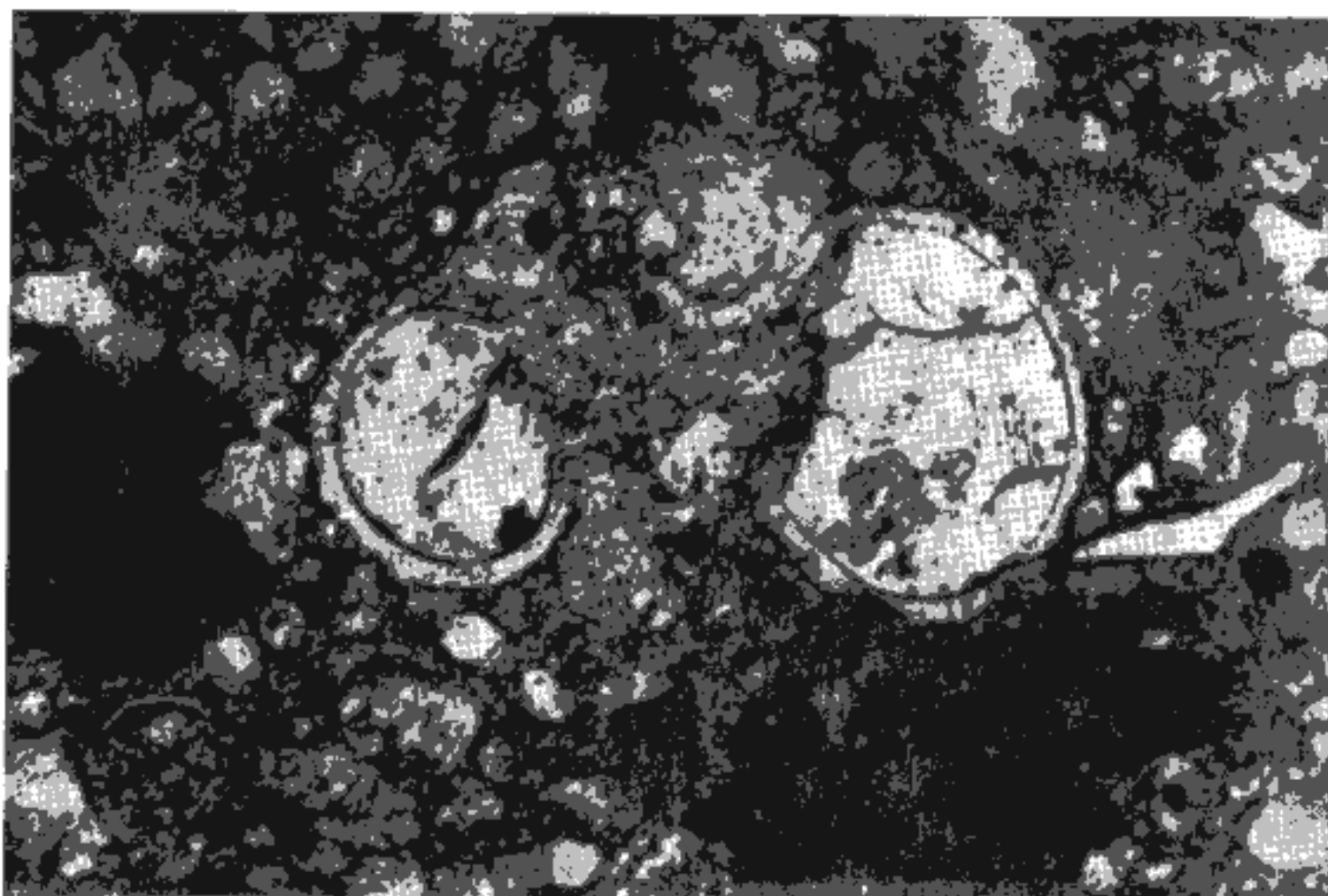


2. Glaukonitický horizont nad hiátovou plochou (příp. pevným dnem). Reliéf hiátové plochy byl ovlivněn intenzivní bioturbací. Jizerské souvrství. Vrt KP-3 Štíty, 358,75 m, měřítko v cm  
3. Tunelovité bioturbační textury (Thalassinoides) pronikající do slínovce pod hiátovou plochu byly vyplněny glaukonitickým slínovcem z nadožního glaukonitického horizontu. Jizerské souvrství. Vrt KP-3 Štíty, 358,75 m, měřítko v cm

Foto 2, 3 ÚÚG — H. Vršalová

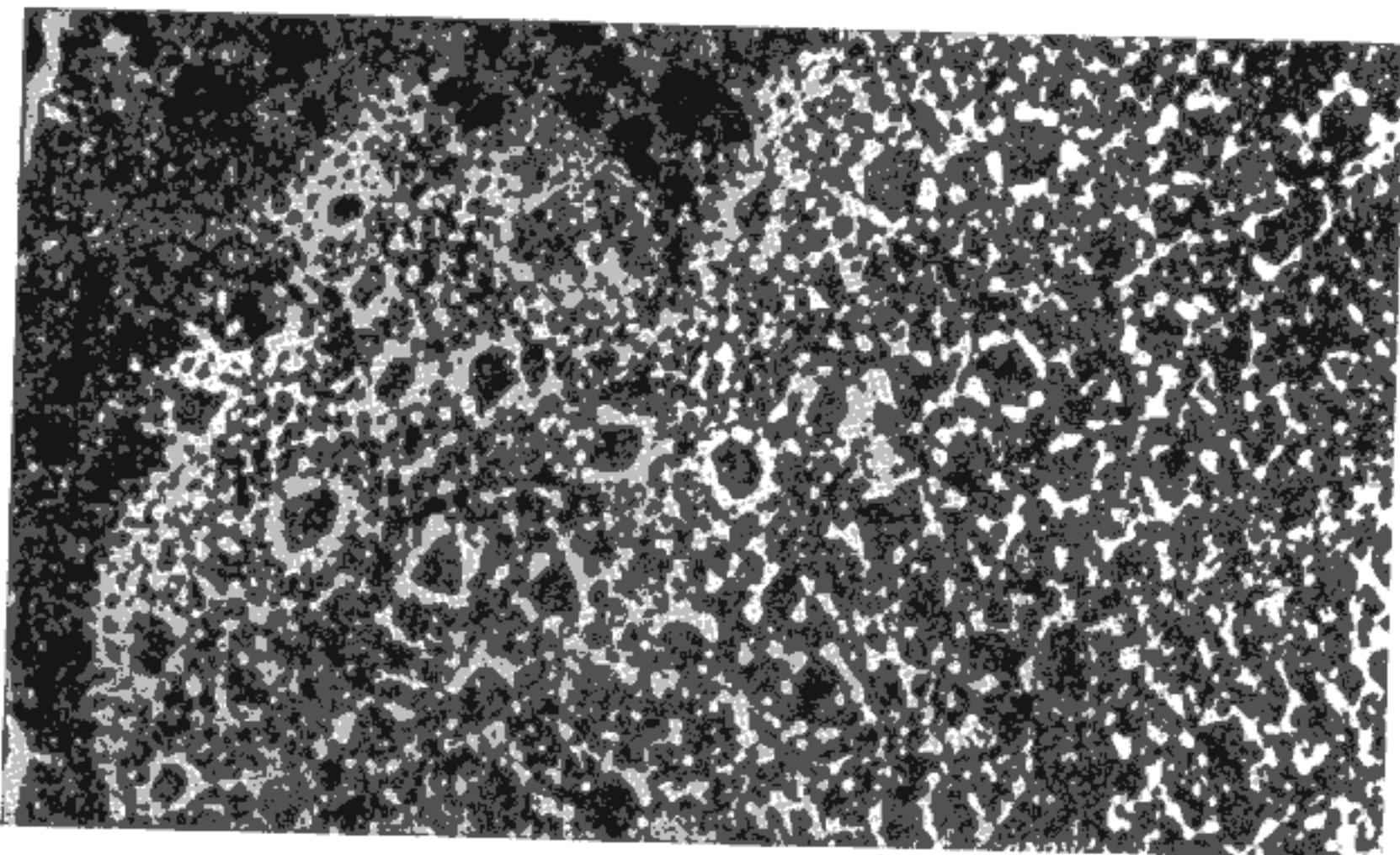


1. Glaukonitický slínovec s hojnými jehlicemi hub (spikulitová mikrofacie). Glaukonit je přítomen nejen ve formě tmavých zrn, vyplňuje i osní kanálky jehlic hub. Glaukonitický horizont. Jizerské souvrství, Vrt KP-1 Boříkovice, 832,25 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 81

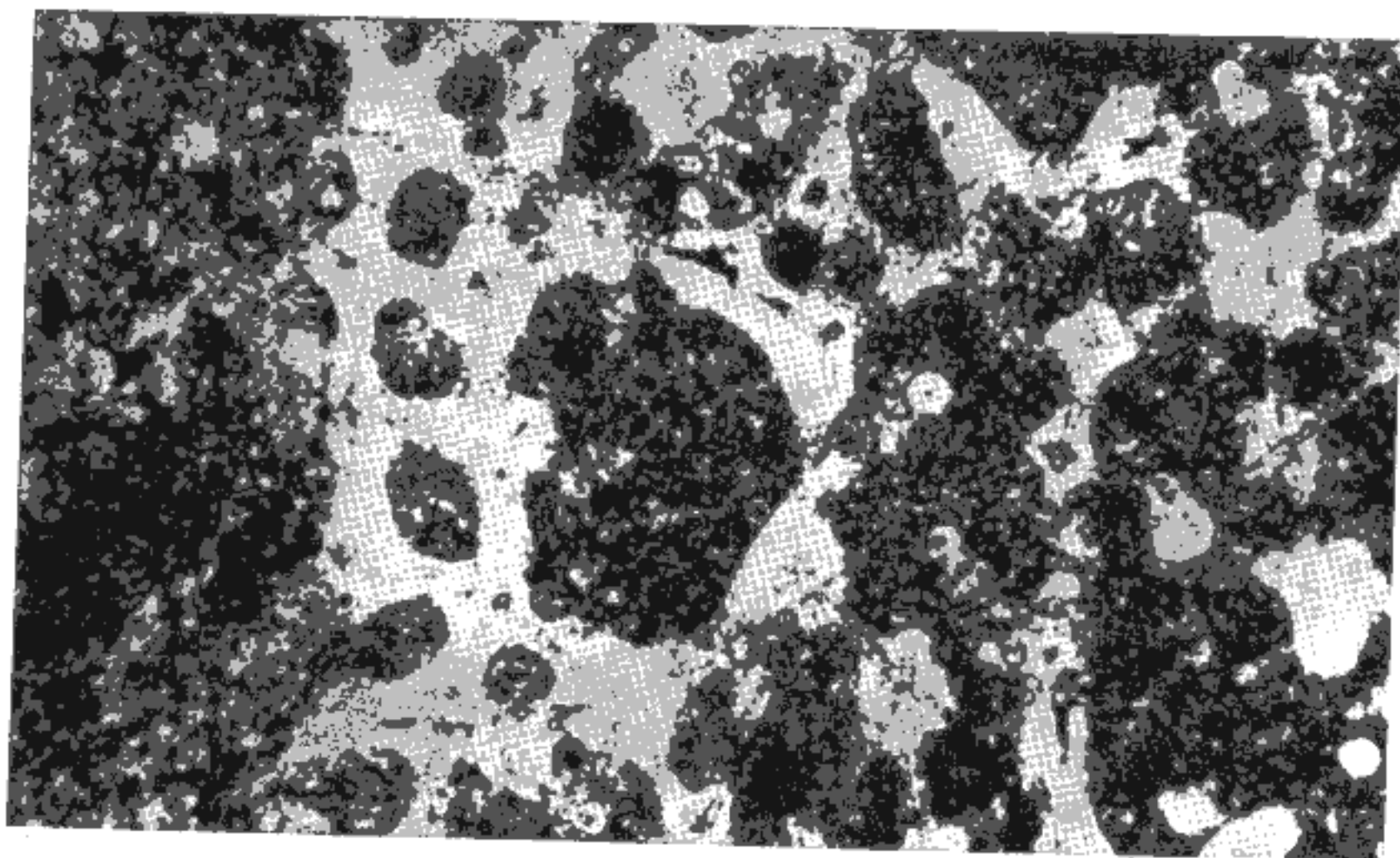


2. Součástí biofáze v slínovcích a jílovcích jsou i schránky planktonních foraminifer. Glaukonitický slínovec (glaukonitický horizont). Jizerské souvrství, Vrt KP-3 Štítý, 347,55 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 195

Foto ÚÚG — K. Navrátilová



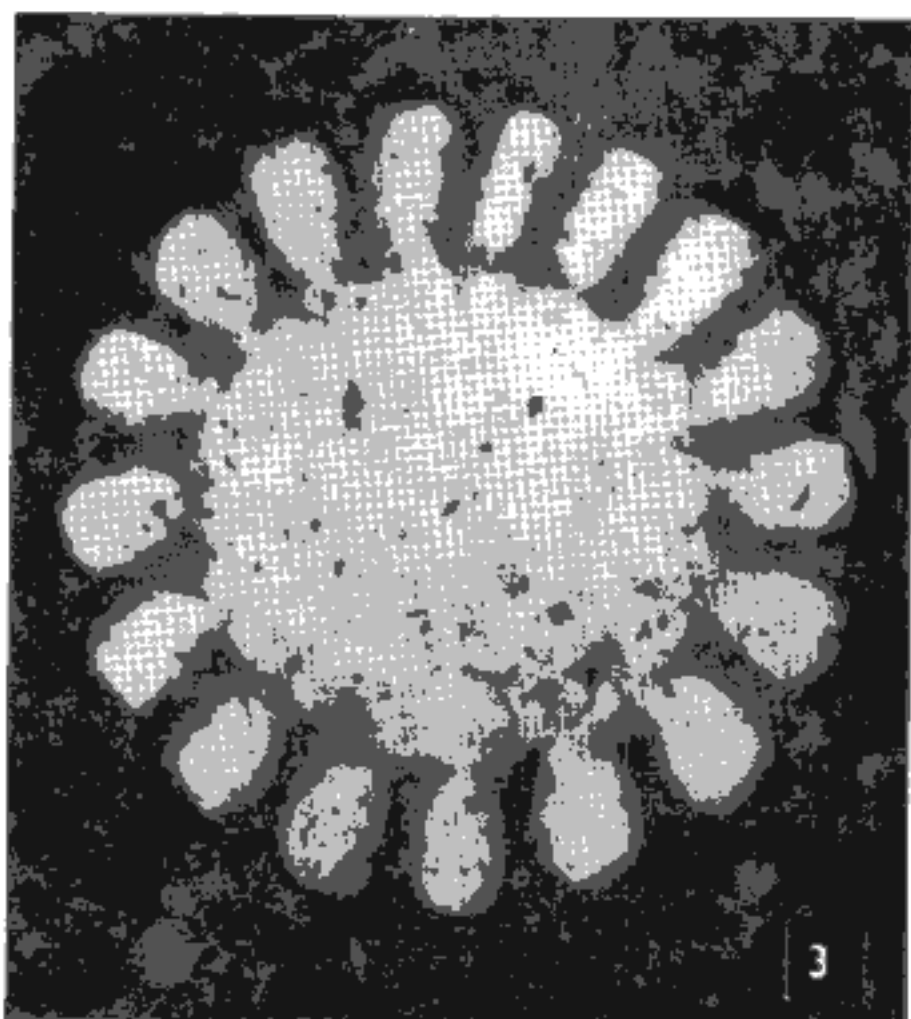
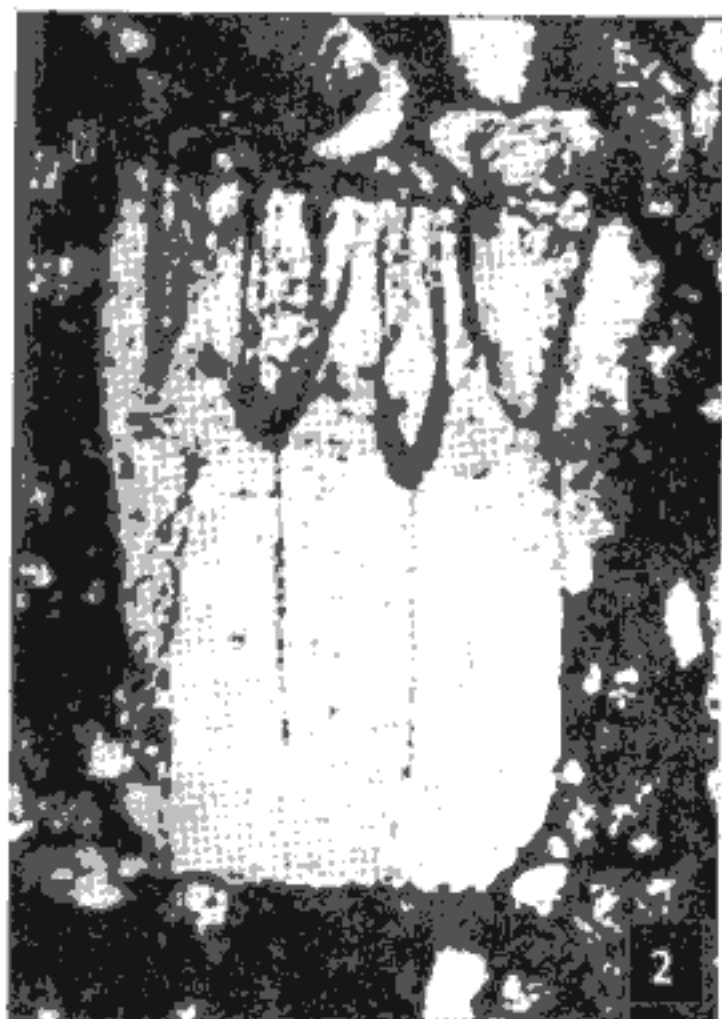
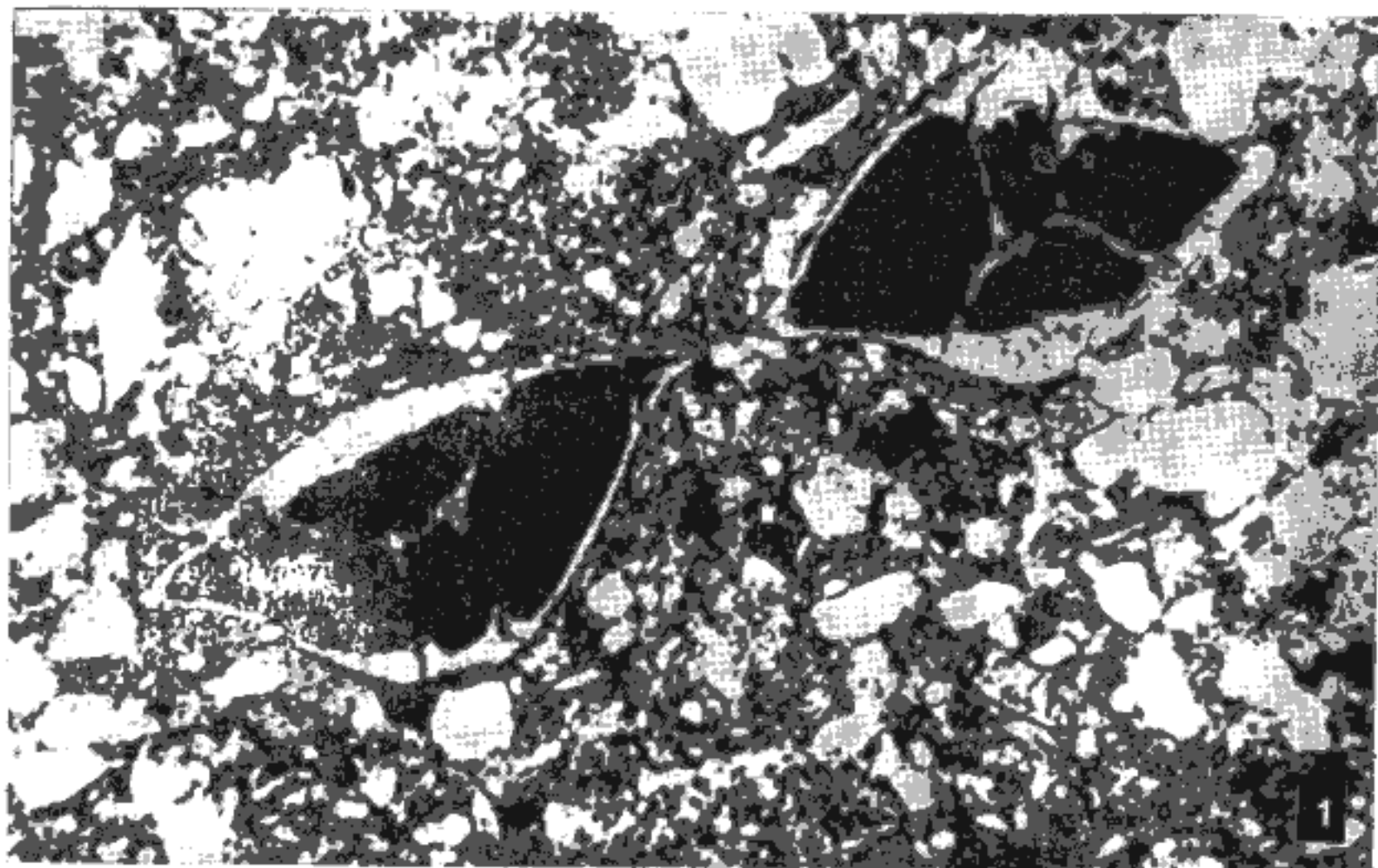
1. Rez velkým fragmentem kostry křemité houby (třída Hexactinellida); kostry se často vyskytují v glaukonitických horizontech. Glaukonitický horizont, Jizerské souvrství. Vrt KP-1 Boříkovice, 618,1 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 17,25



2. Na detailu z předcházejícího snímku je dobře patrné dokonalé zachování osních náleků prostupujících kostru houby. Glaukonitický horizont, Jizerské souvrství. Vrt KP-1 Boříkovice, 618,1 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 97,5

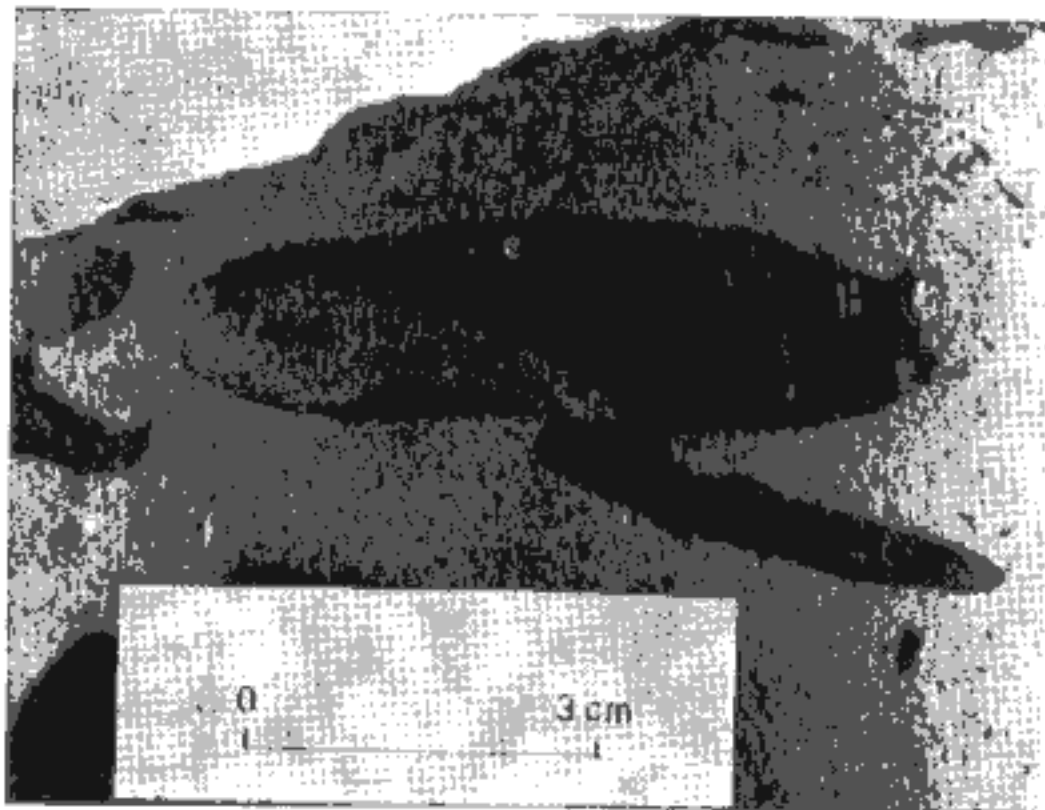
Foto ÚÚG — K. Navrátilová



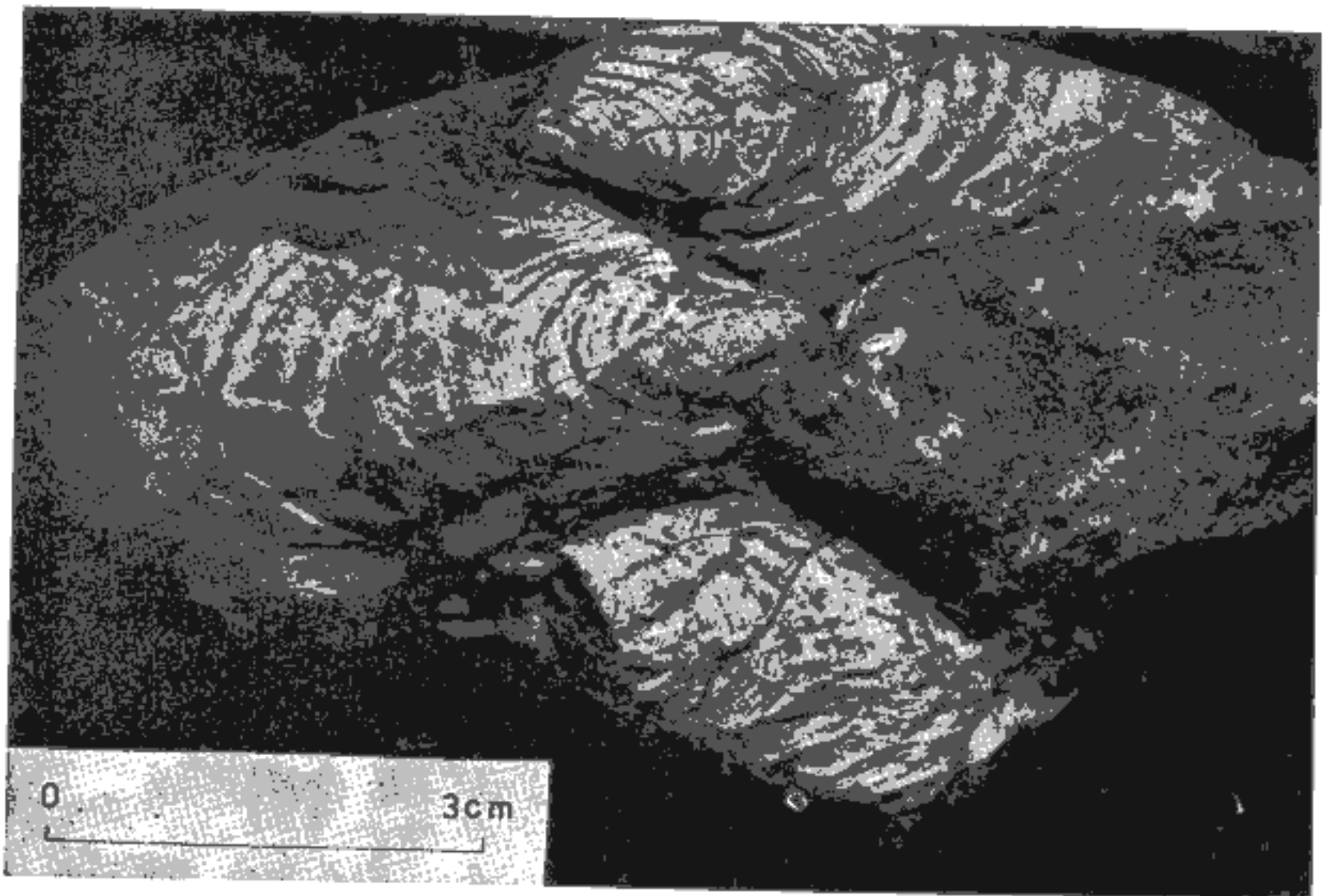


1. Ve slínovcích a jílovcích v celém svrchnokřídovém profilu jsou běžné schránky bentózních foraminifer. Na snímku řez schránkami druhu *Globorotalites?* vyplněné pyritem. Vápnitý jílovec. Teplické souvrství. Vrt KP-3 Štítý, 302,5 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 120
2. Přítomnost měkkýšů v biofázi ve slínovcích a jílovcích je často doložena úlomky prizmatické vrstvy schránek. Vápnitý jílovec. Jizerské souvrství. Vrt KP-1 Boříkovic, 665,2 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 105
3. Úlomky echinodermat jsou nehojné, ale průběžné ve slínovcích a jílovcích celého svrchnokřídového profilu. Na snímku příčný řez dobře zachovaným ostnem ježovky. Silicifikovaný vápnitý jílovec. Rohatecké vrstvy. KP-1 Boříkovic, 483,7 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 270

Foto ÚÚG — K. Navrátilová



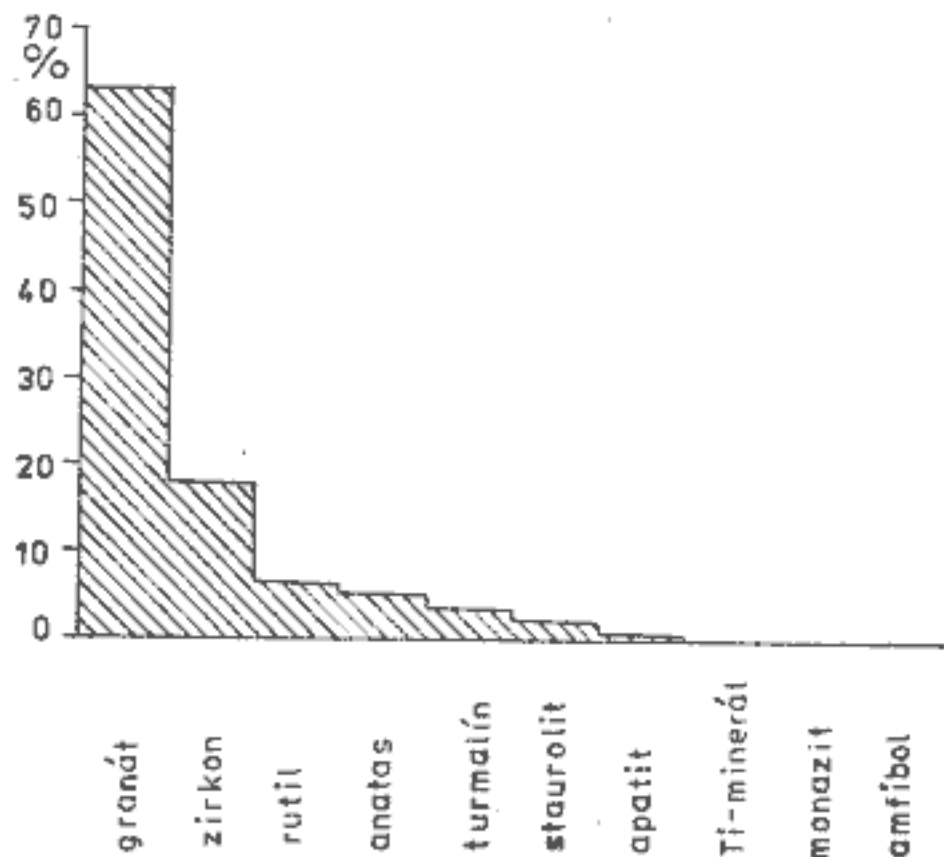
1. Jlovcové klasy (v tomto případě zaoblené) se často vyskytují v polohách amalgamovaných pískovců, tvořících turbiditní sekvenci ve flyšoidní facii březenského souvrství. Vrt KP-3 Štítý, 167,0 m, měřítko v cm  
Foto ÚÚG — H. Vršťalová



2. *Mytiloides sublabiatus* Heine dokládá coniacké stáří nejvyšší části svrchnokřídového sledu. (coll. J. Valečka, leg. S. Čech). Vápnlý jlovec. Březenské souvrství. Vrt KP-1 Bořkovice, 114,2 m, měřítko v cm

Foto ÚÚG — V. Skala

noty 0,06 a 0,19). Vytřídění je dobré až velmi dobré. To potvrzují i nízké hodnoty poměru maximální k průměrné velikosti zrna, kolísající od 1,9 do 4,5 při průměrné hodnotě 2,6 (40 měření). Mezi průměrnou velikostí zrn a mocností vložek pískovců nebyla zjištěna závislost. Dobré vytřídění kontrastuje s nízkým opracováním a nízkou mineralogickou zralostí svědčícími pro krátký transport do pánve a krátké trvání třídících procesů v pánvi. Nízká průměrná velikost zrna a dobré vytřídění proto indikují jemnozrnné a zrnitostně homogenní zdrojové horniny.



3. Složení asociace těžkých minerálů v pískovcových vložkách flyšoidní facie březenského souvrství (deset analýz)

V asociaci těžkých minerálů (10 analýz) výrazně převládá granát, jehož zastoupení (63 %) převyšuje i podíl ultrastabilních TM (obr. 3).

Jílovce (až jílovité prachovce) jsou tmavě šedé barvy, průměrný obsah  $\text{CaCO}_3$  se proti rohateckým vrstvám opět snižuje. Relativně vysoký je obsah  $\text{FeCO}_3$  (tab. 1), který nemá obdoby v pelitech ostatních stratigrafických jednotek.

Křemen a živce jsou zastoupeny v prachové, méně i v jemně písčité frakci. Maximální obsahy se pohybují mezi 10–20 % (prachovité jílovce), zřídka přesahují 25 % (jílovité prachovce). Opracování a tvary křemenných zrn jsou obdobné jako v pískovcových vložkách. Z jílových minerálů byl identifikován téměř vždy illit, často kaolinit, v několika vzorcích v příměsi i montmorillonit.

V biofázi (jen 2–5 % horniny) jsou nejčastější foraminifery, v některých polohách přesahující 3 % (foraminiferová mikrofacie); podíl ostatních živočišných skupin nepřesahuje 1 %.

Pro spodní část březenského souvrství je charakteristický výskyt sideritových konkrécií. Konkrece mají ploše bochníkovité,

protáhle čočkovitý až kulovitý tvar o rozměrech několik centimetrů až asi tři decimetry. Průměrné i absolutní obsahy karbonátů a  $P_2O_5$  z orientačních analýz udává tabulka 2. Proti okolní hornině je v konkréci obsah  $FeCO_3$  zvýšen 8×,  $CaCO_3$  a  $MgCO_3$  2×. Obsah  $P_2O_5$  je zanedbatelný. Sideritové granule o velikosti 0,01–0,1 mm obklopuje matrix tvořená vedle kalcitu i sideritu jílovými minerály (vždy illit, většinou kaolinit, ojediněle i chloritový minerál). V matrix je přítomen i korodovaný klasický křemen (3–5 %) v siltové až jemně písčité frakci, muskovit (<1–1 %) a biofáze ( $\pm 1$  %) — hlavně foraminifery. Sideritové konkrerce se začínají objevovat až v určité úrovni (několik desítek metrů) nad stropem rohateckých vrstev. Jílovce v intervalu s konkrercemi mají stejné obsahy  $FeCO_3$  jako v nadloží či podloží intervalu, kde konkrerce chybějí. Vznik konkrercí tedy nesouvisí jen se zvýšeným obsahem  $FeCO_3$  v okolním sedimentu.

Tabulka 2

Obsah karbonátů v sideritových konkrercích a okolním sedimentu

vrt, hloubka	sideritové konkrerce				vrt, hloubka	okolní sediment			
	$FeCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$P_2O_5$		$FeCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$P_2O_5$
KP-1 244,4 m	41,58	10,99	5,35	0,33	—	—	—	—	—
KP-1 304,3 m	47,12	9,42	4,75	0,40	KP-1 304,2 m	5,08	4,88	2,49	0,08
KP-1 385,2 m	39,96	12,33	4,27	0,63	KP-1 385,1 m	4,80	7,39	2,30	0,10
KP-3 43,25 m	21,59	8,02	3,70	—	KP-3 43,5 m	4,41	6,31	2,34	—
KP-3 61,1 m	36,49	12,32	4,48	—	—	—	—	—	—
KP-3 88,4 m	55,44	9,09	5,35	—	KP-3 88,5 m	4,30	5,35	2,28	—
KP-3 116,5 m	32,80	16,87	4,58	—	—	—	—	—	—
KP-3 170,3 m	31,10	9,95	4,37	—	KP-3 170,4 m	3,46	3,94	1,92	—
KP-3 186,75 m	19,01	5,13	3,74	—	KP-3 186,65 m	4,38	1,57	2,22	—
KP-3 189,75 m	26,10	14,34	4,33	—	—	—	—	—	—
průměrný obsah	35,119	10,826	4,492	0,453		4,375	5,955	2,228	0,09

V 5,5 % konkrací byly zjištěny zbytky makrofauny či fragmenty prizmatické vrstvy ze schránek inoceramů; někdy obsahují konkrace i celé schránky inoceramů, resp. vyplňují prostor mezi schránkami.

Jílovce a několik vložek pískovců poskytly bohaté asociace makrofauny stratigraficky i paleoekologicky zpracované Čechem (v tisku), podle něhož se obsah jílovců a vložek pískovců faunisticky liší. V jílovcích — a v sideritových konkracích — převládá asociace Nuculana (často dvojmiskové, v životní pozici, a to i v těsném nadloží pískovcových vložek) s arcidy, inoceramidy rodů *Volviceramus* a *Platyceramus* společně s amonity rodu *Peroniceras* a *Scaphites* aj. Tato asociace je dobře srovnatelná s křídovými benthickými společenstvy z Western Interior v USA (Scott 1974), kde mělkovodní společenstvo Nucula — Nuculana bylo zachováno v prostředí sice pod bází vlnění, avšak v hloubce zřejmě nepřesahující 100 m.

Fauna ve vložkách pískovců je akumulována na jejich bázi, nese známky transportu a tvoří ji asociace s „*Trigonia*“, *Glycimeris*, *Crassatella*, *Neithea*, turritelidními gastropody aj. Některé schránky mlžů pokrývají vrtavci *Entobia cretacea*. Tato asociace je srovnatelná se společenstvem Scabrotrigonia — Turritella, interpretovaným Scottem (1974) jako mělkovodnější než asociace Nucula — Nuculana.

Podle vědčích druhů makrofauny březenské souvrství odpovídá spodnímu až svrchnímu coniak. Do spodního coniaků náleží jen bazální část souvrství (*Inoceramus schloenbachi inconstans* ve vrtu KP-2, hl. 557,30 m). Ve střední a vyšší části souvrství byly nalezeny středoconiaké druhy (*Platyceramus mantelli* ve vrtu KP-2, hl. 386,50 m, *Volviceramus koeneni* ve vrtu KP-2, hl. 362,70 m), nejvyšší část souvrství zřejmě zasahuje do coniaků svrchního (*Mytiloides sublabiatus* ve vrtu KP-1, hl. 114,20 m).

Hercogová (1985) řadí většinu souvrství rovněž do coniaků. Pouze jeho nejvyšší část klade do spodního santonu na základě nálezů druhů *Cibicides excavatus* Brotzen, *Fissurina orbignyana* Seguenza, *Neoflabellina santonica* Koch a *Spiroplectammina baudouiniana* (d'Orb.) a *Eggerellina* sp. ve vrtech KP-1 (do hl. 40,50 m) a KP-2 (do hl. 112,80 m).

### **Rozbor sedimentačních znaků flyšoidní facie březenského souvrství**

Sedimentární znaky flyšoidní facie již byly analyzovány Valečkou (1984a), který do své analýzy zahrnul kromě vrtů řady KP i další vrty z v. části české křídové pánve. V této kapitole jsou uvedena jen data z vrtů v králickém příkopu. Při jejich interpretaci je přihlédnuto k nové literatuře popisující obdobné facie. Výsledky rozboru shrnuje tabulka 4. Na základě zjištěných sedimentárních znaků, asociací makrofauny (viz

výše) i litofaciálního vývoje březenského souvrství v ostatních částech pánve je flyšoidní facie interpretována jako sekvence s bouřkovými horizonty — tempestity (viz kapitola Nástin paleogeografického vývoje svrchnokřídového sledu).

Flyšoidní facii tvoří střídání jílovců a pískovců ve vrstvách velmi proměnlivých mocností. Mocnosti jílovců kolísají od několika decimetrů do několika metrů, vzácně dosahují jen několika centimetrů, resp. několika desítek metrů. Texturně jsou jílovce homogenní, jen v případě vyššího obsahu prachu je patrna šmouhovitá textura, zřejmě ovlivněná bioturbací. Většina sedimentárních znaků flyšoidní facie je proto sledovatelná na vložkách pískovců.

### Mocnosti, četnost, stabilita a kontakty pískovcových vložek

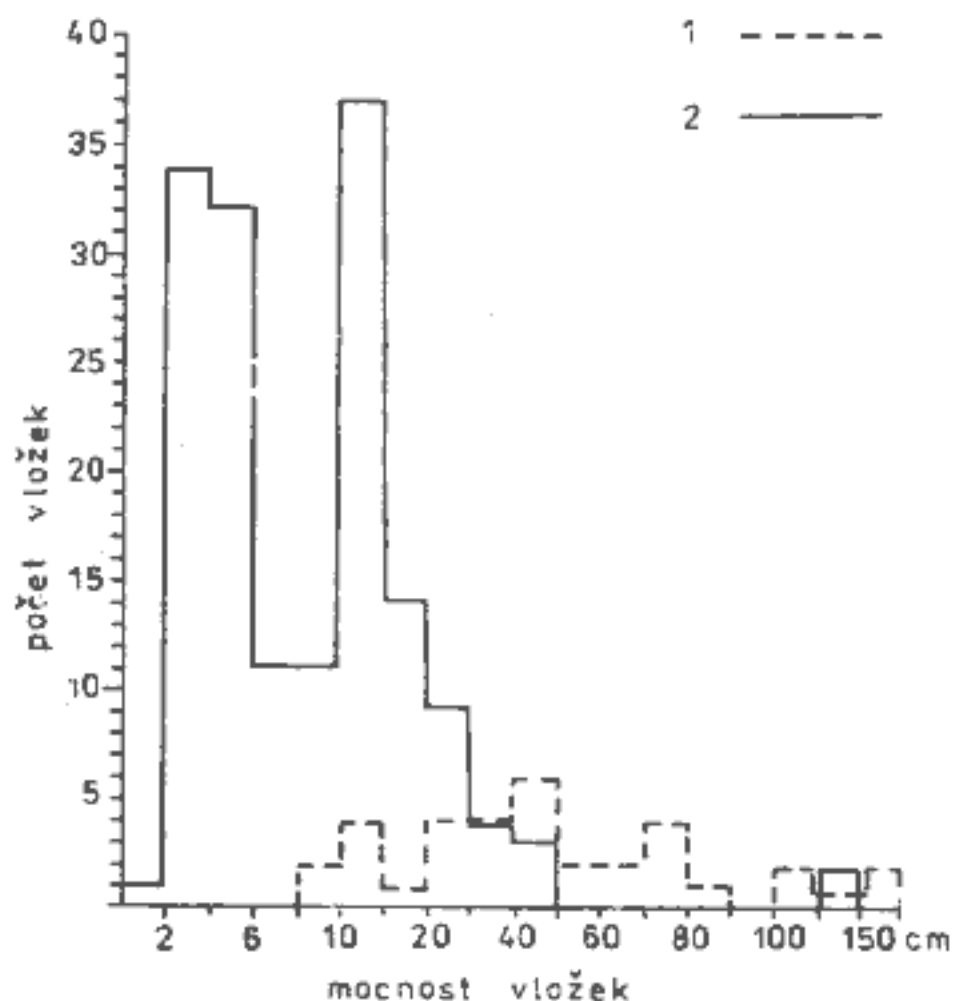
Mocnost vložek pískovců se pohybuje od 1 do 150 cm. Jejich průměrná mocnost je 10,1 cm (bez turbiditní sekvence). Histogram na obrázku 4 ukazuje bimodální rozdělení mocností, s mody 2—4 a 10—15 cm. V turbiditní sekvenci jsou hodnoty pro průměrnou a modální mocnost podstatně vyšší — 62,7 cm, resp. 40—50 cm, rozptyl mocnosti se pohybuje od 10 do 165 cm.

Poměr pískovce — jílovce je proto velmi nízký a kolísá od 1 : 36,5 (KP-1) do 1 : 138,5 (KP-3). Jedině v turbiditní sekvenci je vysoký — 1,63 : 1. V profilu vrtu KP-1 byl sledován po jednotlivých úsecích (à 20 m) počet vložek pískovců, jejich průměrná mocnost a procentuální zastoupení. Z histogramů na obrázku 5 vyplývá dobrá korelace mezi počtem vložek a procentuálním podílem pískovců v příslušném úseku souvrství, kromě metráže 430—450. Podstatně hůře s těmito hodnotami koresponduje — s výjimkou úseku 9,50—90,00 m — průměrná mocnost. Větší procentuální zastoupení pískovců je tedy ovlivněno především vyšším počtem vložek pískovců. Se stoupajícím počtem vložek se nezvyšuje jejich průměrná mocnost. Průměrná mocnost vložek v profilu kolísá, vyjma nejvyšší části profilu (do hl. 90,0 m), kde s jejím nárůstem stoupá i počet vložek pískovců a jejich procentuální zastoupení (obr. 5).

Počet vložek, jejich průměrná mocnost a procentuální zastoupení dle *Brenchleye, Newalla a Stanistreeta* (1979) vyjadřují proximalitu vůči zdrojové oblasti. Nárůst zmíněných hodnot lze pak interpretovat jako změlčování pánve.

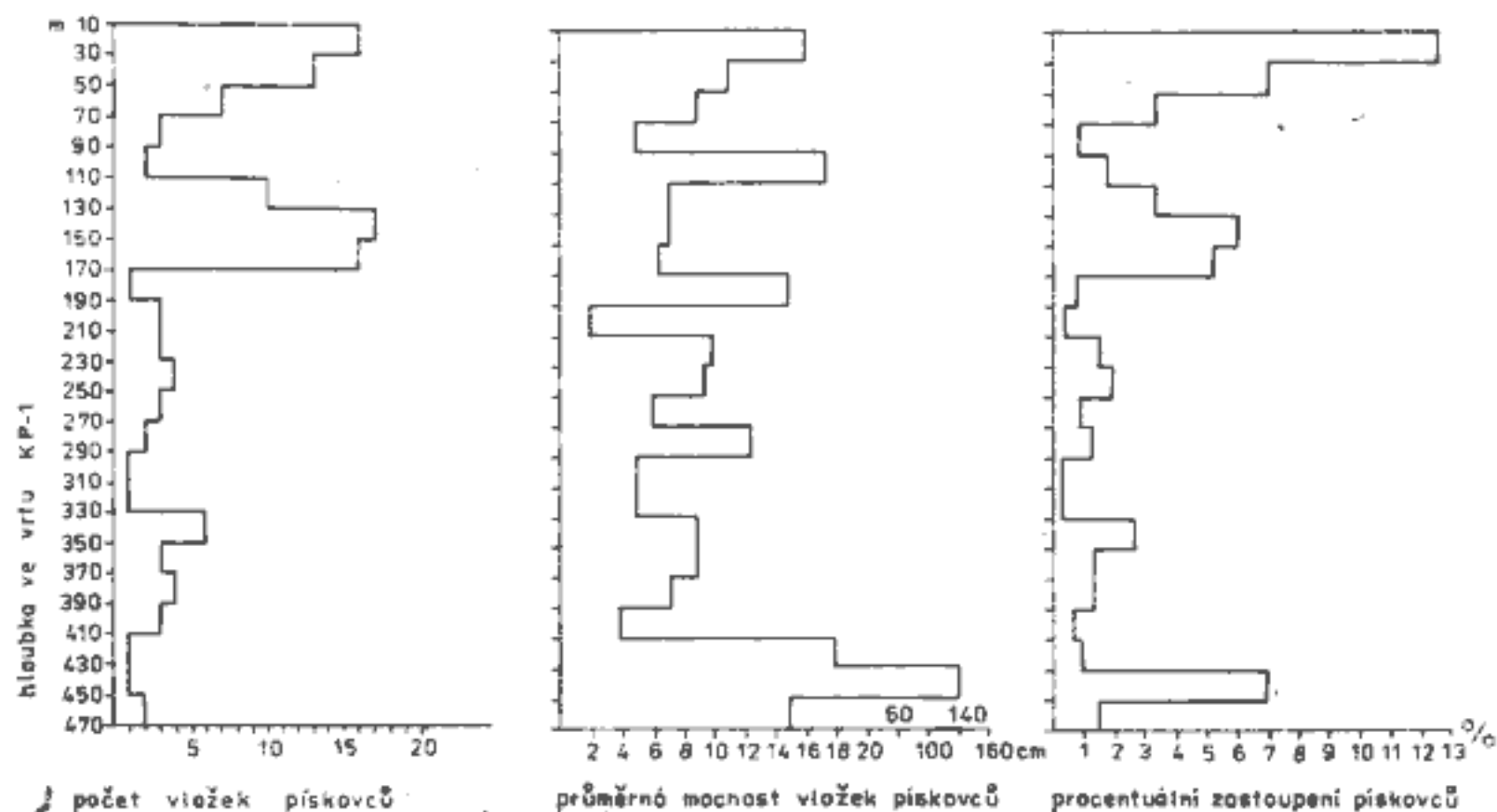
Laterální stabilitu vložek pískovců lze určit jen zhruba, neboť jednotlivé vložky nelze mezi vrty spolehlivě korelovat. V plošně nevelkých výchozech byly odkryté vložky průběžné (na vzdálenost  $>30$  m). Lze tedy

4. Histogram distribuce mocností pískovcových vložek ve flyšoidní facii březenského souvrství  
 1 — pískovcové vložky v turbiditní sekvenci; 2 — ostatní pískovcové vložky



uvažovat o laterální stabilitě od stovek metrů do několika kilometrů, u části vložek i více než 10 km.

Z histogramů na obrázku 5 — i z pozorování na výchozech — je patrné, že ve střídání pískovců s jílovcí je malá pravidelnost. Střídání



5. Histogramy počtu vložek pískovců, jejich průměrné mocnosti a procentuálního zastoupení pískovců v intervalech 20 m v profilu flyšoidní facie březenského souvrství ve vrtu KP-1

nemá pravidelný, rytmický charakter, jako u typických flyšových sekvencí (Walker - Mutti 1973) (viz i obr. 6).

Spodní kontakty pískovcových vložek jsou ostré, často nerovné (erozivní), jen zcela ojediněle pískovce spojuje s podložím litologický přechod. Svrchní kontakty jsou nejčastěji bioturbované (tab. 3). V turbiditní sekvenci jsou spodní kontakty vždy ostré, svrchní zpravidla ostré, bez projevů bioturbace (rychlé ukládání poloh na sebe).

Tabulka 3

Charakter kontaktů pískovcových vložek ve flyšoidní facii březenského souvrství

charakter kontaktu		flyšoidní facie bez turbiditní sekvence <sup>1</sup>	turbiditní sekvence <sup>2</sup>
svrchní kontakt	ostrý (erozivní)	30,3 %	88,4 %
	bioturbovaný	44,6 %	—
	litologický přechod	25,1 %	11,6 %
spodní kontakt	ostrý	96,6 %	100 %
	bioturbovaný	—	—
	litologický přechod	3,4 %	—

<sup>1</sup> údaje ze 107 vložek pro svrchní kontakt a 118 vložek pro spodní kontakt

<sup>2</sup> údaje pro 35 vložek (oba kontakty)

### Sedimentární textury pískovcových vložek

Jerzykiewicz (1970) použil textur ztotožněných s Boumovými intervaly (Bouma 1962) jako hlavního kritéria pro paleogeografickou interpretaci flyšoidní facie. Samotná přítomnost základních textur (laminae, čeřiny, gradační zvrstvení, vtisky aj.) však pro určení geneze sedimentů nepostačuje. Textury označené Boumovými symboly byly proto analyzovány i z hlediska kvality, kvantity a společného či izolovaného výskytu (tab. 4).

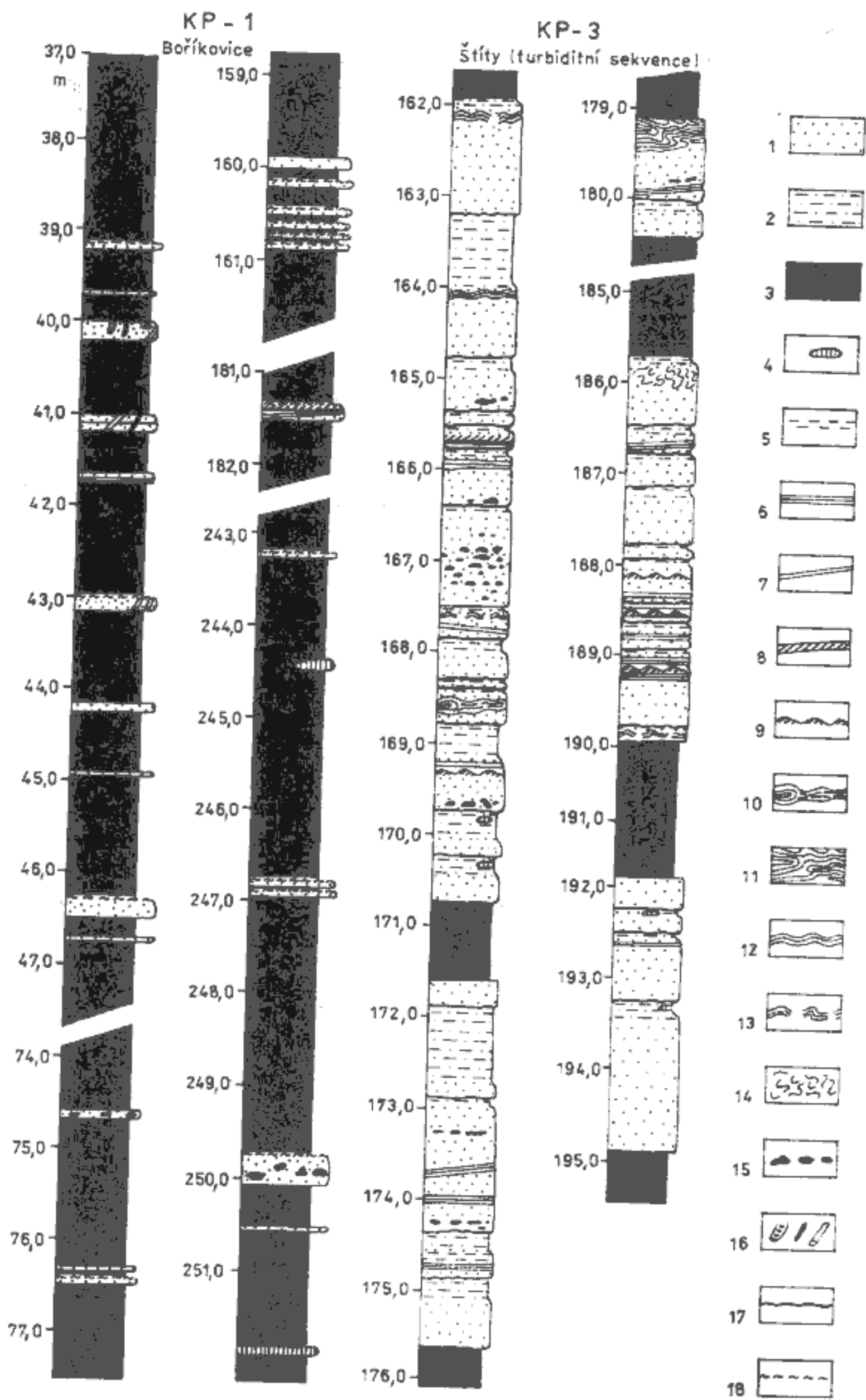
Vnitřní textury se vyskytují — nebereme-li v úvahu turbiditní sekvenci — jen v 17 % vložek (a to v 5,2 % jen klasy jílovců). Boumova



Tabulka 4

Sedimentární znaky pískovcových vložek ve flyšoidní facii březenského souvrství [kritéria upravena dle F. J. Pettijohna, P. E. Pottera a R. Sievera 1972, G. W. Middletona a M. A. Hamptona 1973, H. C. Nelsona et al. 1975]

sedimentární znak	flyšoidní facie bez turbiditní sekvence	turbiditní sekvence
rozsah mocností pískovcových poloh	velký (1–150 cm)	značný (10–185 cm)
průměrná mocnost poloh pískovců	10,1 cm	82,7 cm
spodní kontakty poloh pískovců	ostré, často nerovné, vzácně litologický přechod	ostré, často nerovné
svrchní kontakty poloh pískovců	bioturbované > ostré > litologický přechod	ostré (seřiznuté)
poměr pískovce/jílovce	nízký až velmi nízký 1 : 38,5–1 : 138,5	vysoký 1,83 : 1
amalgamované vložky pískovců	výjimečně	vesměs amalgamované
laterální rozšíření pískovcových poloh	nejméně 30 m, několik km až desítek km	?
velikost zrna	nízká, $\varnothing$ 0,11 mm	nízká, $\varnothing$ 0,12 mm
poměr zrna/matrix	vysoký, 10 : 1	vysoký, 10 : 1
vytřídění	dobré až velmi dobré	dobré až velmi dobré
poměr max. velikost zrna/průměrná velikost zrna	nízký, v $\varnothing$ 2,77	nízký, v $\varnothing$ 2,35
obsah matrix	nízký (5–15 %)	nízký (5–15 %)
obsah živců a nestabilních horninových úlomků	vysoký (ca 33 %)	vysoký (ca 33 %)
složení lamin	jíl + slídy + rostlinný detrit	jíl + slídy + rostlinný detrit
laminy TM	chybí	chybí
střídání jílovců a pískovců	velmi nepravidelné	sekvence amalgamovaných poloh
gradacní zvrstvení typ A	výjimečně (1,5 %)	chybí
gradacní zvrstvení typ B	vzácně (2,2 %)	83,5 %
subhorizontální laminace	řídce (5,2 %)	častá (28,5 %)
mírně ukloněná laminace (4–8°) (hřbítkové šikmé zvrstvení)	vzácně (2,2 %)	dosti časté 11,5 %
čeřinovité zvrstvení	vzácně (2,2 %)	dosti časté (13,8 %) převládá „climbing type“
konvolutní zvrstvení, zvlněná laminace, disruptované laminy	výjimečně (1,5 %)	časté (20,2 %)
jílovcové klasty	řídce (5,2 %)	časté (17 %), větší rozměr
Boumova sekvence	vzácná (2,2 %) nelze aplikovat	častá, zčásti aplikovatelná (20,2 %)
polohy bez vznitěných textur	převládají (83 %)	řídce (5,7 %)
facie sensu R. G. Walker, E. Mutti (1973)	—	B <sub>2</sub> , C
fauna	marinní, mělkovodní	nezjištěna



sekvence není aplikovatelná. V turbiditní sekvenci jsou naopak v naprosté většině vložek textury přítomny, u části vložek je aplikovatelná Boumova sekvence (tab. 4).

Gradační zvrstvení se vyskytuje samostatně i společně s dalšími texturami, vymezit lze dva typy:

Typ A — gradační zvrstvení v bazální části pískovcových vložek (T<sub>a</sub> sensu Bouma) je velmi vzácné (1,5 % vložek), v jednom případě se vyskytuje jako opakovaná gradace společně s difúzní laminací.

Typ B — gradační zvrstvení ve svrchní části písčitéch poloh (zjemnění písčité frakce + zvýšení obsahu jílovité matrix); s výjimkou jediné polohy je vázáno na amalgamované polohy v turbiditní sekvenci. Pozice tohoto zvrstvení ve svrchní části poloh, někdy i nad intervalem T<sub>c</sub> i T<sub>d</sub> (obr. 6) naznačuje, že jej můžeme považovat za náznak vývoje Boumova pelitického intervalu (T<sub>e</sub>).

V turbiditní sekvenci je gradace typu B dominující texturou, chybí však gradace typu A. V ostatních částech flyšoidní facie se vyskytují vzácně oba typy gradačního zvrstvení.

Horizontální laminace (T<sub>b</sub>, T<sub>d</sub>), někdy difúzní, je většinou jedinou texturou v pískovcové vložce, méně často se vyskytuje v asociaci s gradačním zvrstvením nebo s čeřinami. Laminy tvoří jílovitá složka, slídy a zuhelnatělý rostlinný detrit.

Mírně ukloněné laminy (4–8°) zřejmě reprezentují hřbítkové šikmé zvrstvení („hummocky cross stratification“), které podle Walkera (1979, 1982) a Wrighta a Walkera (1981) vzniká účinkem bouřkového vlnění na polohu uloženou z hustého (turbiditního) proudu vyvolaného bouří.

Čeřinové zvrstvení (T<sub>c</sub>) je přítomno většinou společně s laminací, vzácně samostatně. Jsou zastoupeny oba základní typy vymezené Walkerem (1963) a Joplingem a Walkerem (1968).

Konvolutní zvrstvení, roztrhané a zvlněné laminy (T<sub>c</sub>) jsou běžnou texturou v turbiditní sekvenci ve svrchní části pískovcových poloh (tab.

---

6. Detailní profily vybraných úseků březenského souvrství s typickými znaky flyšoidní facie

1 — jemnozrné arkózové pískovce; 2 — velmi jemnozrné arkózové pískovce s vyšším obsahem jílovité matrix; 3 — jílovce, většinou vápnité, zčásti prachovité; 4 — slíditové konkrece; 5 — difúzní laminace; 6 — horizontální laminace; 7 — mírně ukloněná laminace (hřbítkové šikmé zvrstvení); 8 — čeřiny; 9 — čeřiny; 10 — konvolutní až přetrhaná laminace; 11 — konvolutní laminace; 12 — zvlněná laminace; 13 — mírně přetrhaná laminace; 14 — intenzívně roztrhaná laminace; 15 — jílovcové klasty; 16 — bioturbační textury uvnitř vložek pískovců; 17 — ostrý kontakt; 18 — bioturbovaný kontakt

4, obr. 6). V ostatní části flyšoidní facie byly vzácně zjištěny pouze mírně zviněné laminy.

V 6,1 % poloh byly nalezeny jílovcové klasy. Většinou se nacházejí samostatně, někdy i s laminací, ojediněle s čeřinami či konvolutním zvrstvením. Jsou ostrohranné i značně zaoblené. V turbiditní sekvenci jsou podstatně hojnější (17 % poloh) a dosahují větších rozměrů (až 8–10 cm). Klasy se akumulují převážně v bazální či spodní části vrstev, v několika případech však i nad laminací (obr. 6).

Textury anorganického původu na vrstevních plochách byly zjištěny na 35 % spodních vrstevních ploch. Malá plocha vrtného jádra umožňuje pouze rozlišení základních typů textur, někdy neumožňuje ani jejich identifikaci. Ve výchozech byly textury nalezeny na většině ploch. Zjištěny byly stejné textury, které popsal a vyobrazil Jerzykiewicz (1971). Výrazně převládají vtisky, ojediněle byla zjištěna plaménková textura a vzácně proudové stopy po vlečení, jejichž orientace byla Jerzykiewiczem (1971) využita k rekonstrukci směrů paleoproudění. Zmíněné textury se někdy vyskytují společně s bioturbačními texturami.

Bioturbační textury jsou nejhojnější u litologických rozhraní mezi pískovci a jílovcí. Svrchní kontakt pískovců s jílovcí je téměř v polovině případů intenzívně bioturbován. Bioturbační destrukce u kontaktu je natolik intenzívní, že kromě *Planolites* sp. a *Chondrites* sp. nemohly být jednotlivé bioturbační textury určeny.

Další zjištěné ichnogeny, jejich popis a zařazení do etologických skupin obsahuje práce Valečky (1984a). Bioturbační textury indikují několik bathymetrických zón — od ichnofacie Skolithos - Glossifungites ze sublitorální až litorální zóny po bathyální až abysální ichnofacii Ne-reites (podrobněji Valečka 1984a). Je zřejmé, že bioturbační textury nelze v případě flyšoidní facie využít k hloubkovému členění, a jak ukazují nové výzkumy (např. Crimes et al. 1981), jejich hodnota jako indikátoru hloubky je sporná.

Z analýz mocností kontaktů a textur vložek pískovců vyplývá charakter typické — modální vložky: mocnost od několika centimetrů do 1–2 dm, absence zřetelných vnitřních textur, ostrý spodní a bioturbovaný svrchní kontakt.

### **Hiáty a kondenzovaná sedimentace**

Ve spodní části svrchnokřídového profilu jsou časté projevy hiátů a následné kondenzované sedimentace, doložené glaukonitickými horizonty

s ostrými nerovnými spodními kontakty, doprovázené intenzívní bioturbací.

Glaukonitické horizonty mají řádově decimetrové mocnosti a vyskytují se uvnitř bělohorského souvrství, na bázi a ve svrchní části jizerského souvrství a na bázi teplického souvrství.

Horizont uvnitř bělohorského souvrství je korelovatelný mezi vrty KP-3 a KP-2, ve vrtu KP-1 zřejmě primárně chybí.

V severní části králického příkopu jsou ve svrchní části jizerského souvrství čtyři horizonty (vrty KP-1, KP-4), v j. části příkopu pět až šest horizontů (vrty KP-2 a KP-3). Nejméně dva horizonty tedy nejsou v příkopu průběžné. Nejmenší plošný rozsah má horizont z hl. 722,00 m ve vrtu KP-2, který nemá ekvivalent v ostatních vrtech (příl. 1).

Horizonty mají vesměs ostré a nerovné kontakty s podložím, s nadložím jsou spjaty pozvolným litologickým přechodem. Od okolních slínovců až vápnitých jílovců se odlišují hlavně vysokým obsahem glaukonitu (7–15 %, v  $\phi$  12,7 %, průměrná velikost glaukonitových zrn 0,16 mm, max. 0,5 mm). Zrna glaukonitu jsou většinou nepravidelně ohraničená s trhlinkami rozevřenými k povrchu. Hojnější (<1–1 %) jsou i fosfatické hlízky do 0,35 mm a fosfatizované biogenní částice, které se jinak vyskytují jen vzácně akcesoricky. Zvýšený je i obsah jehlic hub (tab. 1), jejichž osní kanálky jsou často vyplněny glaukonitem.

Ve většině horizontů se vyskytují fragmenty i celé exempláře skeletů křemitých hub ze skupiny Hexactinellida a silnostěnné schránky bivalvií (ústřice).

Na plochách diskontinuity mezi horizonty a podložím nebyly zjištěny — ani ve výbrusech — typické znaky pevného dna, „hardgroundů“ (bioerozní textury, hiátové konkrece, příp. mineralizace Fe, přitmelené organismy aj. — viz Bromley 1975, Kennedy - Garrison 1975, Fürsich 1979).

Horizonty odrážejí fázi silně zpomalené sedimentace, která následovala po sedimentačních přerývkách. Během přerývek však nedošlo k intenzívnější litifikaci povrchu sedimentu a vzniku tvrdého dna („hardgroundu“). Tuto skutečnost nejspíše ovlivnil jemnozrný, mikriticko-jílovitý substrát, v němž zpravidla nedochází k rychlé cementaci. Podle Zankla (1969) a Kennedyho a Garrisona (1975) obsah jílu řádově jen v procentech již zabraňuje rané cementaci. Např. ve svrchnokřídových sedimentech anglo-pařížské pánve jsou typické „hardgroundy“ hojné v křídové facií, chybějí však ve faciích slínovců (Kennedy - Garrison 1975). V mikriticko-jílovitém substrátu se nejprve uplatňuje kompakce, jež vede ke vzniku pevného dna, „firmgroundu“ (Baird - Fürsich 1975, Fürsich 1979). Vzniku tvrdého dna mohla bránit i eroze dna během hlátu, či krátké trvání sedimentační pře-

rývky. Plochy diskontinuity mezi glaukonitickými horizonty a jejich podloží lze tedy charakterizovat jako „hiátové plochy“ („omission surface“ sensu Bromley 1975), příp. pevná dna („firmground“) dle Fürsicha (1979).

Uvnitř glaukonitických horizontů i pod plochami diskontinuity je zřetelná intenzivní bioturbace. V obdobných případech jsou rozlišovány tři základní asociace bioturbačních textur — prehiátová, hiátová a posthiátová. K jejich odlišení se využívá charakteru jejich výplně a vzájemného pronikání (např. Bromley 1975, Kennedy - Garrison 1975). Problematické je však odlišení textur hiátové a části posthiátové asociace, neboť mohou mít shodnou výplň (v daném případě materiál glaukonitického horizontu). Část textur z posthiátové asociace je vyplněna tmavším slínovcem z nadloží glaukonitického horizontu a je dobře odlišitelná od starších bioturbačních textur. V pohiátové asociaci byly proto rozlišeny dvě generace textur odlišné výplní (obr. 7). V závislosti na typu substrátu a interakce mezi biogenními, sedimentogenními a diagenetickými činiteli po hiátu vyčlenil Fürsich (1979) několik genetických sekvencí směřujících k vývoji tvrdého dna. Pozorované hiátové plochy na rozhraní glaukonitických horizontů svým vývojem zhruba odpovídají počátečním stadiím jeho genetické sekvence I (Fürsich 1979, str. 17—20): hiátová plocha vzniká na měkkém, jílovitém substrátu a před vznikem tvrdého dna dochází ke kompakci a vzniku pevného dna („firmground“) porušovaného bioturbačními texturami, mezi nimiž převládá morfologicky nepravidelný systém chodeb dekapodních krustaceí (*Spongiomorpha*). Bioturbace silně modifikovala morfologii hiátových ploch před uložením glaukonitických horizontů. Představu o pravděpodobném vývoji hiátových ploch a bioturbace až po fázi, kdy se opět obnovuje ukládání slínovců v nadloží glaukonitického horizontu, znázorňuje obrázek 7.

### Nástin paleogeografického vývoje svrchnokřídového sledu

Distribuce hlavních komponent (tab. 1) ve svrchnokřídové sekvenci spolu s texturním vývojem a charakterem střídání litotypů umožňuje vyčlenit pět hlavních fází sedimentace se specifickými paleogeografickými podmínkami. V každé fázi vznikla dobře odlišitelná litologická jednotka.

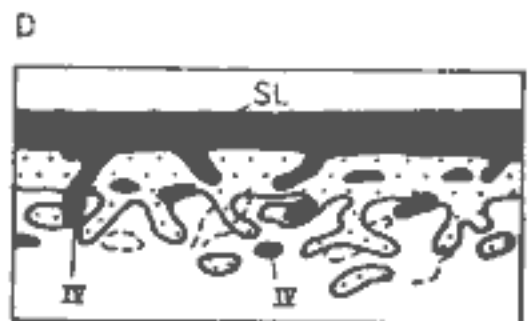
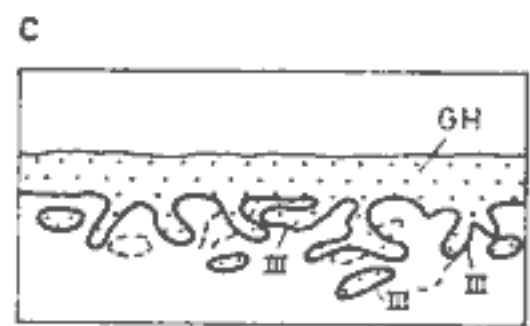
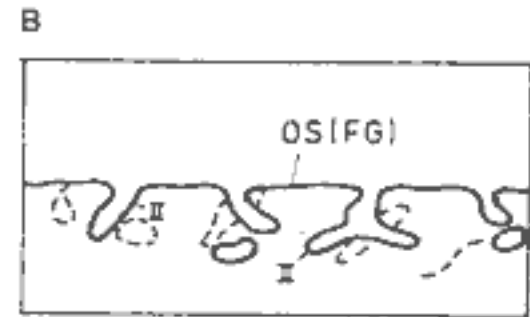
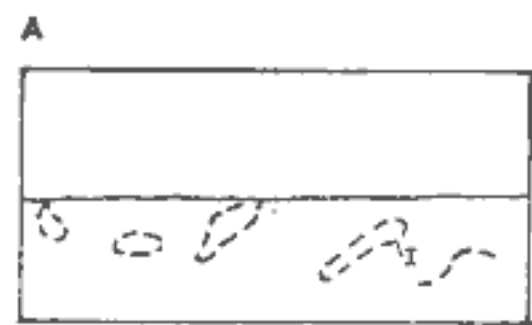
1. fáze: v průběhu iniciální svrchnokřídové (cenomanské) transgrese se j. část území mění v sedimentační pánev, v níž se ukládají psamitické sedimenty (korycaanské vrstvy). Severní část území spolu s širším okolím zůstává oblastí snosu. V ní vystupují především metamorfity orlicko-

7. Vznik hiátových ploch, glaukonitických horizontů a s nimi spojené bioturbace

A — sedimentace slínovců s prehiátovými bioturbačními texturami (I); vzhledem k homogenitě substrátu jsou bioturbační textury špatně zřetelné;  
 B — přerývka v sedimentaci, vzniká hiátová plocha („omission surface - OS“), příp. až (po kompakci) pevné dno („firmground - FG“); hiátové bioturbační textury (II), příp. i eroze modifikují povrch hiátové plochy;

C — stadium pomalé, kondenzované sedimentace, ukládá se glaukonitický horizont (GH); vzniká 1. generace pohiátových bioturbačních textur (III) vyplňovaných obdobně jako hiátové bioturbační textury pohiátovým glaukonitickým sedimentem; soubory bioturbačních textur II a III jsou proto těžko rozlišitelné; v souborech II a III převládá *Thalassinoides* a morfologicky nepravidelný systém typu Spongiomorpha;

D — obnovení sedimentace slínovců (SL); vytváří se 2. generace pohiátových bioturbačních textur (IV), dobře odlišitelná svojí slínovcovou výplní od předchozích textur; bioturbační textury 2. generace procházejí staršími bioturbačními texturami a pronikají až pod hiátovou plochu, příp. pevné dno



-kladské klenby (zrna kvarcitů stroňské skupiny, vzácně zrna rul, hojná zrna s vysokým koeficientem elongace apod.), podřízeně plutonity a místy i starší (permské) sedimenty. Transport do pánve je krátký, intenzita třídících procesů v pánvi nestačí podstatněji zvýšit stupeň strukturní zralosti prvocyklového psamitického materiálu, především jeho zaoblení. Vysokou mineralogickou zralost psamitů proto vysvětluje intenzivní zvětrávání, které rozložilo živce do značných hloubek od povrchu předcenomanského reliéfu.

Přínos terigenního detritu je relativně slabý, na složení sedimentů se významně podílí i karbonátová složka, primárně tvořená převážně skeletovými částicemi (bioklasty). Sedimenty se ukládají v dynamickém prostředí (laminace, vzácně šikmé laminy, separace terigenní a karbonátové složky) odpovídající svrchní části sublitorální zóny ohraničené hladinou za odlivu (chybějí znaky indikující jednoznačně litorál) a izobatou 20—30 m. Tuto interpretaci podporuje i přítomnost řas v biofázi

a silná rekrystalizace ve vápencových partiích (primárně nízký obsah mikritu).

2. fáze: po další transgresi kladené na počátek spodního turonu (např. Klein - Müller - Valečka 1979) plošně redukované a tektonicky málo aktivní snosové oblasti dodávají jen malé množství hrubšího detritu, ukládají se slínovce až vápnité jílovce, pro něž je typický vysoký obsah biofáze (v průměru 20—25 %) (bělohorské a jizerské souvrství). V biofázi převládají jehlice silicispongií (50—55 %), následují foraminifery (20—25 %), echinodermata ( $\pm 10$  %) a akcesoricky (<3 %) zastoupené skupiny (moluska, ostracoda aj.); sedimenty typizuje spikulitová (spongiová) mikrofacie. Mikrofaciální charakter sedimentů neovlivnilo ani další rozšíření pánve, k němuž během této fáze došlo ve středním turonu (transgrese jizerského souvrství na vrcholové partie nejvyšších elevací v okolí Králík).

Mikrofaciálně lze sedimenty porovnávat se standardní mikrofacií 9 (SMF 9) Wilsona (1975) a Flügelova (1978). SMF 9 charakterizuje prostředí otevřeného šelfu pod bází vlnění či lagunární prostředí. Prostředí lagun vylučujeme, neboť: 1. ve zkoumaném území ani jinde v české křídové pánvi nebyly zjištěny sedimenty útesů, resp. mělkovodních plošin oddělující laguny od tzv. pánevního vývoje; 2. chybějí další znaky lagunárního prostředí (pelety, řasy, indikátory anomální salinity aj.).

Sedimentační prostředí charakterizujeme jako hlubší část sublitorální zóny mělkého moře s volnou cirkulací, jejíž horní hranici určuje dosah vlnění (turbulence). Dosah (báze) vlnění závisí na velikosti pánve, např. Less (1973) jej klade do hl. od 30 do 150 m. Dle údajů z šelfových moří (např. Draper 1967, McCave 1971, Liebau 1980) můžeme pro pánev plošně obdobného rozsahu jako česká křídová pánev uvažovat o hloubkách pod 50 m. Obdobně je sedimentační prostředí interpretováno pro mikrofaciálně analogické uložení v typové oblasti turonu, pro něž se však uvažuje až o hloubkách přes 100 m (Robaszynski coord. 1982). Hloubky větší než 100 m nejsou v našem případě pravděpodobné, když uvážíme, že k transgresi přes nejvyšší elevaci podloží došlo až během této fáze a mocnost sedimentů, které se před transgresí uložily v okolí elevace, nepřesahuje 60—70 m.

Vysoký obsah jehlic převážně křemitých hub nasvědčuje vzniku sedimentů v místech porostů hub, resp. v jejich blízkosti (Laubenfels 1957). Houby však, alespoň v rozsahu dnes zachovaných sedimentů, nevytvářejí morfologicky výrazné biohermy převyšující o několik metrů až  $\pm 100$  m okolní dno, jako např. v platformním vývoji malmu v Německu (Wagenplast 1972, Mayer 1977, 1981, Wendt 1980). V zájmovém území ani jinde v české křídové pánvi nebyly zjištěny morfologicky



výrazné houbové biohermy, ani sedimenty svahů a úpatí bioherm (brekcie); mocnost facií s hojnými jehlicemi hub nepřevyšuje v české křídové pánvi mocnost korespondujících facií s akcesorickými jehlicemi či bez nich. Porosty hub byly nejspíše tvořeny množstvím jednotlivých exemplářů rozsetých na povrchu měkkého sedimentu. Na počátku a v závěru fáze se v porostech hub uplatňují hlavně zástupci řádu *Lithistida* (největší obsahy desmoidních jehlic).

Sedimentace je hlavně v závěru celé fáze přerušována hiáty, po nichž následuje uložení glaukonitických horizontů. Příčiny hiátů a následných fází zpomalené sedimentace nelze zatím považovat za objasněné. Příčinami nebyly jen faktory regionálního či globálního dosahu (transgrese, regrese, změny klimatu aj.), neboť plošný rozsah některých horizontů je velmi malý (viz výše). Nápadná je koncentrace přerývek a glaukonitických poloh do svrchní části jizerského souvrství s nejvyššími obsahy jehlic hub v celém křídovém profilu. V této souvislosti lze uvažovat i o lokálním „zhoustnutí“ porostů hub, v nichž pak bylo zpomalené ukládání hrubšího terrigenního materiálu (snížený obsah klastického křemene v glaukonitických horizontech obsahujících časté fragmenty až celé skelety křemitých hub).

Při středoturonské transgresi se na nejvyšších elevacích jako bazální sediment ukládají i vápence. Přestože jejich pozice svědčí o uložení ve velmi mělkém prostředí, „nezralou“ strukturu charakterizují málo zaoblené a vytríděné bioklasty „plovoucí“ v mikritické matrix (SMF 9 sensu Wilson 1975 a Flügel 1978). Tuto strukturu vysvětluje ukládání v malých depresích („kapsách“) v krystaliniku, v nichž byl sediment chráněn před prouděním třídícím bioklasty a vymývajícím mikrit.

3. fáze: pokračuje ukládání vápnitých pelitů (teplické souvrství), jež se vyznačují výrazným snížením obsahu jehlic hub, zatímco obsah dalších složek se proti 2. fázi prakticky nemění (tab. 1). Nelze tedy předpokládat podstatnější změnu v hloubce pánve, přínosu terrigenního materiálu apod. Náhlý úbytek jehlic hub vysvětluje jen náhlý zánik porostů hub, jehož příčiny vzhledem k složité ekologii hub nejsou zatím jasné (změny v teplotě vody, obsahu  $\text{SiO}_2$ , překročení hloubky limitující rozvoj hub?).

Uprostřed fáze zasahuje do s. části území přínos hrubšího terrigenního detritu (siltu a velmi jemného písku), způsobený asi krátkodobým zvětšením areálu dosahu výčasových, příp. i regionálních proudů (Skoček Valečka 1983).

4. fáze: prohloubení pánve, jež dosahuje max. hloubek ( $>100$  m) během svrchnokřídového sedimentačního cyklu. Ukládají se vápnité pelity (rohatecké vrstvy) s nejnižším obsahem klastického křemene, o nejnižší průměrné velikosti zrna (tab. 1). Prohloubení pánve nasvědčuje

i relativně nejvyšší zastoupení planktonních foraminifer ve svrchnokřídovém sledu (Hercogová *in* Valečka 1984b).

Sedimenty uložené během 2. až 4. fáze v králickém příkopu faciálně odpovídají současným uloženinám v opolské křídové pánvi, kde sedimentovaly vápnité jílovce až slínovce s polohami jílovitých vápenců (Soukup 1965, Ciešlínský 1976). Je tedy reálná představa o přímé komunikaci obou sedimentačních prostorů.

5. fáze: změlčení pánve, které se projevuje hlavně zvýšením obsahu klastického křemene v jílovcích březenského souvrství i charakterem asociace foraminifer. Asociace foraminifer dle Hercogové (1985) ukazuje na mírné kolísání hloubky v rozsahu „středního hloubkového pásma šelfu“ a na výraznější regresní tendenci v závěru fáze, kterou signalizuje i vyšší četnost a mocnosti pískovcových vložek (obr. 5).

Hloubku pánve vymezujeme mezi izobátu 100 m (dle asociace makrofauny) a hloubkový dosah bouřkového vlnění, tj. asi 50 m (viz např. Liebau 1980); sedimentaci pod dosahem bouřkového vlnění nasvědčují zachované spodní kontakty i vnitřní textury pískovcových vložek i v případech, kdy mocnosti vložek jsou jen centimetrové.

Fázi typizují specifické podmínky, které umožnily periodické vynášení písků z příbřežní zóny do hlubších částí pánve, kde se jinak ukládaly jílovce. K vynášení písků docházelo s periodicitou asi 1/20 000 let (Valečka 1984a). Rozbor textur a ostatních znaků (tab. 4) naznačuje rozdílný transportní mechanismus pro polohy pískovců v turbiditní sekvenci a pro polohy v ostatní části flyšoidní facie, přestože byl vždy transportován materiál stejného původu, identický mineralogicky i strukturně.

Pískovce turbiditní sekvence se vyznačují znaky uloženin turbiditních proudů (mj. gradační zvrstvení, částečná aplikovatelnost Boumovy sekvence, konvolutní zvrstvení, zpřetrhané laminy). Impulsem pro vznik turbiditních proudů sice mohl být — tak jako u klasických flyšových sekvencí — skluz písčitého materiálu, možný je však i jiný impuls. Turbiditní sekvence patrně tvoří výplň lineární deprese (koryta) v jílovcích. Deprese mohla navazovat na říční údolí ve snosové oblasti a turbiditní proudy mohly vznikat i za povodní (Nesteroff 1965, Bartolini - Berlatto - Bortolotti 1975), extrémního dmutí (Shepard - Marshall - McLoughlin 1975) či bouří. U většiny vložek v ostatních čátech flyšoidní facie typické znaky turbiditů chybějí a vložky se většinou vyznačují absencí textur — masívní texturou. Masívní textura bývá rovněž považována za doklad rychlého uložení ze suspenze (hustých proudů) (Blatt, Middleton, Murray 1980). Absence textur však může být — alespoň u části vložek — sekundární. Povrch vložek mohl být původně formován do čeřin, jež byly destruovány následnou

bioturbací či erozí. V tomto případě, i u vložek se zachovanými čeřinami (např. vložka ve vrtu KP-1, v hl. 181,50 m — viz obr. 6) lze počítat s uplatněním trakčních proudů. Z turbiditních proudů se mohly ukládat polohy s gradačním zvrstvením, zvládnými laminami a vložky s litologickým přechodem do nadložních jílovců.

Aktivita turbiditních proudů při vzniku flyšoidní facie však nedokládá hlubokovodní prostředí a členitou morfologii pánve, jak předpokládal Jerzykiewicz (1971). Turbiditní proudy jsou popisovány i z mělkovodních pánví, resp. šelfů, kde se za hlavní impuls pro jejich vznik považují silné bouře (Walker 1979, Wright - Walker 1981). Proudů vyvolané silnými bouřemi jsou schopny nést vedle jílu a siltu v suspenzi i písek (Hayes 1967, Gadow - Reineck 1969, Reineck - Singh 1972, Nittrouer - Sternberg 1981 aj.). Při uložení takto suspendovaného materiálu vznikají písčité polohy — tempestity — texturně podobné turbiditům hlubokovodních, flyšových sekvencí (Reineck - Singh 1972, Aigner 1982, Nelson 1982).

Charakter bouřkových horizontů — tempestitů — mají i písčité vložky flyšoidní facie. Tento charakter indikuje již mělkovodní ráz flyšoidní facie, doložený kromě mělkovodních asociací makrofauny (Čech v tisku) a mikrofauny (Hercogová 1985) i mělkovodním původem soudobých či vzápětí vznikajících facií a celkovým paleogeografickým vývojem české křídové pánve (podrobněji Valečka 1984a). I samotné písčité vložky mají charakteristické znaky bouřkových horizontů, tak jak je uvádějí např. Kreisa (1981), Kreisa a Bambach (1982), Seilacher (1982), Marsaglia a Klein de Vries (1983) aj. (mocnosti, ostré spodní kontakty, převážně bioturbované svrchní kontakty, laminace, hřbítkové šikmé zvrstvení aj. — viz tab. 4).

Vývoj flyšoidní facie ukazuje, že k rozboru textur určité sekvence nelze přistupovat schematicky, s aplikací jediného texturního modelu. Modální vložka pískovce ve flyšoidní facii se masívní texturou liší od texturního modelu turbiditů, resp. tempestitů, jak je stanovili Bouma (1962), Walker (1979), Seilacher (1982), Aigner (1982) či Kreisa a Bambach (1982). Konečný texturní ráz vložek je ovlivněn kromě vlastního proudového režimu jeho fluktuací i strukturními vlastnostmi transportovaného detritu (např. zrnitostní homogenitou), bioturbací, erozí aj.

Z přítomnosti pískovcových vložek, směrů jejich vykliňování i směrů paleoproudění (Jerzykiewicz 1971, Valečka 1984a,b) vyplývá, že během 5. fáze se mezi českou a opolskou křídovou pánví objevila elevační, snosová oblast (zaujímaná dnes mj. Jeseníky), v níž byly erodovány hlavně metamorfity (viz asociace TM — obr. 3, vysoký koeficient elongace u zrn křemene). Písčité materiálu si díky krátkému transportu

do pánve i rychlému definitivnímu uložení uchoval do značné míry složení zdrojových hornin (vysoký obsah živců a slíd). Jeho dobré vytrřídění ovlivnila zrnitostní homogenita hornin snosové oblasti.

Zvýšený přínos hrubšího terrigenního materiálu i zachování živců svědčí pro větší tektonický pohyb v oblasti snosu. Větší dynamika se projevila i ve zkoumané části české křídové pánve zrychlenou subsidencí. Ta byla plynule kompenzována akumulací sedimentů a vedla ke vzniku relativně mocné flyšoidní facie s rychlostí sedimentace 20–30 cm/1000 let (ve 2. až 4. fázi jen 7–8 cm/1000 let). V závěru fáze se projevilo změlčení pánve (viz výše) doložené i velmi mělkovodním charakterem nadložní sekvence zachované v polské části kladského prolomu (hrubě šikmo vrstvené pískovce, se zbytky dekapodních krustaceí, Jerzykie-wicz 1971).

### Závěry

1. Zpracování strukturních vrtů KP-1 až KP-4 umožnilo poprvé detailně litologicky charakterizovat svrchní křídu zachovanou v králickém příkopu.
2. Podle obsahu základních komponent ve svrchnokřídových sedimentech lze vymezit pět sedimentačních fází se specifickými paleogeografickými podmínkami. V každé fázi vznikla dobře odlišitelná litologická jednotka, korespondující s litostratigrafickými jednotkami Čecha et al. (1980).
3. Sporadické nálezy inoceramů umožňují hrubou korelaci s mezinárodní (chronostratigrafickou) stupnicí. Dle asociace bentózních foraminifer (Hercogová 1985) je nejvyšší část nejmladší zachované jednotky — březenského souvrství — santonského stáří.
4. Svrchnokřídový sled se vyznačuje výraznou převahou vápnitých pelitů nad psamity; psamitická sedimentace převládá jen v průběhu iniciální transgrese.
5. Nepatrné uplatnění psamitů svědčí pro malý zdvih přilehlých oblastí snosu a klidný hydrodynamický režim (ukládání převážně mimo dosah výčasových či regionálních proudů).
6. Snosová oblast poskytující písčité materiály byla ve všech sedimentačních fázích tvořena převážně metamorfity.
7. Na složení pelitů se v počátečních fázích významně podílí biogenní složka, v níž díky intenzivnímu rozvoji porostů hub dominují jehlice křemitých hub. Porosty hub však nevytvořily morfologické elevace „útesového“ typu.

8. Sedimentace pelitů se zvýšeným obsahem jehlic hub byla přerušována hiáty, po nichž následovalo období zpomalené sedimentace doložené glaukonitickými horizonty.

9. V nejmladší sedimentační fázi byly periodicky, za extrémních bouří, vynášeny písky z příbřežní zóny do hlubší části pánve. Vznikla tak facie flyšoidního vzhledu, pelity s tenkými písčitými vložkami — tempestity. Mocnosti facie ( $\pm 500$  m) nasvědčují větší dynamice v zkoumané části pánve i v přilehlém zdroji.

10. Detailní litologicko-texturní i paleontologický rozbor flyšoidní facie dokládá, že vznikala v mělkovodním prostředí, přestože se na jejím vzniku podílely i turbiditní proudy.

11. Striktní aplikace standardních mikrofacií (SMF) a vymezení faciálních zón (FB, FZ) Wilsona (1975) a Flügel (1978) budou v české křídové pánvi problematické. Např. námi s rezervou interpretovaná SMF 9 je podobná SMF 1 a SMF 8. Od SMF 1 se liší pestřejším spektrem živočišných skupin a barvou, tj. obsahem organických látek, od SMF 8 přítomností bioklastů. Vápence transgredující na nejvyšší elevace krystalinika sice dobře odpovídají SMF 9, aplikace příslušné faciální zóny (FZ 2 či FZ 7) je problematická. Pozice vápenců totiž svědčí pro ukládání v těsné blízkosti morfologicky členitého pobřeží.

Dosavadní zkušenosti z české křídové pánve, potvrzené i v králickém příkopu, ukazují, že vápnité pelity jsou mikrofaciálně málo proměnlivé. V mikriticko-jílovité matrix jsou přítomny prakticky jen biogenní částice (biofáze). Kvalitativně je složení biofáze značně monotónní, proměnlivé je zastoupení živočišných skupin (hlavně jehlic hub). Nepatrná mikrofaciální variabilita zřejmě vyplývá z ploché morfologie pánevního dna. Morfologií dna se tak křídová pánev odlišovala od platformní pánve jurské. Jurská pánev dle Eliáše (1981) zaujímala do značné míry stejnou část Českého masívu jako pánev křídová, vyznačovala se však pestrým mikrofaciálním spektrem, které ovlivnil vznik karbonátové plošiny s útesy, oddělující lagunární vývoj od vývoje pánevního.

*K tisku doporučil V. Müller*

### Literatura

- Aigner T. (1982): Calcareous tempestites: Storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: Einsele G. - Seilacher A. (eds.): Cyclic and event stratification. — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Baird G. C. - Fürsich F. T. (1975): Taphonomy and biologic progression associated with submarine erosion surfaces from the German Lias. — *Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, 321—338. Stuttgart.

- Bartolini C. - Berlato S. - Bortolotti V. (1975): Upper Miocene shallow-water turbidites from western Tuscany. — *Sedimentary Geol.*, 13, 77—122, Elsevier, Amsterdam.
- Bouma A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. — 1—168, Elsevier, Amsterdam.
- Blatt H. - Middleton G. - Murray R. (1980): Origin of sedimentary rocks. — New Jersey, Prentice Hall, Inc. New Jersey.
- Brenchley P. J. - Newall G. - Stanistreet I. G. (1979): A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. — *Sedimentary Geol.*, 22, 185—217, Elsevier, Amsterdam.
- Bromley R. G. (1975): Trace fossils at omission surface. In: Frey R. W. (ed.): The study of trace fossils. — 399—428, Springer, New York.
- Cieśliński S. (1978): The Opole trough. — In: *Geology of Poland*, I, part 2, 623—626, Publ. House Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Crimes T. P. - Goldring R. - Homewood P. - Stuijvenberg J. van - Winkler W. (1981): Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren Flysch (Cretaceous — Eocene), Switzerland. — *Eclogae geol. Helv.*, 74, 3, 953—995, Basel.
- Čech S. (v tisku): Macroinvertebrate assemblages of the Březno Formation from the Králky Graben (Upper Cretaceous, eastern Bohemia). — *Věst. Ústř. Úst. geol. Praha*.
- 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.
- Draper L. (1967): Wave activity at the sea bed around northwestern Europe. — *Mar. Geol.*, 5, 133—140, Amsterdam.
- Dvořák J. (1983): Nejmladší vrstvy české křídly. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 38, 3, 189—192, Praha.
- Eliáš M. (1981): Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 35, 75—144, Praha.
- Flügel E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Fürsich F. T. (1979): Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. — *Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, 185, 1, 1—63, Stuttgart.
- Gadow S. - Reineck H. E. (1969): Abländiger Sandtransport bei Sturmfluten. — *Senckenberg. marit.*, 1, 63—78, Frankfurt a. M.
- Hartman W. D. - Wendt J. W. - Wiedenmayer F. (1980): Living and fossil sponges. — *Sedimenta VIII.*, 1—274, Univ. Miami, Miami, Florida.
- Hayes O. M. (1967): Hurricanes as geological agents, South Texas coast. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 51, 6, 937—956, Menasha.
- Hercogová J. (1985): Mikrobiostratigrafie křídly v hlubokých vrtech SG v kladském prolomu. — *Archív Ústř. úst. geol. Praha*.
- Jerzykiewicz T. (1970): Turbidite sequence in the Sudetic Upper Cretaceous (south-western Poland). — *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr.*, 18, 3, 149—159, Warszawa.
- (1971): A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. — *Acta geol. pol.*, 21, 2, 165—199, Warszawa.
- Jopling A. V. - Walker R. G. (1968): Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination with examples from the Pleistocene of Massachusetts. — *J. sed. Petrology*, 38, 97—104, Menasha.

- Kennedy W. J. - Garrison R. E. (1975): Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. — *Sedimentology*, 22, 3, 311—386, Blackwell Sci. Publ. Oxford, London, Edinburgh, Melbourne.
- Klein V. - Hercogová J. - Rejchrt M. (1982): Stratigraphie, Lithologie und Paläontologie der Kreide im Elbe-Faziesgebiet. — *Sbor. Geol. Věd, Geol.*, 36, 27—92. 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.
- Kreisa R. D. (1981): Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of south-western Virginia. — *J. sed. Petrology*, 51, 823—848. Menasha.
- Kreisa R. D. - Bambach R. (1982): The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. *In: Einsele G. - Seilacher A. (eds.): Cyclic and event stratification.* — Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.
- Kukal Z. (1988): *Základy sedimentologie.* — Academia. Praha.
- Laubenfels M. W. de (1955): Porifera. — *In: Moore R. C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology*, Part E, Univ. Kans. Press. Lawrence, Kansas.
- (1957): Sponges of the Post-Paleozoic. *Treatise on marine ecology and paleoecology*, vol. 2. — *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 67, 771—772. New York.
- Lees A. (1973): Les dépôts carbonatés de plate-forme. — *Bull. Cent. Rech.*, 7, 1, 177—192. Pau.
- Liebau A. (1980): Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierung. — *Neu. Jb. Paläont., Abh.*, 160, 2, 173—216. Stuttgart.
- Malkovský M. (1977): Důležité zlomy platformního pokryvu severní části Českého masívu. — *Výzk. Práce Ústř. Úst. geol.*, 14. Praha.
- Marsaglia K. M. - Klein G. de V. (1983): The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. — *J. Geol.*, 91, 2, 117—142. Chicago.
- Mayer R. K. F. (1977): Mikrofazies im Übergangsbereich von der Schwammfazies zur Korallen-Spongiomorphidenfazies im Malm (Kimmeridge-Tithon) von Regensburg bis Kelheim. — *Geol. Jb.*, A 37, 33—69. Hannover.
- (1981): Malm. *In: Haunschild H. - Jerz H. (red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000.* — München.
- McCave I. N. (1971): Wave effectiveness at the sea bed and its relationship to bed-forms and deposition of mud. — *J. sed. Petrology*, 41, 1, 89—96, Menasha.
- Middleton G. V. - Hampton M. A. (1973): Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *In: Turbidites and deep water sedimentation.* — Pacific Section S. E. P. M., Short Course, 1—38. Anaheim.
- Nelson H. C. (1982): Modern shallow-water graded sand layers from storm surge, Bering Shelves: a mimic of Bouma sequence and turbidite systems. — *J. sed. Petrology*, 52, 2, 537—545. Tulsa.
- Nesteroff W. D. (1965): Le problème des turbidites: les données océanographiques modernes. — *Bull. Soc. géol. France*, 7/VII, 587—592. Paris.
- Nittrouer C. A. - Sternberg R. W. (1981): The formation of sedimentary strata in an allochthonous shelf environment: the Washington continental shelf. — *Mar. Geol.*, 1—4, 201—232, Elsevier, Amsterdam.
- Pettijohn F. J. - Potter P. E. - Siever R. (1972): Sand and sandstone. — Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.

- Pokorný V. (1954): Základy zoologické mikropaleontologie. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Radwański S. (1975): Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. — Biul. Inst. geol., 287. Z badań geologicznych regionu dolnośląskiego. Tom XXIV, 5—59, Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- 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.
- Robaszynski F. coord. (1982): Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine, stratigraphie, biozonations, sédimentologie. — Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 6, 1, 119—225. Pau.
- Scott R. W. (1974): Bay and shoreface benthic communities in the Lower Cretaceous. — *Lethaia*, 7, 315—330. Oslo.
- Seilacher A. (1982): General remarks about event deposits. In: Einsele G. - Seilacher A. eds.: Cyclic and event Stratification. — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Shepard F. P. - Marshall N. F. - McLoughlin P. A. (1975): Pulsating turbidity currents with relationship to high swell and high tides. — *Nature*, 258, 5537, 704—706. London.
- Slavík J. (1985): Sedimentologický vývoj svrchní křídý ve vrtu Všestary (Vy-1) u Hradce Králové. — Sbor. geol. Věd, Geol., 9, 59—77. Praha.
- Skoček V. - Valečka J. (1983): Paleogeography of the Late Cretaceous Quader-sandstein of central Europe. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 44, 71—92, Elsevier, Amsterdam.
- Soukup J. (1980): Kieslingswaldské vrstvy. — In: Svoboda J. et al.: Naučný geol. slovník, I. díl, 499. Praha.
- (1982a): Křídový útvar. In Svoboda J. et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, M-33-XXIII, Česká Třebová. — Ústř. úst. geol. Praha.
- (1982b): Předběžné sdělení o stratigrafickém výzkumu některých vrtů Geologického průzkumu jáchymovských dolů, n. p., v křídě u Králík. — MS Geofond. Praha.
- (1985): Stratigrafie křídý v některých nových hlubokých vrtech ve východočeské křídě. — Sbor. geol. Věd, Geol., 9, 31—47, Praha.
- Soukup J. - Klein V. (1981): Křídový útvar. In: Svoboda J. et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR M-33-XVII Náchod. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Špínar Z. (1960): Základy paleontologie bezobratlých. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Valečka J. (1984a): 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.
- (1984b): Litologie křídý v hlubokých vrtech v kladském prolomu. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Valečka J. - Slavík J. (1985): Litologický a sedimentologický vývoj na křídových stratotypových lokalitách Sutiny a Merboltice. — MS Geofond. Praha.
- Wagenplast P. (1972): Ökologische Untersuchungen der Fauna aus Bank- und Schwammfazies des Weißen Jura der Schwäbischen Alb. — *Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ., neue F.*, 67, 1—99. Stuttgart.
- Walker R. G. (1983): Distinctive types of ripple drift cross-lamination. — *Sedimentology*, 2, 173—188, Elsevier, Amsterdam.



- Walker R. G. (1979): Facies Models 7. Shallow Marine Sands. — *In*: Walker R. G. (ed.): Facies Models. — Geosci. Canada, reprint ser. 1, 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. 23—30, IAS excursion 21 A, 15—21.
- Walker R. G. - Mutti E. (1973): Turbidite facies and facies associations. — *In*: Turbidites and deep water sedimentation. — Pacific Section S.E.P.M., Short Course, 119—158. Anaheim.
- Wendt J. W. (1980): Sponge reefs of the German Upper Jurassic. — *In*: Hartman W. D., Wendt J. W., Wiedenmayer F.: Living and fossil sponges. — Sedimenta VIII., Univ. Miami. Miami, Florida.
- Wilson J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. — Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.
- Wright M. E. - Walker R. G. (1981): Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta—storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base. — *Canad. J. Earth Sci.*, 18, 4, 795—809. Ottawa.
- Zankl H. (1969): Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rock. — *Sedimentology*, 12, 241—256. Amsterdam.

# **Sedimentology of the Upper Cretaceous in the Králíky Graben (NE Bohemia)**

*(Summary of the Czech text)*

Jaroslav Valečka

Received November 15, 1985

The Upper Cretaceous filling of the Králíky Graben in NE Bohemia has belonged to the least so far known parts of the Bohemian Cretaceous Basin. Evaluation of four new deep boreholes enabled a detailed lithological characterization of the Upper Cretaceous sequence and reconstruction of its paleogeographic development. Within the sequence the thickness of which in places exceeds 700 m (pl. 1) the lithostratigraphic units of Čech et al. (1980) were defined. Findings of inoceramus index species enable correlation with the international (chronostratigraphic) scale (tab. 1). Thus the Upper Cretaceous of the Králíky Graben can be correlated with other parts of the Bohemian Cretaceous Basin as well as with the Opole Basin in Poland.

According to the content of principal components five sedimentary phases were defined in the Upper Cretaceous sediments. Within each of these phases the lithological unit exhibiting specific features and corresponding to lithostratigraphic units originated (tab. 1).

Phase 1: In course of the initial transgression arenites of the Korycany Member (Upper Cenomanian) were deposited. They contain a great amount of carbonate in form of sparry calcite. Lenticular bedding, lamination, separation of terrigenous and carbonate component, same as presence of algae correspond to sedimentation in the upper part of the subtidal zone with depths reaching down to 20—30 m.

Phase 2: At the beginning of the Lower Turonian, after widening of the basin, the reduced source areas yielded only a small amount of coarser detritus. Marlstones to calcareous claystones with a high content of skeletal particles were deposited (Bílá Hora Formation and Jizera Formation, Lower Turonian to Upper Turonian). Skeletal particles were represented prevalently by siliceous sponge spicules. Not so frequent, nevertheless ubiquitous, were foraminifers and echinoderms. Other

groups (mollusks, ostracods, bryozoa) were represented only accessorially. A high content of sponge spicules indicates a great concentration of sponges in the sedimentary area. However, the sponges did not build morphological elevations of a bioherm type — probably they were only densely disseminated over the soft substrate. The lithistids occurred most often of all the sponges at the beginning and by the close of the phase (desma type predominates among the sponge spicules). Sedimentation took place in deeper parts of the subtidal zone with good circulation, under the wave base (turbulence), at depths approx. 50—100 m. There were numerous breaks in sedimentation and each of them was followed by the condensed glauconitic sedimentation. The basin deepened by the end of this phase, when even the highest elevation of the crystalline complex was flooded. Sedimentation on this elevation in places started with sparse biomicritic limestones. In gneisses the limestones filled "pockets" attaining meters in size.

Phase 3: Deposition of calcareous claystones went on (Teplice Formation — Upper Turonian to Lower Coniacian). These claystones were manifested by almost total absence of sponge spicules, whereas the content of other components remained unchanged. Compared with the previous phase, a sudden extinction of the sponges presented a striking change. The reason is not hitherto clear in view of problems of the sponge ecology (changes in water temperature, content of  $\text{SiO}_2$ , exceeding of the depth limiting the development of the sponges?). An increased supply of coarser silt and fine-grained sand in the northern part of the area was caused by a short period of the increased activity of tidal or regional currents.

Phase 4: After a further deepening, the basin exhibited the maximum depth ever attained in course of the whole Upper Cretaceous sedimentary cycle (probably more than 100 m). Calcareous claystones (Rohatce Member — Lower Coniacian) with the lowest clastic quartz content of the finest grain size (tab. 1) and, according to Hercogová (in Valečka 1984b) with the highest content of planktonic foraminifers in all the sequence, were deposited. The silicification (increased authigenic  $\text{SiO}_2$  content influencing an increased compatibility of a rock) occurred within some calcareous claystone layers.

The deposits originating during phases 2—4 in the place of today's Králíky Graben are analogous with contemporaneous sediments in the Opole Basin. This points to a direct communication of these two sedimentary areas.

Phase 5: The flyschoid facies — calcareous claystones with intercalations of fine-grained arkosic arenites (Březno Formation — Lower Coniacian to Upper Coniacian) were deposited after shallowing of the

basin. The shallowing is manifested chiefly by an increased content of clastic quartz in claystones, and according to Hercogová (1985) also by the character of the foraminiferal association. Depth of the basin is limited by 100 m isobaths (according to macrofauna assemblage), resp. 50 m isobaths (presumed storm wave base — even lower contacts and internal structures of centimeter thick sandstone intercalations in the claystones are preserved). Extremely heavy storms with approx. 20 000 years periode took place during which sand was carried from the near-shore zone down to deeper parts of the basin. The analysis of the sedimentary structures indicates that besides the traction currents also the turbidity ones participated in transport of the sand. Of turbidity currents, mainly the sequence of amalgamated sandstone beds was deposited (pl. 1, fig. 6). The flyschoid facies of the Březno Formation is interpreted as the shallow-water facies with tempestites. The shallow-water character of the facies is evidenced by sedimentary features (tab. 4), facies geometry, fauna assemblages, and the general facial analysis of the Bohemian Cretaceous Basin (for details see Valečka 1984a). They claystones are characterized by higher  $\text{FeCO}_3$  content (4.9 % on average) and occurrence of siderite concretions with  $\text{FeCO}_3$  contents reaching up to 55.44 % (tab. 2).

Presence and composition of sandstone beds, direction of their wedging out, same as known paleocurrent directions published by Jerzykiewicz (1971) and Valečka (1984a) document that between the Bohemian and Opole Basins the elevation consisting mostly of metamorphic rocks emerged within the phase 5.

Generally the Upper Cretaceous sequence is manifested by a conspicuous prevalence of marlstones and claystones deposited within the sedimentary phases 2—4, i.e. since the end of the initial Cenomanian transgression up to the Lower Coniacian. Their deposition points to a small tectonic activity both in the source areas and the basin. The sedimentation took place out of the reach of tidal and regional currents, under the wave base, while the basin depth was gradually increasing, with an average rate of sedimentation attaining 7—8 cm/1000 yrs.

In the initial phases the skeletal particles with prevailing siliceous sponge spicules considerably shared in marlstones and claystones composition. Sedimentation of spiculitic marlstones to calcareous claystones was interrupted by breaks followed by deposition of glauconite horizons often of small areal extent. During the sedimentation breaks the sediment surface was lithified only to the firmground stage. The omission surfaces (or firmgrounds) and glauconite horizons were accompanied by abundant bioturbation structures which can be chronologically differentiated into four suites (fig. 7).

The increased tectonic activity manifested by some regression features appeared in the phase 5 (Coniacian). In this time the basin was supplied with increased quantities of sandy detritus coming from the nearby source area. The sandy detritus rich in feldspars and micas remained close in composition to the parent, mainly metamorphic rocks. The increased tectonic activity in the source area was compensated by subsidence in the adjacent part of the basin, where the average rate of sedimentation increased up to 20–30 cm/1000 yrs.

Climatic factors (extremely heavy storms) took part especially in sedimentation of sandstone beds (tempestites) within the phase 5. Also an occasional increase of authigenic  $\text{SiO}_2$  or  $\text{FeCO}_3$  contents in the claystones was most probably connected with the climatic factors influencing the process of weathering in the source area.

A low microfacies variability was observed in the marlstones and claystones. Only the skeletal particles are present in the micritic-clayey matrix. A strict application of the standard microfacies (SMF) and facies belts (FB) of Wilson (1975) and Flügel (1978) is problematic. Qualitatively the skeletal grains composition is monotonous. A low microfacies variability was most probably influenced by a flat relief of the basinal bottom. Thus the Bohemian Cretaceous Basin differed from the platform Jurassic Basin in morphology of the bottom. The Jurassic Basin occupied approximately the same part of the Bohemian Massif as the Bohemian Cretaceous Basin. However, according to Eliáš (1981) it exhibited a great microfacies variability influenced by the development of the carbonate platform with reefs separating the basinal facies from the lagoon one.

*Přeložila G. Buberlová*

#### Explanation of tables

Table 1. Distribution of the principal components in the Upper Cretaceous sequence (contents given in %; *a* — limestone lenses, *b* — sandstones, *c* — marlstones, calcareous claystones, *d* — glauconite horizons, *e* — claystones, *f* — sandstone beds, \* estimations from thin sections, 25 — number of thin sections, [31] — number of analyses.

Table 2.  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{MgCO}_3$ ,  $\text{FeCO}_3$  contents in siderite concretions and surrounding sediments.

Table 3. The evaluation of contacts between sandstones and claystones in the flyschoid facies of the Březno Formation.

Table 4. Sedimentary features of the sandstone beds in the flyschoid facies of the Březno Formation [selection of features based on papers by F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever 1972, G. W. Middleton, M. A. Hampton 1973, and H. C. Nelson et al. 1975].

## Explanation of text-figures

1. Schematic geological setting and location of boreholes in the Králíky Graben.  
1 — Tertiary (clays and sands with gravel layers); 2 — Upper Cretaceous; 3 — crystalline complex of the Orlické hory - Kłodzko dome; 4 — faults; 5 — boreholes drilled by Stavební Geologie n. e., Praha; 6 — borehole drilled by Jáchymovské doly n. e. (geological situation modified after the Geological map of Czechoslovakia 1:200 000, sheets M-33-XVII Náchod, Praha 1961 and M-33-XXIII Česká Třebová, Praha 1962).
2. Petrographic composition of sandstone intercalations in the flyschoid facies of the Březno Formation (classification after F. J. Pettijohn, P. E. Potter, R. Siever 1972).  
1 — sandstones in the turbidite sequence; 2 — sandstones in the remaining part of the flyschoid facies.
3. Heavy mineral assemblage in sandstone intercalations in the flyschoid facies of the Březno Formation.
4. Histograms of the thickness frequency of sandstone beds in the flyschoid facies of the Březno Formation.  
1 — sandstone beds in the turbidite sequence; 2 — remaining sandstone beds.
5. Histograms showing vertical changes in character of the sandstone beds in the flyschoid facies per 20 m intervals in borehole KP-1 (from left to right: number of sandstone beds, mean thickness of sandstone beds, and sandstone percentage).
6. Selected sections of the Březno Formation showing typical features of the flyschoid facies.  
1 — fine-grained arkosic arenites; 2 — very fine-grained arkosic arenites with higher clay matrix content; 3 — mostly calcareous partly silty claystones; 4 — siderite concretions; 5 — diffuse lamination; 6 — parallel lamination; 7 — slightly inclined lamination (hummocky cross stratification); 8 — ripples with erosion on the stoss side; 9 — climbing ripples; 10 — convolute to disrupted lamination; 11 — convolute lamination; 12 — wavy lamination; 13 — slightly disrupted lamination; 14 — intensively disrupted lamination; 15 — mud clasts; 16 — bioturbation structures within the sandstone beds; 17 — sharp (erosional) contact; 18 — bioturbated contact.
7. Diagrams showing the origin of the omission surfaces, glauconite horizons and associated bioturbation.  
A — The stage of marlstone sedimentation with preomission suite of bioturbation structures (I); bioturbation structures are not distinct in homogeneous substrate.  
B — The break in sedimentation; omission surface (OS), possibly — after compaction — up to firmground (FG) forms; the omission suite of bioturbation structures (II) and possibly also erosions modify the relief of the omission surface.  
C — The stage of slow, condensed sedimentation, the deposition of glauconite horizon (GH); the first postomission suite of bioturbation structures (III) is filled analogously as the omission suite with postomission glauconitic sediment, therefore it is difficult to distinguish the suite II from suite III; in suites II and III the irregular Spongiomorpha and Thalassinoides systems predominate.  
D — The stage of renewed marlstone (SL) deposition; formation of the second postomission suite of bioturbation structures (IV); this suite is filled with marlstone, therefore well distinguishable from earlier suites; the second postomission suite cuts and superimposes onto earlier suites and penetrates below the omission surface (or firmground surface).

## Explanation of plates

### Pl. I

1. Sparry calcite forming irregular lenses within the laminated fine-grained sandstone. The origin of lenses is interpreted in terms of differential deposition of terrigenous and calcareous component. Korycany Member. KP-3 Štíty borehole, 424.0 m depth, scale in cm.
2. Fragment of calcified desma spicule accompanied by small skeletal grains and by few clastic quartz grains embedded in the marlstone groundmass. Bílá Hora Formation, KP-1 Boříkovice borehole, 725.6 m depth, thin section, parallel nicols, X 195.  
Photos ÚÚG — V. Skala (1), K. Navrátilová (2)

### Pl. II

1. Typical spiculitic microfacies. Fragmented, mostly calcified regular megascleres predominate. Marlstone, Bílá Hora Formation, KP-3 Štíty borehole, 416.3 m depth, thin section, parallel nicols, X 135.
2. Spiculitic microfacies as II/1 occurring in the Jizera Formation confirms the microfacies similarity of both formations. Marlstone, Jizera Formation, KP-4 Králíky borehole, 173.1 m depth, thin section, parallel nicols, X 42.

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

### Pl. III

1. Biomicritic limestone; unsorted large shell fragments (mainly *Ostrea* sp.) and quartz grains float in the micrite matrix. This transgression sediment fills small depressions in crystalline surface in the southern environs of the Králíky town. Jizera Formation, KP-4 Králíky borehole, 209.5 m depth, thin section, parallel nicols, X 33.57.
2. Large fragment of the bivalve shell (*Ostrea* ?). Irregular dark holes inside the shell fragment we interpret as algal borings. Biomicritic limestone, Jizera Formation, KP-4 Králíky borehole, 209.5 m depth, thin section, parallel nicols, X 57.75.

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

### Pl. IV

1. Biomicritic limestone contains scarcely also large fragments of red algae. Jizera Formation, KP-4 Králíky borehole, 209.5 m depth, thin section, parallel nicols, X 57.75.
2. The glauconite horizon covering the omission surface (or firmground). The omission surface relief was modified by intensive bioturbation. Jizera Formation, KP-3 Štíty borehole, 356.75 m depth, scale in cm.
3. The tunnel burrow system (*Thalassinoides*) penetrating into the marlstone below the omission surface was filled with glauconitic marlstone from overlying glauconite horizon. Jizera Formation, KP-3 Štíty borehole, 356.75 m depth, scale in cm.

Photos ÚÚG — K. Navrátilová (1), H. Vršťalová (2, 3)

### Pl. V

1. Glauconitic marlstone with numerous sponge spicules (spiculitic microfacies). The glauconite is present not only in the form of individual dark grains but also as fillings of axial spicule channels. Glauconite horizon, Jizera Formation, KP-1 Boříkovice borehole, 632.25 m depth, thin section, parallel nicols, X 81.
2. The tests of planktonic foraminifers occur as a part of the skeletal spectrum in the

marlstones and claystones. Glauconite marlstone (glauconite horizon). Jizera Formation, KP-3 Štítý borehole, 347.55 m depth, thin section, parallel nicols, X 195.

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

#### Pl. VI

1. The section of a large fragment of the siliceous sponge (class Hexactinellida) common in the glauconite horizons. Glauconite horizon, Jizera Formation, KP-1 Boříkovic borehole, 618.1 m depth, thin section, parallel nicols, X 17.25.
2. The detailed view of the previous photograph shows good preservation of axial channels in the sponge skeleton. Glauconite horizon, Jizera Formation, KP-1 Boříkovic borehole, 618.1 m depth, thin section, parallel nicols, X 97.5.

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

#### Pl. VII

1. Tests of the benthonic foraminifers are common in the marlstones and claystones in the whole Upper Cretaceous sequence. The photograph presents two sections of Globorotalites? tests filled with pyrite. Calcareous claystone, Teplice Formation, KP-3 Štítý borehole, 302.5 m depth, thin section, parallel nicols, X 120.
2. The presence of molluscs in the marlstones and claystones is often documented by fragments of the prismatic layers of the shells. Calcareous claystone, Jizera Formation, KP-1 Boříkovic borehole, 665.2 m depth, thin section, parallel nicols, X 105.
3. Fragments of echinoderms are seldom but ubiquitous in marlstones and claystones in the whole Upper Cretaceous sequence. Transverse section through well preserved echinoid spine. Silicified calcareous claystone, Rohatce Member, KP-1 Boříkovic borehole, 483.7 m depth, thin section, parallel nicols, X 270.

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

#### Pl. VIII

1. Mud clasts (rounded in this case) are common in the amalgamated sandstone beds of the turbidite sequence forming a part of the flyschoid facies of the Březno Formation. KP-3 Štítý borehole, 167.0 m depth, scale in cm.
2. Mytiloides sublabiatus Heine confirms the Coniacian age of the uppermost part of the Upper Cretaceous sequence (coll. J. Valečka, leg. S. Čech). Silty claystone, Březno Formation, KP-1 Boříkovic borehole, 114.2 m depth, scale in cm.

Photos ÚÚG — H. Vršťalová (1), V. Skala (2)

### Explanation of plate 1

Sections of the KP-1 to KP-4 boreholes.

1 — Quaternary; 2 — calcareous claystones, in places marlstones; 3 — claystones with intercalations of fine-grained sandstones; 4 — amalgamated layers of fine-grained sandstones; 5 — calcareous claystones with layers of hard silicified calcareous claystones; 6 — silty calcareous claystones to siltstones, subordinately fine-grained sandstones; 7 — massive marlstones to calcareous claystones; 8 — compatible partly silicified marlstones (subordinately calcareous claystones) with flaser bedding; 9 — clayey medium-grained to coarse-grained sandstones; 10 — calcareous fine-grained sandstones with limestone lenses; 11 — biomicritic limestones; 12 — crystalline complex of the Orlické hory-Kłodzko dome; 13 — omission surfaces covered with glauconite horizons; 14 — siderite concretions; 15 — glauconite >5 %; 16 — Březno Formation; 17 — Ro-



hatce Member; 18 — Teplice Formation; 19 — Jizera Formation; 20 — Břlá Hora Formation; 21 — Korycany Member.

### **Седиментология верхнего мела в кралицком грабене (с.-в. Чехия)**

Обработка результатов четырех структурных буровых скважин предоставила возможность впервые детально охарактеризовать условия отложения верхнего мела в кралицком грабене, сохраненного здесь в толщах мощностью даже около 730 м. Верхнемеловые осадочные породы представлены, за исключением локально распространенных базальных обломочных пород, совершенно преимущественно известковистыми пелитами, отличающимися друг от друга, однако, микрофациально, присутствием конденсационных горизонтов, прослоев песчаников (темпеститов) и сидеритовых конкреций, проявлениями силификации и др. Соответственно содержанию основных компонентов и другим признакам осадкообразования в пределах верхнемеловой свиты пластов можно было выделить пять фаз осадочного цикла, характеризованных специфическими палеогеографическими условиями. В каждой из этих фаз получилось, таким образом, хорошо определенное литологическое подразделение, сопоставимое с областными литостратиграфическими подразделениями Чешского мелового бассейна, определенными Чехом и др. (Čech et al. 1980). Поэтому верхний мел в кралицком грабене можно хорошо коррелировать с другими частями Чешского мелового бассейна. Находки руководящих видов иноцерамов способствуют также корреляции с хроностратиграфическими подразделениями.

*Přeložil A. Kříž*

Sbor. geol. věd	Geologie 43	Str. 193—242	5 obr.	9 tab.	— příl.	Praha 1988 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	-----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

## Geochemické zhodnocení sedimentů pouzďranské jednotky

### Geochemical evaluation of the Pouzdřany unit sediments

Marie Adamová<sup>1</sup>

Předloženo 1. února 1985

Adamová M. (1988): Geochemické zhodnocení sedimentů pouzdřanské jednotky. — Sbor. geol. věd, Geol., 43, 193—242. Praha.

**V ý t a h:** Předložená práce podává geochemickou charakteristiku hornin pouzdřanské jednotky (okrajová skupina flyšového pásma vnějších Karpat). Variabilita chemického složení studovaných sedimentů, zejména pelitů, souvisí s celkovým vývojem sedimentačního prostoru pouzdřanské jednotky. Studované sedimenty se vyznačují poměrně nízkou chemickou zralostí. Průměrné obsahy B a zvláště hodnoty ekvivalentního B ukazují na mořské prostředí sedimentace. Pro všechny horniny pouzdřanského souvrství jsou charakteristické zvýšené obsahy Mo a V doprovázené vyššími koncentracemi U. Primárním zdrojem určitého podílu těchto prvků je vulkanický materiál. Pro křepické souvrství jsou charakteristické zvýšené koncentrace Y, Ti, Th, Cr a maximální obsahy prvků vzácných zemin. Tyto sedimenty jsou do značné míry podobné horninám ždánicko-hustopečského souvrství a krosněnských vrstev ždánické a slezské jednotky. Lze předpokládat podobný zdroj přinášeného klastického materiálu do sedimentačních pánví v době jejich sedimentace.

<sup>1</sup>*Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1*

#### Úvod

V posledních letech jsem se věnovala mineralogicko-geochemickému výzkumu flyšových sedimentů západní části československých Karpat. Vedle slezské a ždánicko-podslezské jednotky byla studována jednotka pouzdřanská, která patří k okrajové skupině flyšového pásma vnějších Karpat na Moravě a západním Slovensku. Pouzdřanská jednotka obsahuje vrstevní sled od svrchního eocénu po spodní miocén. Její vývoj vykazuje řadu znaků, které ji sbližují jak s vývojem nejstarších členů oligomiocenní předhlubně vnějších Karpat, tak s vývojem jednotky ždánicko-podslezské. I při svém tektonicky omezeném, malém plošném rozsahu je význačným územím zasluhujícím analýzu geochemických poměrů v návaznosti na své okolí.

Cílem výzkumu bylo stanovení geochemické charakteristiky hornin pouzdřanské jednotky, jejich vzájemné porovnání pro účely geochemické

a geologické interpretace. Práce je dále zaměřena na studium koncentrací hlavních a stopových prvků, stanovení jejich distribuce, korelačních vztahů a geochemických fónů v horninách jednotlivých litostratigrafických členů této jednotky s možností využití výsledků geochemického výzkumu pro jejich rozlišení a stratigrafickou korelací.

### Metodika výzkumu

Pro studium byly odebrány bodové vzorky (1,5—4 kg podle plánovaných analýz) z povrchových výchozů a z vrtů. Všechny vzorky byly na základě stratigrafie, litologie a typu odběru rozděleny do jednotlivých litostratigrafických souborů. Pro analytické zpracování byly odebrané vzorky homogenizovány v Geologickém průzkumu, Ostrava, závod Brno.

V laboratořích Geologického průzkumu, Ostrava, závod Brno (M. Janáčková, V. Selucká), byla u všech vzorků stanovena standardní řada stopových prvků rentgenovou fluorescenční spektrální analýzou s touto citlivostí (v ppm): As (5), Ba (50), Co (5), Cr (5), Cu (5), Nb (5), Ni (5), Pb (5), Rb (5), S (100), Sb (3), Sr (10), TiO<sub>2</sub> (20), U (10), V (5), Y (5), Zn (5), Zr (5). Emisní spektrální analýza byla použita ke stanovení koncentrací Ag (0,06), B (9), Ga, Mo a Sn (1).

Metodou instrumentální neutronové aktivační analýzy byly v laboratořích n. p. Geindustria, Praha, stanoveny koncentrace těchto prvků s mezí detekce (v ppm): Sm (1), La (1), Au (0,05), Ce (1), Yb (1), Lu (0,1), Th (1), Eu (0,1), Tb (1), Hf (1), Sb (1), Co (1), Rb (10), U (3). Stanovení U, Ra, Th a K gama-spektrometrickou analýzou (laboratoře Geofyziky, n. p., Brno) bylo provedeno u vybraných vzorků jednotlivých litostratigrafických členů studované jednotky. Citlivost stanovení této metody je: U — 1,2 ppm, Ra — 0,13 ppm (vyjádřeno v ekv. koncentraci U), Th — 0,4 ppm a K — 0,07 %.

Kompletní silikátové analýzy provedly laboratoře Ústředního ústavu geologického, Praha a Geologického průzkumu, Ostrava, závod Brno.

K analýze organické hmoty (laboratoře Moravských naftových dolů, Hodonín) bylo použito standardního postupu (Š m e r a l 1964), který je založen na stanovení jednotlivých genetických typů organické substance po předcházející dekalcinaci horniny. Analýza n-alkanů, provedená ve dvou vzorcích (laboratoře Ústředního ústavu geologického, Brno), je založena na plynově chromatografickém stanovení nasycených parafinických uhlovodíků s 12—35 uhlíky v molekule po předcházející separaci jejich adduktu s močovinou (V e l t e 1967).

Mineralogické složení vybraných vzorků bylo studováno rentgenovou difrakční fázovou analýzou a konfrontováno s výsledky diferenční ter-

mické analýzy (laboratoře Ústředního ústavu geologického, Praha). Některé vzorky byly podrobně analyzovány automatickou rentgenovou difrakční fázovou analýzou (H. Moravcová, J. Korecký — Ústřední ústav geologický, Praha), založenou na určení co nejlepší shody mezi naměřenými difrakčními daty vzorků s teoretickým difraktogramem směsí (Moravcová - Fiala 1980).

Ve vybraných vzorcích studovaných sedimentů byla provedena analýza těžkých minerálů (F. Veselovský, A. Tytlová — laboratoře Ústředního ústavu geologického, Praha). Průměrná část vzorku byla zalita do kanadského balzámu, část ponechána v prášku. Při vyhodnocování trvalých preparátů se většinou vycházelo z 500—600 zrn. Vzorky s velmi malým množstvím materiálu nebo téměř monofázové byly určovány semikvantitativně.

Základním klasifikačním kritériem k statistickému zpracování bylo třídění původních dat podle litostratigrafického členění pouzdřanské jednotky. V jednotlivých takto vytvořených souborech byla provedena základní statistická analýza v Resortním výpočetním středisku Geoindustrie, n. p., Praha. Pro vybrané dvojice hlavních a stopových prvků byly vypočteny průměrné hodnoty jejich poměrů. Výsledky statistické analýzy jsou shrnuty do tabulek.

Veškerá hmotná i analytická dokumentace je uložena u autorky.

### **Geologická charakteristika**

Pouzdržanská jednotka patří k okrajové skupině flyšového pásma vnějších Karpat na Moravě a západním Slovensku. Je okrajovým příkrovem souvisle vystupujícím mezi Strachotínem a Újezdem u Brna (Cícha et al. 1965). Její útržky byly zjištěny u Hrušek a Němčan (Stráník et al. 1973, 1976), u Chvalkovic (Dornič et al. 1966), z. od Zdounek (Chmelík et al. 1967) a mezi Horními a Dolními Věstonicemi (Stráník - Adámek - Cypris 1979). Směrem k JV se noří pod ždánický příkrov, v jehož podloží byla zastižena v silně tektonicky redukované mocnosti hlubinnými vrty.

Ve vrstevním sledu svrchní eocén — eggenburg jsou vyčleněny pouzdřanské souvrství, boudecké slíny, křepické souvrství a šakvické slíny.

#### **Pouzdržanské souvrství (svrchní eocén — svrchní oligocén)**

V pouzdřanském souvrství rozlišili Cícha et al. (1965) vývoj vápnnitý a nevápnnitý. Vápnnitý vývoj je rozšířen především ve spodních polo-

hách souvrství. Odpovídá hnědým pouzdřanským slínům R z e h a k a (1895) a P o k o r n é h o (1955). Nevápnitý vývoj je vázán hlavně na vyšší část souvrství; K r h o v s k ý (1980) pro něj užil názvu uherčické souvrství.

Vápnitý vývoj charakterizují hnědé silně vápnité jílovce až slínovce s proměnlivou příměsí prachu. Polohově jsou bohaté na makrofaunu (O p p e n h e i m 1922) a mikrofaunu (P o k o r n ý 1960a,b, 1961, 1975, H a n z l í k o v á 1971, K r h o v s k ý 1980, 1981a,b). Lokálně jsou ve slínech konkrecionální lumachelové vápence, označené jako moutnické vápence (Č t y r o k ý 1966).

Nevápnitý vývoj se vyznačuje střídáním hnědých a zelenošedých jílovců, které uzavírají konkrece pyritu a konkrecionální vložky dolomitů. U Pouzdřan jsou naspodu vývoje vyvinuty v mocnosti 19,5 m diatomity a diatomové jílovce se sladkovodními rozsivkami (Ř e h á k o v á *in* B e n e š o v á *et al.* 1963). Ve stropu diatomitů je poloha 80 cm mocná hnědých slínovců (dynówské slínovce — S t r á n í k 1981). Ve vyšší části nevápnitého vývoje jsou přítomna tělesa skvalidových pískovců a slepenců.

Pouzďřanské souvrství lze charakterizovat jako sedimenty nepřliš hlubokého moře (epibathyál vnějšího šelfu). Vápnitý vývoj představuje v generelu sedimenty otevřeného moře. Během sedimentace nevápnitého vývoje došlo ke značné diferenciaci. Celková mocnost pouzdřanského souvrství je odhadována na 300 m.

### Boudecké slíny (spodní miocén)

Boudecké slíny odpovídají šedým pouzdřanským slínům (R z e h a k 1895, P o k o r n ý 1955). Pro tyto vrstvy jsou typické šedé, vzácně i okrové slínovce, ve spodních polohách místy nahnědlé nebo glaukonitické, s konkrecionálními vložkami dolomitů. Slínovce jsou bohaté na organismy. Foraminifery a nanoplankton byly nově revidovány a stratigraficky zařazeny do vysokého egeru a bazálního eggenburgu (S t r á n í k - H a n z l í k o v á - J u r á š o v á 1981). Boudecké slíny jsou bathyálními pelagickými sedimenty uloženými v oblasti šelfu až kontinentálního svahu. Sedimentovaly v období relativního tektonického klidu s omezenou činností proudů. Představují novou mořskou ingresí regionálního charakteru související s individualizací Paratethydy (B á l d i 1980). Maximální mocnost slínů je 36 m.

## Křepické souvrství (spodní miocén)

Toto souvrství popsali Čícha et al. (1964, 1965) jako nejmladší vrstevní člen pouzdřanské jednotky. Nově byly v jeho nadloží zjištěny šakvické slíny (Stráník - Molčíková 1981).

Křepické souvrství je charakterizováno rytmickým střídáním pískovců a jílovců. V silnějších pískovcových lavicích, často gradačně zvrstvených, byly pozorovány šmouhy slepenců. Spodní polohy (9 m mocné) křepického souvrství jsou zastoupeny zelenošedými a šedými slabě nahnědlými jílovcí s vložkami limonitizovaných pelokarbonátů. Rovněž nejvyšší část souvrství (21 m mocná) je pelitická, představující pozvolný přechod do nadložních šakvických slínů (Stráník - Molčíková 1981). Křepické souvrství vykazuje ke svému podloží znaky sedimentární diskontinuity, která je lokálně více či méně zřetelná. Má transgresní charakter s bazálními slepenci, erozí, místy se projevuje jen klasty v bazálních polohách. Křepické souvrství je faunisticky chudé až sterilní. Jeho stratigrafické postavení v rámci spodního miocénu (spodní eggenburg) datuje podložní boudecké slíny a nadložní šakvické slíny (Stráník - Hanzlíková - Jurášová 1981).

Křepické souvrství je výsledkem nového mořského sedimentačního cyklu, který je společný ždánicko-hustopečskému souvrství.

## Šakvické slíny (eggenburg)

Mají stejný litofaciální i biofaciální vývoj jako šakvické slíny ve ždánické jednotce (Stráník - Molčíková 1981).

### Mineralogicko-petrografická charakteristika

#### Pouzdřanské souvrství

Jako celek má charakter platformních sedimentů (ve smyslu litologickém — Čícha 1964), který postrádá podstatné znaky flyšové sedimentace. Podle zmíněného autora oba vývoje tohoto souvrství — vápnitý a nevápnitý — spolu úzce souvisí. Existuje mezi nimi přechod ve smyslu vertikálním, ale místy i laterálním.

Vápnitý vývoj je reprezentován převážně čokoládově hnědými, hnědými a šedohnědými vápnitými jílovcí, místy až slíny s proměnlivou prachovitou příměsí. Vzorky tohoto vývoje byly odebrány na lokalitách Pouzdřany, Pouzdřanský mlýn a dvůr Zeleňák (13 vzorků).

Z výsledků rentgenografických analýz vyplývá, že vedle slídových minerálů (20 až 35 %) je významně zastoupen kaolinit (někdy až ve stejném množství jako slídové minerály). Minerály skupiny montmorillonitu jsou přítomny ve všech vzorcích v malém (několik procent) až stopovém množství. Z klastických minerálů převládá křemen (30—34 %), živce se vyskytují sporadicky v nepatrném množství. V karbonátové složce jednoznačně dominuje kalcit, v několika vzorcích z lokality Pouzdřany byl zjištěn aragonit, vzácně dolomit a siderit. Ve vápnitých jílovcích z Pouzdřan byl nalezen zeolit, v jednom vzorku též amfibol. Obecně tyto sedimenty obsahují zvýšené množství pyritu (max. 5 %), také obsahy organické substance jsou zvýšené, lokálně dosahují 2 %.

V hnědých vápnitých jílovcích z lokality Pouzdřany a Pouzdřany-Kolby bylo stanoveno složení těžké minerální frakce. Z průhledných minerálů převládají zirkon (35—38 %) a rutil (20—28 %), dále jsou přítomny granáty (6—12 %), titanit (4—16 %), turmalín, apatit (4—5 %), distén (2—4 %), monazit, anatas, pyroxen. Z opakních minerálů dominuje ilmenit, v menším množství leukoxen.

Nevápnitý vývoj je zastoupen světle hnědými, šedohnědými, v některých polohách zelenavě šedými a žlutavě zelenými nevápnitými nebo slabě vápnitými jíly a pevnými jílovcí, místy se žlutými a rezavými povlaky síranů a oxidů Fe. Vzorky těchto hornin byly studovány na lokalitách Pouzdřanský mlýn, Pouzdřany-Kolby, dvůr Zeleňák, Nosislav a Uherčice (36 vzorků) a z vrtů Těšany-1, Strachotín-1 a 2, Hulín-1, Němčičky-2 (8 vzorků). Ve vrtu Strachotín-1 je tento vývoj zastoupen tmavě šedými prachovitými jílovcí. Na lokalitě Pouzdřanský mlýn byl ovzorkován profil, začínající jílovcí v podloží diatomitů, dále diatomity z bazální a střední polohy, z rohovecové polohy tmavě šedý rohovec, dva vzorky hnědavých vrstevnatých dynóvských slínovců s jílovcí v jejich nadloží.

V minerálním složení jílovců jsou vedle slídových minerálů zastoupeny téměř ve stejném množství minerály skupiny montmorillonitu (od stop do středního množství) a kaolinit, v některých vzorcích je ve stopách přítomen chlorit. Obsahy křemene jsou okolo 25 %, živce jsou přítomny ve stopách až několika málo procentech. Množství karbonátů je velmi nízké, vedle kalcitu byl ojedinele zjištěn dolomit a siderit. V jílovcích od Pouzdřanského mlýna byl v podloží diatomitů nalezen zeolit a sádrovec, v jejich nadloží ještě pyroxeny. V jílovcích z lokalit Uherčice a dvůr Zeleňák byl identifikován jarosit. Ve většině vzorků je přítomen pyrit (zejména v jílovcích z vrtů — od 2 do 5 %), obdobně i organická hmota s obsahy  $C_{org}$  pohybujícími se od 1 do 5,8 %.

Analýza těžkých minerálů jílovce z lokality Pouzdřany-Kolby potvrdila významnou převahu zirkonu, podstatné množství rutilu, titanitu a apatitu v průhledné frakci. Zhruba 10 % je zastoupen granát, v menším množ-

ství turmalín, topaz, pyroxeny, amfiboly, akcesoricky monazit. V opakní frakci dominuje ilmenit, dále jsou přítomny Fe-oxidy a leukoxen.

Rentgenografická analýza diatomitu z lokality Pouzdřanský mlýn ukázala, že na minerálním složení se podílejí vedle křemene slídové minerály, kaolinit a v menším množství minerály skupiny montmorillonitu. Přítomna je též organická substance 1,06 %  $C_{org}$ ).

### Boudecké slíny

Jsou zastoupeny šedavými, zelenavě šedými, šedohnědými, místy písčítými, bělavě navětrávajícími vápnitými jílovcí až slínovci. Byly odebrány pouze z povrchových výchozů na lokalitách Pouzdřany-Kolby, Nosislav (dvůr Boudky), dvůr Zeleňák, Velké Němčice a Křepice (27 vzorků).

Mineralogické složení boudeckých slínů, stanovené rentgenografickou semikvantitativní a kvantitativní fázovou analýzou ukazuje, že ve vápnitých jílovcích a slínovcích se vedle slídových minerálů (20—30 %) významně uplatňují minerály skupiny montmorillonitu (10—13 %), kaolinit je jen v některých vzorcích v menším množství (do 5 %). Z karbonátů převládá kalcit (~20 %), v menším množství byl zjištěn dolomit (3—5 %), ojediněle siderit. Křemen ukazuje kolísání v obsazích v nepřímé závislosti na množství karbonátů (20—25 %); podobně je tomu u živců, jejichž zastoupení kolísá od stop do několika procent. Ve vápnitém jílovcí z lokality Pouzdřany-Kolby bylo zjištěno 9 % cristobalitu. V mineralogickém složení hornin, které na lokalitě Pouzdřany-Kolby představují přechod z boudeckých slínů do křepického souvrství, je patrný určitý rozdíl, projevující se poklesem obsahů karbonátů, vyšším podílem živců a přítomností stopového množství chloritu. Obsahy pyritu jsou stopové, podobně i obsahy organické hmoty.

### Křepické souvrství

Celkem 24 vzorků bylo odebráno z výchozů na lokalitách dvůr Zeleňák, Pouzdřany, Pouzdřany - Kolby, Křepice, Velké Němčice, Dunajovice - Velké Němčice (výkop pro plynovod) a jv. svah Kolby. Je reprezentováno šedohnědými, olivově hnědými a žlutavě šedými nevápnitými jílovcí, místy prachovitými jílovcí a zelenavě šedými písčítými jílovcí.

Z mineralogického hlediska lze jílovce křepického souvrství charakterizovat převahou slídových minerálů (35—45 %), obsah montmorillonitu je ve všech vzorcích zhruba identický (okolo 8—10 %), kaolinit většinou chybí, nebo je jeho množství zanedbatelné. Ve všech jílovcích je přito-



men chlorit, v průměru kolem 9—11 %, ojediněle až 18 %. Obsah křemene se pohybuje mezi 20—30 %, významný je nápadný vzrůst obsahu živců, v průměru dosahují 13 až 15 %. Karbonáty jsou přítomny v malém množství, ve většině případů převládá dolomit nad kalcitem. Pyrit je velmi sporadický, organická substance byla zjištěna v malém množství jen u části vzorků.

V pískovcích z lokality Pouzdřany byl proveden rozbor těžké minerální frakce, z kterého vyplývá výrazná převaha průhledných minerálů (~ 65 %), v nichž zcela jednoznačně dominuje granát (87 %). Rutil je přítomen 5 %, zirkon, turmalín a Ti-minerály 1—2 %, akcesoricky topaz a pyroxeny. Z opakních minerálů převládá ilmenit, akcesoricky se vyskytují Fe-oxidy.

## Geochemická charakteristika

### Studium hlavních prvků

Při studiu zastoupení hlavních prvků v horninách pouzdřanské jednotky, zejména v pelitických sedimentech, byly vedle průměrných obsahů sledovány i změny koncentrací těchto prvků v jednotlivých vrstvách a souvrstvích a změny poměrů vybraných prvků. Průměrné obsahy oxidů hlavních prvků a hodnoty poměrů vybraných oxidů pro jednotlivé vrstvy a souvrství pouzdřanské jednotky jsou uvedeny v tabulkách 1 a 2.

Nejvyšší obsahy  $\text{SiO}_2$  v pelitických horninách jsou vázány na jílovcě nevápnitého vývoje pouzdřanského souvrství, pelity křepického souvrství a boudecké slíny mají obsahy  $\text{SiO}_2$  shodné. Velká variabilita obsahů  $\text{SiO}_2$  v diatomitech souvisí s proměnlivým podílem jílovité (zejména illitické) a karbonátové (kalcitické) příměsí. Koncentrace  $\text{Al}_2\text{O}_3$  dosahují maxima v jílovcích nevápnitého vývoje a křepického souvrství. V pelitech vápnitého vývoje a zejména v boudeckých vrstvách kolísají obsahy  $\text{Al}_2\text{O}_3$  v nepřímé závislosti na obsahu karbonátů.

Nejnižší průměrné hodnoty poměru  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  byly zjištěny v jílovcích křepického souvrství a nevápnitého vývoje a odpovídají (podle K u k a l a 1962) obsahu křemene okolo 25 %. Vedle vysokých hodnot tohoto poměru v silicitech je určité zvýšení patrné v dynóvských slínovcích a boudeckých vrstvách. Z konfrontace sledovaných hodnot a rentgenografických analýz vyplývá, že vedle klastického křemene je v těchto sedimentech přítomen též cristobalit a amorfní  $\text{SiO}_2$ .

Poměr  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$  (podle P e t t i j o h n a 1957) ukazuje na poměrně nízkou chemickou zralost sedimentů pouzdřanské jednotky. Relativně

nejzralejší jsou horniny pouzdřanského souvrství (střední stupeň chemické zralosti), nejnižší zralost byla zjištěna v křepickém souvrství.

Maximální koncentrace železa jsou vázány v křepických jílovcích. Ve všech vzorcích z výchozů převládá  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ , v jílovcích nevápnnitého vývoje z vrtů je výrazná převaha  $\text{FeO}$ , která ukazuje na silně redukční charakter prostředí sedimentace. Ve srovnání s *Shawem* (1956) mají pelitické sedimenty studované jednotky s výjimkou křepického souvrství sumární obsahy oxidů  $\text{Fe}^{\text{II}}$  a  $\text{Fe}^{\text{III}}$  nižší. Železo je v sedimentech pouzdřanského souvrství vázáno hlavně na pyrit a produkty jeho rozkladu v průběhu zvětrávání (Fe-oxidy, jarosit), na jílové minerály (v jílovcích nevápnnitého vývoje a v boudeckých slínech zejména na skupinu montmorillonitu, v křepickém souvrství na chlority); malé množství železa je v pelitech vápnnitého vývoje pouzdřanského souvrství a v boudeckých slínech přítomno v karbonátové formě (hodnoty poměrů  $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\Sigma$  oxidů  $\text{Fe}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , obsahy  $\text{CO}_2$  a S).

Nejvyšší obsahy  $\text{MnO}$ , podobně jako železa, byly zjištěny v křepickém souvrství (0,24 %), v ostatních sedimentech se pohybují od 0,02 do 0,04 %. Mangan je v křepických jílovcích s největší pravděpodobností přítomen v oxidické formě.

Koncentrace  $\text{Na}_2\text{O}$  a  $\text{K}_2\text{O}$  dosahují svého maxima v křepických jílovcích a spolu s hodnotami poměrů  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  a  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$  jsou odrazem významného vzrůstu v množství živců (zejména plagioklasů) a vysokého obsahu slídových minerálů. Relativně významné zastoupení mají slídové minerály (minerály skupiny illitu) v pelitech vápnnitého vývoje. Podobně jako u ždánické jednotky se v obsazích  $\text{Na}_2\text{O}$  a hodnotách poměru  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$  objevily zřetelné rozdíly mezi horninami odebranými z povrchových výchozů a z vrtů (*Adamová* 1983a).

Průměrné obsahy  $\text{P}_2\text{O}_5$  se v pelitických horninách pouzdřanské jednotky pohybují od 0,10 do 0,28 % s maximem v křepickém souvrství. Zjištěné koncentrace v průměru odpovídají hodnotě uváděné *Ronovem et al.* (1965) pro pelity — 0,13 %. Z poměru  $\Sigma$  oxidů  $\text{Fe}/\text{P}_2\text{O}_5$  vyplývá určité relativní obohacení fosforem vzhledem k železu v dynóvských slínovcích a silicitech pouzdřanského souvrství. Fosfor v těchto sedimentech bude mít nejspíše organogenní původ (zvýšené obsahy organické hmoty).

Obsahy  $\text{CaO}$  vykazují v sedimentech celého profilu pouzdřanskou jednotkou značnou variabilitu. Nejnižší obsahy byly zjištěny v jílovcích nevápnnitého vývoje a křepického souvrství. Velký rozdíl v obsahu  $\text{CaO}$  je patrný ve vzorcích diatomitů (0,37—12,13 %). Koncentrace  $\text{MgO}$  v pouzdřanské jednotce se postupně zvyšuje od báze směrem do nadloží (s výjimkou silicitů a dynóvských slínovců) s maximem v křepickém souvrství. Průměrné hodnoty poměru  $\text{CaO}/\text{MgO}$  se v nevápnnitých jílovcích (křepické souvrství a nevápnnitý vývoj) pohybují kolem 0,6, nej-

Tabulka 1

Průměrné obsahy ( $\bar{x}$ ) a koncentrační rozmezí (min.—max.) oxidů

a) výchozy

stratigrafická pozice a litologie	poč. vz.	min.—max. SiO <sub>2</sub> % $\bar{x}$	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	Σ oxidů Fe	MnO	
křepické souvrství jílovce	7	54,0— ~61,35 58,8	14,76— ~18,65 17,0	3,8 —9,47 5,5	0,7 —2,34 1,8	5,43—10,2 7,5	0,046—0,72 0,24	
boudecké slíny vápnné jílovce	6	52,98—62,58 56,7	8,53—12,44 10,6	2,9 —5,9 3,7	0,6 —0,97 0,8	3,9 —6,83 4,6	0,021—0,08 0,03	
pouzďranské souvrství nevápnný vývoj	dynówské slínovce	1	45,27	6,29	1,88	0,22	2,12	0,04
	silicity, diatomity rohovec	2	66,65—78,06	4,52— 8,33	1,62—2,2	0,22—0,3	1,94—2,5	0,021—0,041
		1	84,5	2,7	0,89	0,07	0,97	0,02
	jílovce	10	56,7 —65,18 60,4	14,39—19,2 17,8	3,88—6,0 4,7	0,31—1,15 0,6	4,5 —6,38 5,4	0,01 —0,023 0,02
vápnný vývoj vápnné jílovce	4	41,68—52,16 47,3	7,78—15,34 11,0	2,08—4,8 3,4	0,18—0,52 0,4	2,47—5,5 3,9	0,01 —0,047 0,03	

b) vrty

pouzďranské souvrství nevápnný vývoj - jílovce	8	41,18—61,49 53,1	12,9—17,17 15,1	0,6—3,8 2,2	1,97—4,23 2,9	4,3—5,77 5,0	0,024—0,053 0,04
--	---	---------------------	--------------------	----------------	------------------	-----------------	---------------------

Σ oxidů Fe je vyjádřena jako Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

větší obohacení kalcitem vykazují dynówské slínovce (32,3). Z hodnot poměrů CaO/MgO, MgO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> a obsahů CO<sub>2</sub> vyplývá významný, často hlavní podíl dolomitu v karbonátové příměsi v jílovcích křepického souvrství. V menším množství je dolomit přítomen v boudeckých slínách, ojediněle v jílovcích pouzďranského souvrství. Část hořčíku je vázána v jílové frakci sedimentů, v křepických jílovcích na chlority. Vyšší koncentrace MgO v křepickém souvrství souvisí s největší pravděpodobností se změnou charakteru přinášeného klastického materiálu.

Tabulka 1

hlavních prvků v horninách pouzdřanské jednotky

MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CO <sub>2</sub>	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>
1,85—3,42 3,1	1,0 — 3,58 1,9	0,99—2,08 1,2	2,5 — 3,64 2,9	1,4 — 3,52 2,3	0,12—0,79 0,28	3,7 — 6,19 4,8	2,98—4,4 3,1
2,31—2,98 2,5	6,14—11,78 9,1	0,51—0,63 0,6	1,62—2,03 1,9	4,33— 9,11 6,9	0,13—0,17 0,15	3,97—4,8 4,6	3,11—4,73 3,9
0,69	22,65	0,15	0,66	18,08	0,15	3,12	1,73
0,6 — 0,68 0,43	0,37—12,13 4,49	0,11—0,20 0,15	0,6 — 1,29 0,33	0,28— 8,96 3,68	0,11—0,25 0,06	3,3 — 7,9 1,94	1,97—2,84 st.
1,05—7,5 1,5	0,32— 1,91 0,9	0,49—0,82 0,6	2,16—3,0 2,7	0,08— 0,45 0,2	0,07—0,16 0,11	3,3 — 6,95 6,4	2,8 — 4,78 3,4
0,73—2,05 1,3	8,35—22,4 16,3	0,22—0,68 0,3	0,9 — 2,56 1,6	6,18—16,81 10,2	0,08—0,15 0,10	6,3 — 7,2 6,8	2,35—3,8 2,9

1,26—3,66 2,26	0,82—6,9 5,6	0,75—1,22 1,0	1,8—3,03 2,6	6,99—6,39 5,1	0,1—0,2 0,17	3,97—7,9 6,5	1,5—3,36
-------------------	-----------------	------------------	-----------------	------------------	-----------------	-----------------	----------

### Koncentrace, distribuce a korelační vztahy stopových prvků

Průměrné obsahy sledovaných stopových prvků a průměrné hodnoty poměrů vybraných dvojic prvků v sedimentech pouzdřanské jednotky jsou uvedeny v tabulkách 3, 4 a na obrázku 1.

Obsahy stříbra se ve studovaných sedimentech pohybují od stop do 0,5 ppm a zhruba odpovídají klarkové hodnotě — 0,1 ppm.

Tabulka 2

Průměrné hodnoty poměrů vybraných oxidů

a) výchozy

stratigrafická pozice a litologie		SiO <sub>2</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Na <sub>2</sub> O	SiO <sub>2</sub> /TiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O + Na <sub>2</sub> O
						Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
křepické souvrství — jílovce		3,4	16,0	73	2,7	0,25
boudecké slíny vápnité jílovce		5,4	18,4	123	3,3	0,23
pouzďřanské souvrství	dynóvské slínovce	7,2	42,0	146	4,4	0,13
	diatomity rohovce	9,4—14,8 30,8	41,0—41,6 18,3	153—256 595	5,5—6,5 2,2	0,16—0,18 0,18
	nevápnitý vývoj jílovce	3,4	28,0	73	4,13	0,19
	vápnitý vývoj jílovec	4,6	36,0	73	4,9	0,17

b) vrty

pouzďřanské souvrství — nevápnitý vývoj jílovce	3,5	19,0	74	3,0	0,25
---	-----	------	----	-----	------

Koncentrace arsenu v nevápnitých jílovcích pouzďřanského a křepického souvrství se blíží spodní hranici klarkového rozpětí (13—65 ppm) uváděného Kraftem et al. (1969). Koncentrace As ve vápnitých jílovcích odpovídají litologickému typu horniny.

Nejvyšší obsahy berylia jsou vázány na vápnité jílovce pouzďřanského souvrství, minimální množství bylo nalezeno v jílovcích nevápnitého vývoje. Koncentrace Be v křepickém souvrství a vápnitém vývoji odpovídají

Tabulka 2

hlavních prvků v horninách pouzdřanské jednotky

$\frac{K_2O + Na_2O + CaO}{Al_2O_3}$	MgO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{\Sigma \text{ oxidů Fe}}{Al_2O_3}$	FeO/Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	$\frac{\Sigma \text{ oxidů Fe}}{P_2O_5}$	CaO/MgO
0,38	0,18	0,11	0,32	0,43	0,37	35,3	0,6
1,08	0,24	0,85	0,36	0,44	0,24	30,0	3,6
3,7	0,11	3,6	0,3	0,33	0,11	14,1	32,3
0,22—2,84 1,81	0,08—0,13 0,16	0,05—2,68 1,63	0,28—0,36 0,32	0,3—0,43 0,35	0,10—0,18 0,08	7,8—22,7 16,2	0,5—20,2 10,4
0,24	0,09	0,05	0,27	0,31	0,13	53,0	0,6
1,6	0,11	1,5	0,24	0,35	0,14	38,2	15,2
0,65	0,14	0,40	0,15	0,33	3,5	33,0	2,3

nebo jsou slabě zvýšené vzhledem ke klarkové hodnotě 3 ppm (Kraft et al. 1969).

Baryum dosahuje maximálních obsahů v křepických jílovcích; směrem do podloží jeho množství klesá a opět se zvyšuje v jílovcích nevápnitého vývoje. Tato variace v koncentraci Ba nepřímo závisí na obsazích CaO a zároveň je v negativním vztahu s obsahy Sr (viz tab. 3 a obr. 1). Koncentrace Ba dobře koreluje s obsahy K<sub>2</sub>O, což umožňuje předpokládat přítomnost určitého množství barya v draselných minerálech, zejména

Tabulka 3

Průměrné obsahy (v ppm), směrodatné odchylky

a) výchozy

stratigrafická pozice a litologie		poč. vz.	Ag			As		
			$\bar{x}$ $x_g$	s Sg	min.—max. V %			
křepické souvrství jílovce		24	0,07 0,05	0,04 2,3	<0,06—0,12 57,1	10,6 9,0	6,2 2,2	<5—21 58,4
boudecké slíny - vápnité jílovce a slíny		27	0,07 0,06	0,04 2,2	<0,06—0,12 58,0	7,8 5,5	5,8 2,4	<5—23 76,3
pouzďřanské souvrství	nevápnitý vývoj							
	dynówské slínovce	2	st.		<0,06—0,1	st.		<5
	diatomity rohovec	5 1	st.		<0,06—0,1 <0,06	5,0 st.		<5—12 <5
	jílovce	25	0,06 0,05	0,04 2,1	<0,06—0,13 66,6	12,8 10,0	8,5 2,4	<5—33 66,4
vápnitý vývoj	vápnité jílovce a slínovce	13	0,09 0,08	0,08 2,7	<0,06—0,3 88,8	8,8 6,2	6,3 2,6	<5—18 71,5

b) vrty

nevápnitý vývoj* pouzďřanských vrstev jílovce	8	0,13 0,04	0,18	<0,06—0,5 138,4	5,6 5,0	6,4	<5—20 114,2
---	---	--------------	------	--------------------	------------	-----	----------------

v minerálech skupiny illitu (Nicholls - Loring 1962, Rankama - Sahama 1950).

Nejvyšší obsahy kobaltu zjištěné v křepických jílovcích, dynówských slínovcích a v jílovcích nevápnitého vývoje odebraných z vrtů nedosahují

Tabulka 3

a koncentrační rozmezí sledovaných stopových prvků v horninách pouzdřanské jednotky

B			Be			Ba			Co		
85	24,3	38—135	3,9	2,3	-9	557	97,2	335—762	15,5	8,1	<5—27
82	1,4	28,5	3,4	1,7	59,0	548	1,2	17,4	12,5	2,2	52,2
103	44,4	50—223	2,7	1,1	1—4	344	78,9	257—608	10,2	6,0	<5—26
95	1,5	43,1	2,0*		40,7	337	1,2	23,0	8,4	2,0	58,8
—	—	—	—	—	—	110	—	107—112	15,0	—	13—17
28	—	16—48	—	—	—	113	—	102—140	5,3	—	<5—10
		16						<50			<5
120	60,9	47—244	1,9	0,3	1—3	417	39,3	286—597	7,5	7,5	<5—28
107	1,6	50,7	2,0*		15,7	414	1,1	9,4	4,9	2,5	100,0
70	33,7	38—130	4,5	3,5	2—7	224	62,5	168—410	5,0	3,9	<5—12
57*		37,4	4,5*		77,7	219	1,2	28,0	3,9	2,2	80,0
110	42,9	82—160	—	—	—	469	66,6	381—580	14,2	4,1	8—19
90		39,0				463		14,2	16,0		28,8

klarkové hodnoty 20 ppm, udávané pro peltické horniny. Podstatné rozdíly v obsazích Co se projevily mezi jřlovci nevápnitého vývoje odebranými z výchozů a z vrtů. Z obsahů Co a z hodnot poměru Ni/Co je patrné určité obohacení kobaltem v dynóvských slínovcích a naopak jeho ochu-



Tabulka 3 (pokračování)  
a) výchozy.

stratigrafická pozice a litologie		poč. vz.	Cr			Cu			
			$\bar{x}$ $x_g$	s s <sub>g</sub>	min.—max. V %				
křeplické souvrství — jílovce		24	113	13,1	84—139	46	12,9	28—81	
			112	1,1	11,6	45	1,3	27,6	
boudecké slíny — vápnité jílovce a slíny		27	82	12,1	49—104	37	7,2	25—55	
			81	1,2	14,6	38	1,2	19,6	
pouzďranské souvrství	nevápnitý vývoj	2	30		28—32	31		28—34	
			5 1	51		37—67 10	33		20—43 <5
			25	111	9,7	84—126	31	13,5	11—63
110	1,1	8,7		29	1,5	43,5			
vápnitý vývoj	vápnité jílovce	13	72	22,4	30—118	33	4,9	23—38	
			68	1,4	31,1	32	1,2	14,8	

b) vrty

nevápnitý vývoj* pouzďranského souvrství jílovce	8	110			39		
		99	45,7	60—178 41,5	37	5,4	32—48 13,8

$\bar{x}$  — aritmetický průměr,  $x_g$  — geometrický průměr, s, s<sub>g</sub> — směrodatná odchylka arit-

zení v bazální části pouzďranské jednotky. Nižší obsahy Co v jílovcích z výchozů nejspíše souvisí s působením zvětrávacích procesů v zóně hypergeneze (Co spolu s Ni a Mn patří v této zóně mezi nejmobilnější prvky). Vedle vazby na jílové minerály bude kobalt v křeplických jílov-

Tabulka 3

Ga			Mo			Nb			Ni		
20	10,3	6—53	0,9	0,2	<1—1	14	3,4	10—25	59	11,4	45—85
18	1,7	50,4	0,7	1,3	24,4	14	1,3	23,2	58	1,2	19,2
11	8,7	3—37	1,9	1,3	<1—5	9	3,5	<5—16	52	8,6	30—73
9	1,9	77,0	1,4	2,3	66,4	8	1,7	40,2	52	1,2	18,4
3		2—5	5,5		4—7	st.		<5	48		48—49
10		3—10 <1	11,0		4—18 3	7		<5—9 <5	31		17—69 17
24	11,2	8—55	4,7	4,1	1—15	16	3,6	9—22	44	19,0	11—91
23	1,5	45,3	3,3	2,5	87,2	16	1,2	22,3	40	1,5	43,1
9	6,5	3—28	12,5	6,1	5—28	10	5,2	<5—22	45	10,5	32—85
8	1,6	67,7	11,5	1,6	48,8	8	2,0	52,5	44	1,3	23,3

52	26,8	19—100	34,7	36,3	5—103	13	4,1	5—19	59	8,5	43—73
53		51,3	16,0		104,2	13		32,0	59		14,4

metická a geometrická, min.—max. — koncent. rozmezí, V % — koeficient variace, st. — stopy

cích vázán hlavně na Fe-oxidy, v pouzdřanských jílovcích též v sulfidické formě (pozitivní korelace se sírou).

V křepickém souvrství a v jílovcích nevápniého vývoje z vrtů jsou shodně s Co nejvyšší koncentrace niklu. Také v těchto sedimentech je

Tabulka 3 (pokračování)  
a) výchozy

stratigrafická pozice a litologie		poč. vz.	Pb		Rb			S			
			$\bar{x}$ $\bar{x}_R$	s s <sub>R</sub>	min.—max. V %						
křepické souvrství jílovce		24	20 18	8,8 1,9	<5—37 43,5	128 124	19,1 1,2	57—158 15,1	195 107	239 3,0	<100—700 122,2
bouděcké slíny vápnité jílovce slíny		27	10 8	5,4 2,2	<5—19 54,5	98 97	17,2 1,2	60—146 17,5	436 149	872 4,0	<100—3 400 200
pouzďřanské souvrství	nevápnitý vývoj	dynówské slínovce	2	st.	<5	21		21—22	st.		100
		diatomity rohovec	5 1	10		<5—32 <5	41		27—60 9	800	<100—2 100 <100
		jílovce	25	16 14	7,3 1,8	<5—34 45,9	133 132	13,0 1,1	107—155 9,8	6 073 2 732	6162 4,8
vápnitý vývoj	vápnité jílovce	13	13 10	8,8 2,4	<5—34 68,7	60 58	18,4 1,3	38—89 30,6	1 214 1 340*	330	600—1 500 27,1

b) vrty

nevápnitý vývoj* pouzďřanského souvrství jílovce	8	20			115			15 875	10 500—
		21	4,0	13—26	121	42,1	57—174	6337	29 300
				19,2		36,6	12 700		39,9

patrný rozdíl v koncentraci Ni mezi vzorky z vrtů a z výchozů. V křepic-  
kém souvrství je Ni vedle jílových minerálů vázán hlavně v Fe-oxidech,  
v pouzďřanském souvrství pravděpodobně též v sulfidické formě, ev.  
v metaloorganických komplexech nebo sorpcí na organickou hmotu

Tabulka 3

Sb			Sn			Sr			Th		
3,0	3,1	<1-9	1,2	0,8	<1-4	117	23,8	50-201	12	1,4	9,7-13,6
2,0	2,0	104	1,0	1,9	69,5	115	1,2	20,3	12*		11,8
2,1	5,3	<1-9	0,9	0,8	<1-3	246	60,7	128-333	8	1,7	4,2-7,9
1,2	2,0	250	0,7	2,0	88,8	238	1,3	24,6	6*		28,8
st.		<1	1,5		1-2	362		351-373	2,7		2,7-2,8
st.		<1-1,8	3,0		<1-5	347		166-727	5		4,0-6,2
		-			3			165			
3,2	2,9	<1-9,9	2,2	0,9	1-5	138	61,4	73-324	10	2,3	6,8-12,1
1,7	2,0	90,6	2,0	1,5	40,9	128	1,5	44,4	11*		23,0
1,0	0,4	<1-1,8	1,8	1,2	<1-5	936	352	158-1331	6	1,0	4,9-7,3
1,2	1,7	40,8	1,4	2,1	66,6	837	1,79	37,6	7*		16,1
-			4,1	1,7	3-8	204					
			3,5		41,4	185	118	70-404			
								57,8			

(K r a u s k o p f 1956 zdůrazňuje význam organických reakcí jako kontrolního faktoru při vysrážení Ni z mořské vody).

Nejvyšší koncentrace chromu zjištěné v křepických jílovcích a v nevápnitém vývoji odpovídají klarku 100 ppm (K r a f t et al. 1969). Podle F r ö c h l i c h a (1960) je chrom v sedimentech převážně koncentrovaný

Tabulka 3 (pokračování)  
a) výchozy

stratigrafická pozice a litologie		poč. vz.	$\bar{x}$ $\bar{x}_g$	Ti s s <sub>g</sub>	min.—max. V %	U	
křepické souvrství jílovce		24	4510 4477	517 1,1	2880—5083 11,4	2,7 2,6	0,5 1,2 <1,2—4,3 18,5
boudecké slíny vápnité jílovce a slíny		27	2940 2885	620 1,2	2188—4558 21,1	3,6 3,6	0,7 1,2 <1,2—4,2 19,4
pouzďřanské souvrství	dynówské slínovce	2	1475		1440—1510		2,7
	diatomity rohovec	5 1	2540		1709—3357 851	4,3	3,0—8,4
	jílovce	25	5102 5048	740 7,2	3477—5985 14,5	5,9 4,7	8,8 1,5 2,0—15,4 180,0
vápnní vývoj	vápnité jílovce	13	3290 3212	736 1,26	2230—4376 22,3	5,8 5,4	1,6 1,3 5,1—7,9 28,5

b) vrty

nevápnní vývoj* pouzďřanského souvrství jílovce	8	4308 4766	876	2968—5395 20,3	4,7 4,0	2,8	2—11 59,5
---	---	--------------	-----	-------------------	------------	-----	--------------

\* místo geometrického průměru je uvedena hodnota mediánu

ve slídových a jílových minerálech, zejména v minerálech skupiny illitu, v menší míře montmorillonitu (Hirst 1962). Chrom bude v sedimentech pouzďřanské jednotky převážně koncentrován v jílové frakci sedi-

Tabulka 3

V			Y			Zn			Zr		
174	26,2	100—283	31	4,8	21—43	113	14,6	85—141	143	31,4	71—198
	1,2	15,0		1,2	15,5		1,4	12,3		1,3	21,3
171			31			112			139		
132	19,4	99—174	20	2,8	14—26	106	24,7	66—194	85	23,4	52—146
	1,1	14,7		1,2	13,6		1,2	23,3		1,3	27,5
131			20			104			83		
65		63—68	17		14—20	86		80—91	99		96—102
94		79—119	14		9—23	46		26—74	121		74—186
		64			9			48			57,3
203	27,6	158—250	22	3,8	17—30	104	28,3	56—163	181	28,6	122—240
	1,2	13,6		1,2	16,8		1,3	27,2		1,2	15,8
201			22			101			179		
119	47,5	14—190	20	5,1	15—30	67	15,5	45—95	151	28,4	110—214
	2,0	39,9		1,3	25,6		1,2	22,8		1,2	18,8
104			19			66			148		
196	79,5	90—335	22	7,9	10—34	102	25,3	71—154	146	26,3	84—166
197		40,5	23		34,9	100		24,8	154		18,0

mentu, v křepickém souvrství bude část Cr vázána také v Fe-oxidických minerálech.

Koncentrace mědi v pelitických sedimentech pouzdřanské jednotky nedosahují klarkové hodnoty 57 ppm (Kraft et al. 1969). Relativně nej-

Tabulka 4

Průměrné hodnoty poměrů vybraných dvojitě prvků v horninách pouzdřanské jednotky z výchozů a z vrty

stratigrafická pozice a litologie	B/Ga	Sr/Ba	Ni/Co	Ti/Zr	V/Zr	V/Ni	V/Cu	V/Cr	Cr/Ni	Ti/Cr	Cu/Ni	Zr/Ni	Zr/Cr	Ga/V
křepické souvrství jílovice	4,5*	0,2	4,4*	32,6	1,2	3,0	3,8	1,5	2,0	40,8	0,8	2,5	1,3	0,12
	5,0		7,1											
boudecké slíny — vápnité jílovice a slíny	13,3	0,8	5,1*	35,2	1,6	2,6	3,7	1,6	1,6	38,0	0,7	1,5*	1,0	0,09*
			8,7											
pouzďanské souvrství nevápnitý vývoj	—	3,3	3,3	14,9	0,7	1,3	2,2	2,2	0,6	49,4	0,7	2,0	3,3	0,34
diatomity	8,0	3,5	7,4	19,9	0,9	3,4	4,4	2,0	1,6	55,5	1,2	4,1	1,4	0,07
jílovice	5,6	0,3	12,0	28,4	1,2	5,1	7,8	1,6	3,1	46,4	0,7*	4,7	1,6	0,12
vápnitý vývoj jílovice	8,1	4,6	16,0	22,5	0,6	2,8	3,9	1,7*	1,6	40,2*	0,8	3,6	2,4	0,05

vrty — nevápnitý vývoj pouzďanské souvrství — jílovice	2,8	0,4	4,5	30,0	1,3	3,4	5,3	1,6	2,0	43,7	0,7	2,6	1,5	0,27

\* s vyloučením extrémní hodnoty

vyšší obsahy jsou přítomny v křepických jílovcích, určité zvýšení v koncentraci Cu lze konstatovat u diatomitů (tab. 3), v nichž bude měď pravděpodobně vázána v metaloorganických sloučeninách a sorpčně na organickou hmotu (měď patří mezi stopové prvky — biokatalyzátory a hraje úlohu oxidačně redukčního enzymu, který katalyzuje reakce oxidace organických sloučenin — Schubert 1954; Blek - Mitchell 1952). Možnost této vazby lze předpokládat i v nevápničných pouzdřanských jílovcích. Další formou vazby by mohly být sulfidy (především pouzdřanské souvrství), vazba na jílové minerály a v křepických jílovcích na Fe-oxidy. V boudeckých vrstvách byla zjištěna vysoká pozitivní korelace se Sr.

Koncentrace gallia dosahují nejvyšší hodnoty v jílovcích nevápničného vývoje a odpovídají klarku Ga — 25 ppm, který udává pro pelity Fairbridge (1972). Ve vzorcích z vrtů jsou obsahy Ga výrazně vyšší. Vazba Ga v jílových minerálech (El Wakeel - Riley 1961), a to zejména v minerálech skupiny illitu (Nicholls - Loring 1962), slídách a živcích, je ovlivněna vysokým stupněm geochemické příbuznosti mezi Ga a Al. Galium je v sedimentech pouzdřanské jednotky vázáno hlavně na jílové minerály, především minerály skupiny illitu (dobrá korelační vztah mezi Ga a  $Al_2O_3$  a Ga a  $K_2O$ ).

Nejvyšší koncentrace molybdenu jsou vázány v sedimentech pouzdřanského souvrství a představují několikanásobek klarkové hodnoty (Kraft et al. 1969). Minimální obsahy byly zjištěny v křepických jílovcích, v nichž by mohl být Mo přítomen v oxidických minerálech železa a ve formě sulfidů (tab. 1, 3). V pouzdřanském souvrství lze uvažovat o koncentraci Mo biochemickou cestou (Adamová 1980, Adamová - Stráník 1984), část Mo by mohla mít jako primární zdroj pyroklastický materiál (výskyt zeolitu, montmorillonitu, pyroxenů a amfibolů v jílovcích pouzdřanského souvrství svědčí o přítomnosti vulkanické složky v těchto sedimentech — Adamová 1983a).

Nejvyšší průměrné koncentrace olova zjištěné v křepických jílovcích a jílovcích nevápničného vývoje odpovídají klarku pro pelity — 20 ppm (Kraft et al. 1969; Hawkes - Webb 1962). Převážná část olova je ve studovaných sedimentech obsažena zejména v jílových minerálech (se vzrůstem  $K_2O$  a  $Al_2O_3$  vzrůstá množství Pb) a v Fe-oxidických minerálech (hlavně v křepickém souvrství). V jílovcích pouzdřanského souvrství bude část Pb přítomna v sulfidické formě (tab. 3).

Průměrné obsahy niobu nedosahují klarkového obsahu udávaného Kraftem et al. (1969) a Vinogradovem (1962) — 20 ppm. Nejvyšší koncentrace Nb jsou v jílovcích nevápničného vývoje. Častá pozitivní korelace se projevila mezi Nb a Zr, Th a Ti.



Koncentrace rubidia jsou v celé pouzdřanské jednotce značně podklarkové (Kraft et al. 1969 udávají pro pelitické horniny 200 ppm Rb, Krauskopf 1967 — 250 ppm Rb). Průměrné obsahy v křepických jílovcích a jílovcích nevápničtého vývoje jsou téměř shodné. Variace v obsahích Rb velmi dobře sledují obsahy  $K_2O$  a lze předpokládat přítomnost Rb v draselných minerálech, zvláště pak ve slídových minerálech. Rubidium je často ve významné pozitivní korelaci s Ga, Ba, Cr, Th, Ti, V a Zr, v nevápničtých pouzdřanských jílovcích s U, Mo, Th a Zn.

Obsahy stroncia s výjimkou jílovců nevápničtého vývoje vykazují od křepického souvrství směrem do podloží stoupající trend, avšak kromě vápničtého vývoje nedosahují nikde průměrné hodnoty 450 ppm (Kraft et al. 1969). Nejnižší obsahy v křepickém souvrství souvisejí s převahou dolomitu v karbonátové příměsi těchto jílovců. Podstatně vyšší koncentrace Sr ve vápničtém vývoji ve srovnání s boudeckými slínami a zejména dynóvskými slínovci by mohly být spojeny s výskytem aragonitu v sedimentech vápničtého vývoje. Vedle Sr vázaného v karbonátové příměsi, je jeho část v asociaci s jílovými minerály. Stroncium je převážně v negativní korelaci s Ba a  $K_2O$  (se vzrůstem Sr klesají obsahy Ba a  $K_2O$ ), často bývá v pozitivní korelaci se sírou.

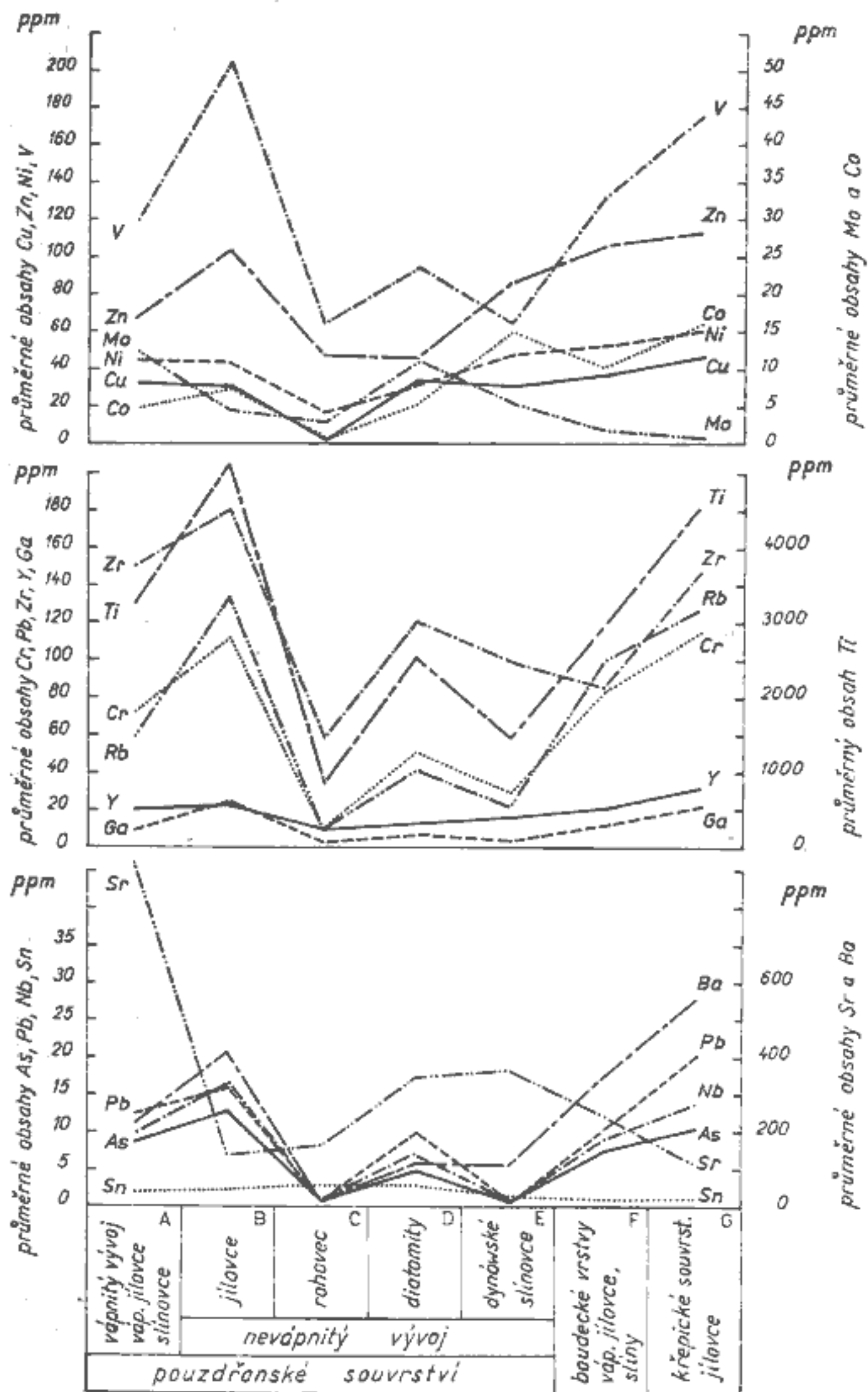
Nejvyšší obsahy síry jsou s výjimkou dynóvských slínovců vázány v sedimentech pouzdřanského souvrství, zejména v jílovcích nevápničtého vývoje (zvýšené obsahy pyritu a produktů jeho zvětrávání); zcela deficitní je koncentrace síry v křepickém souvrství. Zvýšené množství pyritu a organické hmoty v pouzdřanských sedimentech podporuje úvahu o biogenním původu části S v těchto horninách. Síra je v pouzdřanském souvrství v pozitivní korelaci se Sr, v nevápničtých jílovcích též s B a Co.

Obsahy antimonu v pelitických sedimentech odpovídají průměrné hodnotě 2 ppm (Kraft et al. 1969).

Průměrné obsahy cínu v horninách celé pouzdřanské jednotky jsou značně deficitní. Relativně nejvyšší koncentrace byly zjištěny v jílovcích nevápničtého vývoje, kde je Sn ve významné pozitivní korelaci s Mo, U, Th, Ga a Ag.

Koncentrace titanu dosahují nejvyšších hodnot v jílovcích nevápničtého vývoje a v křepickém souvrství a odpovídají klarku pro pelity — 4500 ppm Ti. Vedle vazby Ti v těžké minerální frakci sedimentu (zejména rutilu), bude jeho část vázána na jílové minerály (převážně na minerály skupiny montmorillonitu). S výjimkou vápničtého vývoje je Ti v pozitivní korelaci se Zr, častá je též korelace s Ga, Rb a Cr.

Obsahy vanadu jsou v celém litostratigrafickém profilu pouzdřanské jednotky slabě zvýšené vzhledem ke klarkové hodnotě 130 ppm (Kraft et al. 1969). Nejvyšší koncentrace V jsou v jílovcích nevápničtého vývoje,



1. Průměrné obsahy ( $\bar{x}$ ) stopových prvků v sedimentech pouzdřanské jednotky

A — pouzdřanské souvrství, vápenný vývoj — vápenné jílovce a slínovce; B—E — pouzdřanské souvrství, nevápenný vývoj: B — jílovce, C — rohovec, D — diatomity, E — dynóvské slínovce; F — boudecké slíny — vápenné jílovce, slíny; G — křepické souvrství — jílovce

v diatomitech a v rohovci. Toto zvýšení nejspíše souvisí se schopností vanadu sorbovat se na rozptýlenou organickou hmotu a s jeho tendencí k biochemické koncentraci (Harvey 1939, Aron - Wessels 1953, Gucwa 1973, Adamová 1980, 1983a,b, Adamová - Stránilk 1984). Vanad je dále vázán na jílové minerály, zejména skupinu montmorillonitu (tato vazba byla obecně ověřena Hirstem 1962), v křepickém souvrství hlavně na Fe-oxidické minerály. Vanad je ve významné pozitivní korelaci zejména s Cr, Th a B, v boudeckých slínech také s Mo.

Koncentrace zinku jsou v sedimentech pouzdřanské jednotky slabě zvýšené (klarková hodnota je 80 ppm). Nejvyšší obsahy jsou vázány na křepické jílovce, vyšší množství Zn je též přítomno v diatomitech a v rohovci. V křepickém souvrství bude Zn převážně vázán v Fe-oxidických minerálech, v ostatních sedimentech hlavně v sulfidické formě. U silicitů lze uvažovat o koncentraci části zinku biochemickou cestou. V jílovcích nevápnitého vývoje je Zn v pozitivní korelaci s řadou těžkých kovů — Ni, Co, Cr, Cu, U, dále s Rb, Y a sírou.

Ytrium dosahuje klarkové hodnoty (30 ppm) pouze v jílovcích křepického souvrství. Relativně nízké jsou obsahy v jílovcích nevápnitého vývoje. Ytrium je v těchto horninách vázáno převážně v těžké minerální frakci (hlavně v křepických jílovcích, částečně v boudeckých vrstvách — dobrá pozitivní korelace se Zr, Rb, Be, Ti, Th), v pouzdřanském souvrství zejména v koloidní frakci sedimentů (významné pozitivní korelace se Zn, Ni, Pb, S a v nevápnitém vývoji s uranem).

Maximální koncentrace zirkonia jsou v jílovcích nevápnitého vývoje a blíží se klarkové hodnotě 200 ppm (Kraft et al. 1969, Vinogradov 1962). Určité zvýšení v obsazích Zr je patrné u diatomitů a rohovce. Převážná část Zr je přítomna v těžké minerální frakci (zirkon). Celkový trend poklesu Zr směrem do nadloží je plně v souladu se změnou v kvantitativním složení těžké minerální frakce studovaných hornin. V pouzdřanském souvrství má dominantní postavení zirkon, kdežto v křepickém souvrství granát.

#### Typ rozdělení stopových prvků v sedimentech pouzdřanské jednotky

Na základě statistické analýzy bylo v jednotlivých litostratigrafických členech pouzdřanské jednotky stanoveno toto rozdělení stopových prvků. Prvky Ag, S, Sr a Ti mají v celém profilu pouzdřanské jednotky rozdělení, které se blíží k lognormálnímu typu, Mo má rozdělení blízké k normálnímu typu pouze v pouzdřanském souvrství, Pb, Zn, Zr mají s výjimkou boudeckých slínů, spíše normální typ rozdělení. Prvky B, Cr, Ni, V a Y

mají převážně charakter rozdělení blízký k normálnímu typu. Baryum a galium mají v nevápnitých sedimentech téměř normální rozdělení, ve vápnitém vývoji a boudeckých slínech se blíží k lognormálnímu typu; podobně Cu má kromě vápnitého vývoje normální typ rozdělení.

Z uvedeného přehledu vyplývá, že u některých prvků je typ jejich rozdělení v určité závislosti na litologickém charakteru sedimentů (např. Ba a Ga); celá řada prvků — např. Mo, Co, Zn, Pb, Cu, Rb, Nb, Zr se zdá být významně ovlivněna též stratigrafickou pozicí sedimentů.

Průměrné obsahy Ag, Mo, S, Sr a Ti budou lépe vyjádřeny hodnotami geometrických průměrů.

## Organická hmota ve studovaných sedimentech

### Sledované parametry

V rámci geochemického výzkumu byly sledovány obsahy organické hmoty a jednotlivých genetických typů, charakterizovaných koncentrací organického uhlíku ( $C_{org}$ ), silně karbonifikované organické složky (kerogenu —  $C_{zbyt}$ ), meziproductů karbonifikačního procesu, které jsou vyjádřeny obsahem huminových látek ( $C_{hum}$ ) a produktu bitumenizačního procesu ( $C_{bit}$ ). Celkový obsah rozptýlené organické hmoty je parametrem, který je závislý na sedimentologických, popř. faciálních podmínkách sedimentace.

Zastoupení jednotlivých genetických typů organické hmoty vyjádřené tzv. uhlíkovou bilancí (tj. procentuálním podílem obsahu  $C_{zbyt}$ ,  $C_{hum}$ ,  $C_{bit}$  v celkové hmotnosti organického uhlíku) vyjadřuje pokročilost metamorfózy organického substrátu (poměr  $C_{zbyt}$  a  $C_{hum}$ ) nebo migraci pohyblivé bituminózní složky.

Výsledky řízené pyrolýzy jsou vyjádřeny indexy  $S_1$ ,  $S_2$ ,  $S_3$ ,  $T_{max}$ , IP, IH a IO (Adamová 1983a). Nízké hodnoty indexu IH ( $<100$ ) a zvýšené hodnoty IO (hodnoty v desítkách) jsou typické pro splachový materiál kontinentálního původu, hodnoty IH nad 100 a nízké hodnoty IO charakterizují sapropelový, zpravidla zoogenní materiál. Posouzení stupně metamorfózy organické hmoty se opírá o tzv. CPI (carbon preference index), vyjadřující poměr zastoupení sumy obsahu lichých a sudých uhlovodíků.

### Charakteristika pouzdřanské jednotky

Zastoupení rozptýlené organické hmoty v horninách vnějšího flyšového pásma Karpat se liší podle příslušnosti k jednotlivým tektonickým jed-

T a b u l k a 5

Celkové obsahy organické hmoty a jednotlivých genetických typů [C<sub>org</sub>, C<sub>zbyt</sub>, C<sub>hum</sub>, C<sub>bit</sub>] vyjádřené v hmot. % C v hornině, procentuální zastoupení těchto genetických typů vyjádřené tzv. uhlíkovou bilancí a hodnoty koeficientů bituminóznosti v sedimentech pouzdřanské jednotky

litostratigrafické zařazení	poč. vz.	celk. org. hm.	C <sub>org</sub>	C <sub>zbyt</sub>	C <sub>hum</sub>	C <sub>bit</sub>	% C <sub>zb.</sub>	% C <sub>hum</sub>	% C <sub>bit</sub>	% CaCO <sub>3</sub>	K <sub>bit</sub> .
křepické souvrství jílovice	3	0,470	0,369	0,361	0,006	0,015	95,5	1,6	3,1	4,6	0,013
boudecké slíny vápnité jílovice a slínovce	5	0,651* 0,660	0,510 0,441	0,458 0,415	0,044 0,039	0,010 0,010	89,8 89,0	8,2 8,5	2,0 1,82	13,6 13,0	0,010 0,011
dynówské slínovce	1	0,964	0,759	0,572	0,138	0,049	75,3	18,2	6,5	20,3	0,053
jílovice	8	0,731* 0,749	0,576 0,590	0,448 0,446	0,125 0,078	0,018 0,020	79,2 78,8	15,4 15,3	3,27 3,3	0,97 1,1	0,018 0,021
diatomit	2	1,004— 1,245	0,838— 0,980	0,643— 0,661	0,150— 0,227	0,046— 0,072	76,7— 69,5	17,9— 23,2	5,4— 7,3	1,2— 34,6	0,048— 0,077
vápnitý vývoj vápnitý jílovec	3	1,500	1,220	0,911	0,300	0,043	72,9	23,7	3,2	14,0	0,044

\* aritmetický průměr (platí pro celý řádek), jinak uváděna hodnota mediánu, v případě dvou vzorků uveden rozsah hodnot od—do

notkám (Adamová 1983a). Obsah organické hmoty v sedimentech pouzdřanské jednotky je poměrně stálý s pozvolným vzrůstem směrem do podloží. Svého maxima dosahuje v sedimentech vápnatého vývoje pouzdřanského souvrství (tab. 5). Na rozdíl od slezské a ždánické jednotky byl u rozptýlené organické hmoty pouzdřanské jednotky zjištěn podstatně nižší stupeň karbonifikační přeměny (Adamová 1983a). Nalezené průměrné obsáhy huminových látek s výjimkou boudeckých slínů a křepického souvrství se pohybují v rozmezí 15–20 %. Bituminózní složka představuje v celém stratigrafickém profilu sledovaných hornin pouze vysokomolekulární reziduum po vytěsnění migrace schopné složky. Nejvyšší relativní obsáhy byly nalezeny v diatomitech a dynóvském slínovci pouzdřanského souvrství.

Ve dvou vzorcích — jílovcí křepického souvrství z lokality Velké Němčice a jílovcí nevápнатého vývoje pouzdřanského souvrství z lokality dvůr

Tabulka 6

Výsledky pyrolýzy ve vybraných studovaných vzorcích

číslo vzorku	litostratigrafické zařazení	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	T <sub>max</sub>	S <sub>3</sub>	IP	IH	IO
1832	křepické souvrství — jílovec	—	—	—	0,8	—	—	229
1949	pouzďřanské souvrství — nevápнатý vývoj, jílovec	0,2	—	—	1,6	—	35	259

Zeleňák — byla provedena pyrolýza. Z výsledků, které jsou uvedeny v tabulce 6, vyplývá přítomnost minimálního množství primárních uhlovodíků (index S<sub>1</sub>), sekundární uhlovodíky (index S<sub>2</sub>) zjištěny nebyly. Malý podíl primárních uhlovodíků je výsledkem méně pokročilé bitumenizační přeměny organického substrátu anebo vytěsnění pohyblivé složky.

Rozptýlená organická hmota obou studovaných vzorků má vysokou hodnotu indexu IO, což ukazuje na převážně splachový materiál kontinentálního původu. V pokročilejším stadiu metamorfózy organické hmoty je podle CPI indexů nasycených parafinických uhlovodíků jílovec křepického souvrství, podstatně nižší stupeň přeměny má organická hmota v jílovcí nevápнатého vývoje pouzdřanského souvrství (tab. 7).

Tabulka 7

Celkový obsah n-alkanů (v %), sumy obsahů lichých a sudých n-alkanů (v  $\mu\text{g/g}$ ) a hodnoty poměrů sumy lichých a sudých n-alkanů v sedimentech pouzdřanské jednotky

číslo vzorku	litostratigrafické zařazení	celkový obsah n-alkanů	obsah lichých n-alkanů	obsah sudých n-alkanů	CPI
1832	křepické souvrství — jílovce	7,79	1,046	1,141	0,92
1949	pouzďanské souvrství — nevápnitý vývoj, jílovec	6,85	1,346	0,818	1,64

### Distribuce prvků vzácných zemin, uranu, thoria a hafnia

#### Prvky vzácných zemin (R.E.E.)

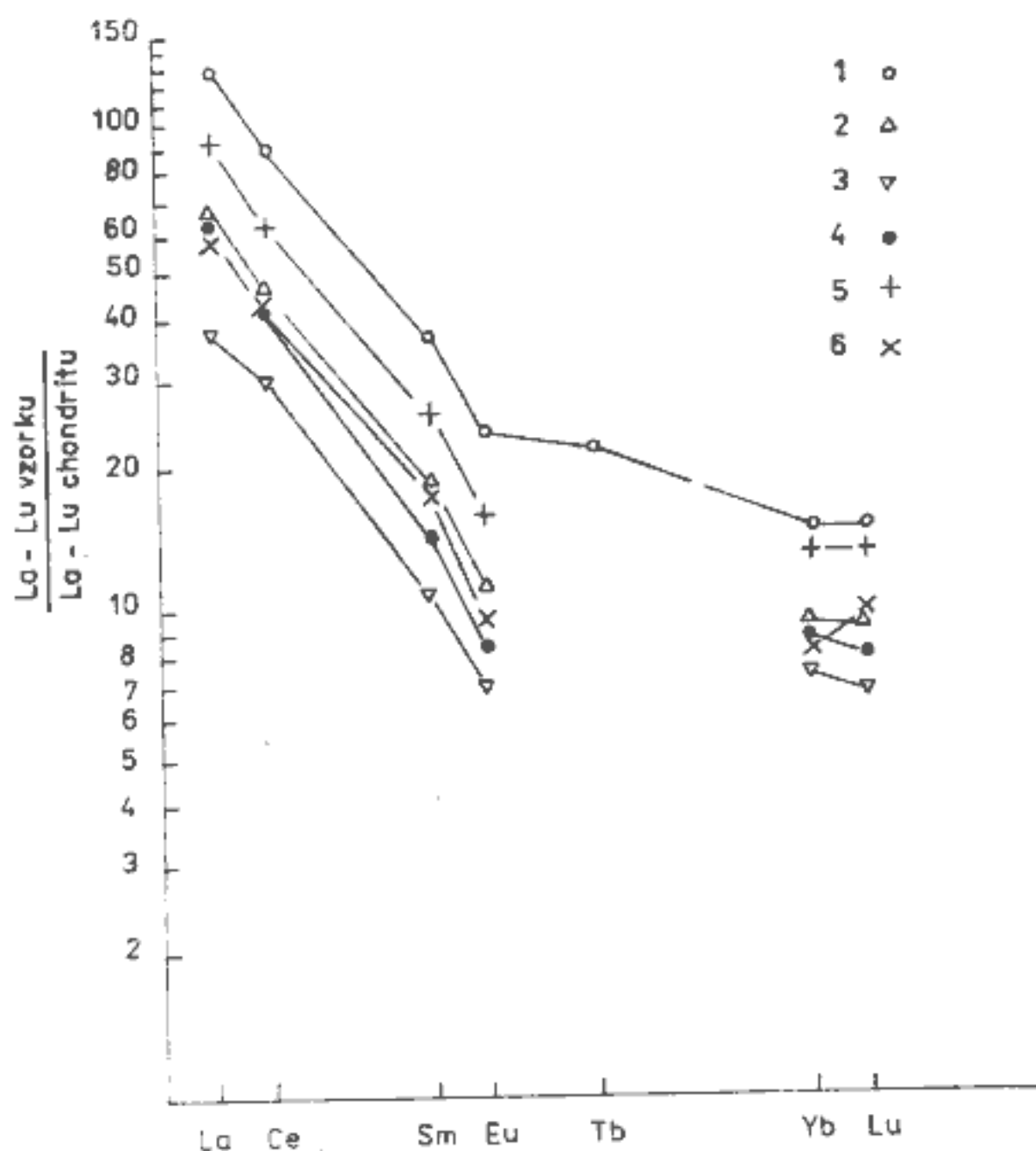
Maximální obsahy prvků vzácných zemin a Y (tab. 8) jsou v křepickém souvrství, poněkud nižší obsahy mají jílovce nevápnitého vývoje pouzdřanského souvrství, které mají naopak nejvyšší koncentrace Zr a Hf. Nejnižší množství R.E.E., Y a Th je vázáno v dynóvských slínovcích. Hodnoty poměru lehkých — L.R.E.E. k těžkým — H.R.E.E. se pohybují od 24 do 31 a ukazují na určité obohacení H.R.E.E. v dynóvských slínovcích a diatomitech.

Z normalizace k chondritům (podle Wedepohla 1968, 1975) vyplývá negativní Eu anomálie (protože chybí stanovení Gd, hodnotí se křivka podle svahu mezi Sm a Eu — obr. 2), která je nejvýraznější v jílovcích křepického souvrství a nevápnitého vývoje, minimální v diatomitech a dynóvském slínovci. Průběh křivek (obr. 2) je podobný, ale výrazně se liší v kvantitativním zastoupení R.E.E. Tyto rozdíly souvisejí jednak s variabilními obsahy CaO (podíl  $\text{CaCO}_3$  v sedimentech kolísá a s jeho vzrůstem klesá obsah R.E.E.), jednak se zvýšenými obsahy  $\text{SiO}_2$  (diatomity).

Normalizace k severoamerickým jílovým břidlicím (Haskin et al. 1968 — North American Shales — NAS, obr. 3) ukazuje, že nejbližše

k složení severoamerických břidlic mají pelity křepického souvrství; jílovce nevápnitého vývoje mají hodnoty jen nepatrně nižší.

Hodnoty poměrů La/Th (pro svrchní zemskou kůru byl tento poměr stanoven 2,7 — McLennan - Nance - Taylor 1980), Th/U a Th/Yb ukazují, že v průběhu sedimentace pouzdřanského souvrství se alespoň zčásti uplatnily vulkanické horniny pravděpodobně andesitového typu. Vysoké obsahy Zr, Hf, Th a R.E.E. v jílovcích nevápnitého vývoje indikují podstatnou účast chemicky vyzrálých sedimentárních hornin a granitoidních hornin. Hlavním zdrojovým materiálem křepického souvrství byly starší sedimenty (vysoké koncentrace R.E.E., Y, Th a hodnoty sledovaných poměrů), není vyloučen i vliv resedimentovaných hornin



2. Distribuce prvků vzácných zemin v horninách pouzdřanské jednotky (normalizováno k chondritům podle K. H. Wedepohla 1975)

1 — křepické souvrství — jílovce; 2 — boudecké slíny; 3—5 — pouzdřanské souvrství, nevápnitý vývoj; 3 — dynůvské slínovce, 4 — diatomity, 5 — jílovce; 6 — pouzdřanské souvrství, vápnitý vývoj — vápnité jílovce



Tabulka 8

Průměrné obsahy (medián) a koncentrační rozsahy (v ppm) prvků vzácných zemin

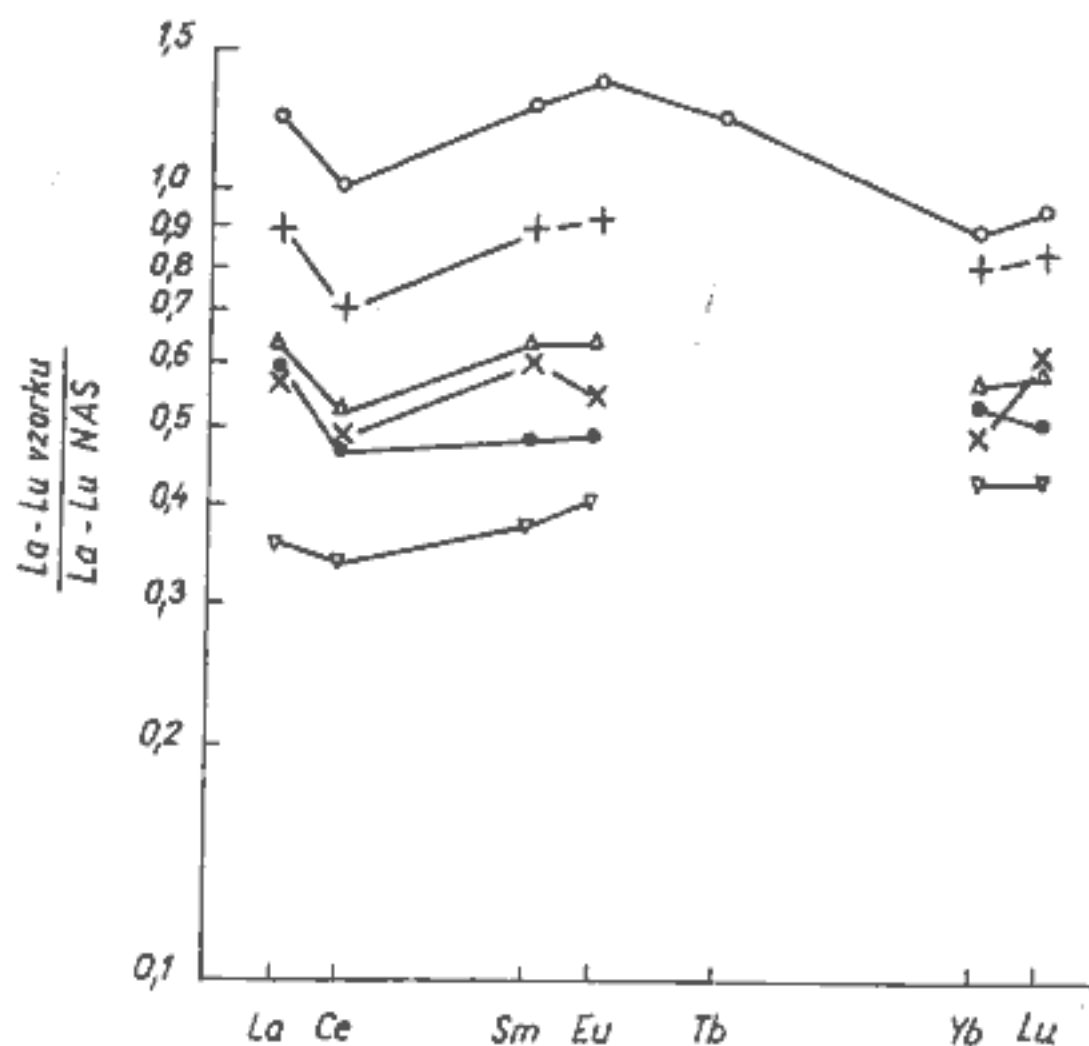
stratigrafická pozice a litologie	poč. vz.	La		Ce	Sm	Eu	Tb	Yb
		min.—max.	x					
		NAS	CH					
křepické souvrství jílovce	6	29,2—45,7 39,5 1,23 128	60,1—77,1 74,2 1,02 88	5,45—8,85 7,22 1,27—36	1,43—1,8 1,7 1,37 24	<1—1,44 1,06 1,25 22	2,01—3,7 2,8 0,9 15	
boudecké slíny vápnité jílovce	6	18,9—23,3 20,6 0,64 66	33,6—46,0 39,5 0,54 46	3,24—3,92 3,7 0,65 18	0,76—0,92 0,81 0,65 11	<1	1,54—1,91 1,8 0,58 9	
pouzďfánské souvrství	dynóvské slínovce	1	11,5 0,36 37	24,6 0,34 29	2,15 0,38 11	0,51 0,41 7	<1	1,4 0,44 7
	diatomity	4	14,0—21,9 18,9 0,6 61	25,3—39,0 34,1 0,47 40	2,3—3,5 2,8 0,5 14	0,5—0,73 0,62 0,5 8	<1	1,31—1,8 1,7 0,55 9
	nevápnitý vývoj — jílovce	8	26,9—36,1 31,0 0,96 106	51,6—83,8 62,8 0,86 74	4,3—6,9 5,5 0,95 27	0,96—1,3 1,15 0,93 16	<1—1,46 <1	1,3—2,74 2,5 0,8 13
	vápnitý vývoj — vápnité jílovce	6	16,5—27,3 18,5 0,58 59	30,8—40,5 35,5 0,5 42	3,1—5,33 3,55 0,62 18	0,67—1,26 0,7 0,56 10	1—1,09 <1	1,36—2,8 1,56 0,5 8

Ch — hodnoty poměrů zjištěných obsahů daných prvků k obsahům udávaným pro chondrity (K. H. Wedepohl 1975), NAS — dto k obsahům v severoamerických břidlicích (Z. A. Haskin et al. 1968)

Tabulka 8

(R.E.E.), U, Th, Y, Hf a průměrné hodnoty poměrů La/Th, Th/Yb, La/Ce, Hf/Zr, K/Th, Th/U v horninách pouzdřanské jednotky

Lu	R.E.E. R.E.E. + Y	La—Eu	Th	La/Th	Hf	Zr	U	K/Th
		Yb—Lu	Th/Yb	La/Ce	Y	Hf/Zr	Th/U	
0,38—0,6 0,46 0,96 15	126 154	39	9,7—14,9 11,7 4,27	3,2 0,53	3,3—5,5 4,7 31	147 0,03	<1,2—4,3 2,1 4,9	2170
0,24—0,3 0,29 0,6 9	66 84	31	5,9—7,3 6,5 3,82	3,16 0,53	2,0—3,2 2,3 19	70 0,033	<1,2—4,2 3,6 2,8	2700
0,21 0,44 7	41 53	24	2,76 2,0	4,2 0,47	2,66 12	96 0,03	2,7 1,0	1807
0,21—0,30 0,25 0,52 8	61 74	29	4,8—6,2 6,0 3,24	3,4 0,55	3,3—5,1 3,8 16	149 0,028	3,0—5,7 4,3 1,3	1550
0,39—0,47 0,42 0,87 13	108 125	37	10,0—12,6 11,5 4,70	2,8 0,51	3,9—6,8 5,5 23	204 0,028	2,0—15,4 5,9 1,9	2225
0,27—0,48 0,30 0,63 10	59 80	30	4,8—7,4 6,2 3,68	3,3 0,52	3,8—5,8 4,4 19	156 0,03	5,1—7,4 5,8 0,9	1815



3. Distribuce prvků vzácných zemin v horninách pouzdřanské jednotky (normalizováno k severoamerickým jílovým břidlicím — NAS podle Z. A. Haslina et al. 1968). Vysvětlivky viz obrázek 2

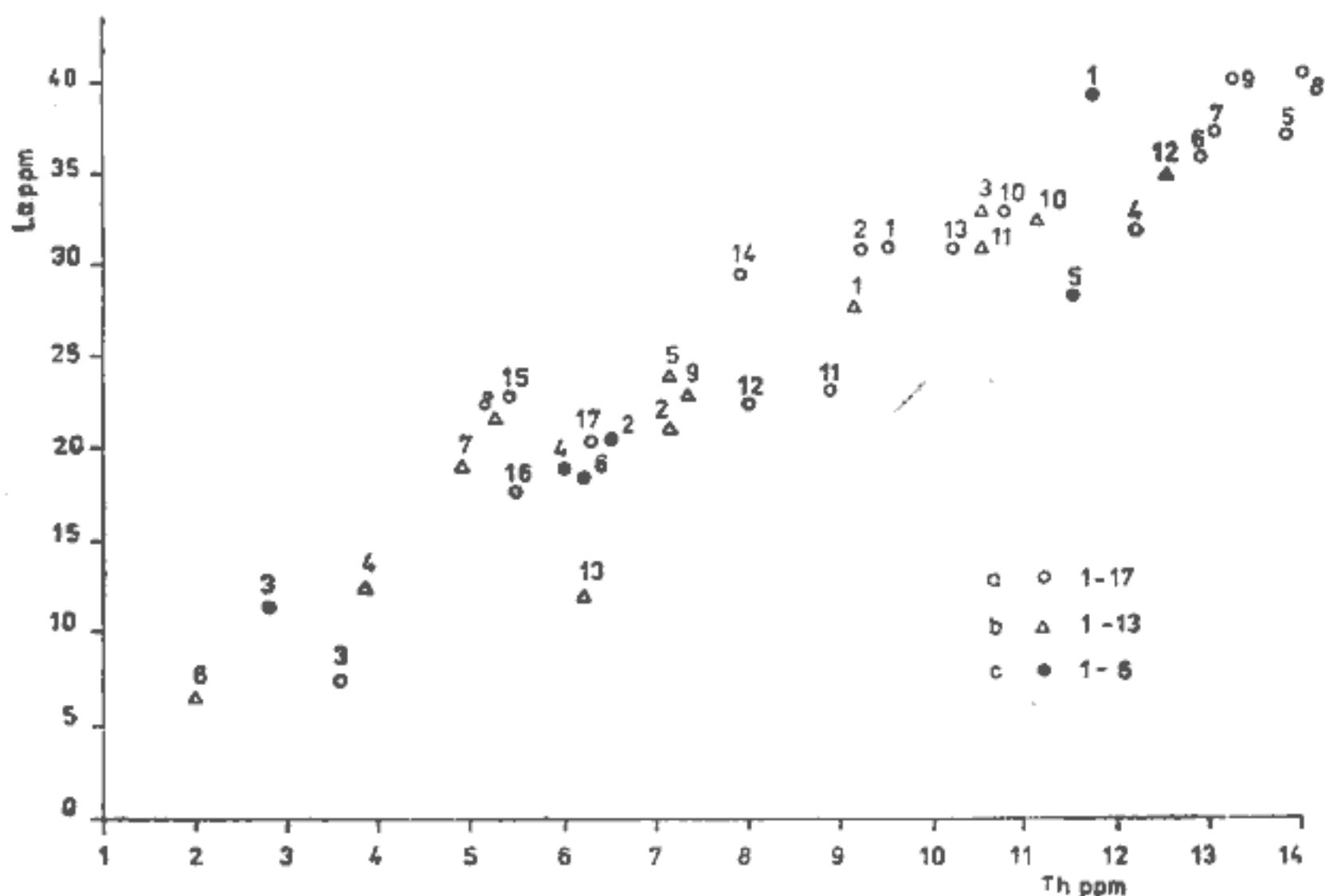
vulkanické provenience (hodnota poměru La/Th, nižší obsahy Zr a Hf). Horniny pouzdřanské jednotky představují sedimenty odpovídající dobře vyvinuté zemské kůře.

Podobnost křivek na normalizovaném diagramu sedimentů k chondritům ukazuje, že dominantním procesem u těchto sedimentů bylo smíšení různých zdrojových hornin produkovaných frakcionací v magmatickém procesu. V sedimentech se projevuje průměr obsahů R.E.E. celé okolní snosné oblasti. Jak v pouzdřanské, tak slezské a ždánické jednotce vnějšího flyšového pásma Karpat (Adamová 1983a,c, 1986) existuje přímá závislost mezi La a Th. Tento poměr kolísá od 2,1 do 4,2 (obr. 4 — průměrné hodnoty poměrů La/Th), což je ve shodě s pracemi McLennana, Nance a Taylor (1980) a Bhatia a Taylor (1981).

## Uran

V pouzdřanské jednotce jsou nejvyšší obsahy uranu vázány na sedimenty pouzdřanského souvrství (tab. 3, 8) s maximem 15,4 ppm U v jílových nevápnitého vývoje. V těchto sedimentech se uran pravděpodobně koncentruje zejména procesem sorpce na planktonní organismy nebo na

organickou substancí v době její bitumenizace (viz Adamová 1983a, 1986).



4. Bodový diagram mezi La—Th [průměrné hodnoty poměru La/Th]

Slezská jednotka — a 1—17: 1 — krosněnské vrstvy — jílovce; 2—3 — menilitové souvrství: 2 — jílovce, 3 — rohovec; 4—5 — podmenilitové souvrství: 4 — pestrý vývoj — jílovce, 5 — redukční paleocén — jílovce; 6 — istebňanské vrstvy — jílovce; 7—10 — godulské souvrství: 7 — svrchní oddíl — jílovce, 8 — střední oddíl — jílovce, 9 — spodní oddíl — jílovce, 10 — pestré vrstvy — jílovce; 11 — lhotecké vrstvy — jílovce; 12 — veřovické vrstvy — silicifikované jílovce; 13—14 — těšínsko-hradištské souvrství: 13 — hradištské vrstvy — vápnité jílovce, 14 — svrchní těšínské vrstvy — jílovce a vápnité jílovce; 15 — spodní těšínské vrstvy — vápnité jílovce, slínovce; 16 — podrohovcové vrstvy — jílovce; 17 — tuřity

Ždánická jednotka — b 1—13; 1—2 — ždánicko-hustopečské souvrství: 1 — flyšový vývoj — jílovce, vápnité jílovce, 2 — pelitický vývoj — vápnité jílovce; 3—7 — menilitové souvrství: 3 — šitbořické vrstvy — jílovce, 4 — dynóvské slínovce, 5 — rohovcové vrstvy — jílovce, 6 — rohovcové vrstvy — jílovce, 7 — rohovcové vrstvy — diatomity; 8 — podrohovcové vrstvy — jílovce, vápnité jílovce; 9—12 — podmenilitové souvrství: 9 — globigerinové slíny, 10 — pestrý vývoj — jílovce, 11 — skvrnitý vývoj — jílovce, 12 — redukční vývoj — jílovce; 13 — tuřity

Pouzďfánská jednotka — c 1—6: 1 — křepické souvrství — jílovce; 2 — boudecké slíny; 3—5 — pouzďfánské souvrství, nevápnitý vývoj: 3 — dynóvské slínovce, 4 — diatomity, 5 — jílovce; 6 — pouzďfánské souvrství, vápnitý vývoj — vápnité jílovce, slínovce

### Thorium

Koncentrace thoria v sedimentech pouzďfánské jednotky dobře korespondují se sumárními obsahy prvků vzácných zemin. Nejvyšší obsahy Th

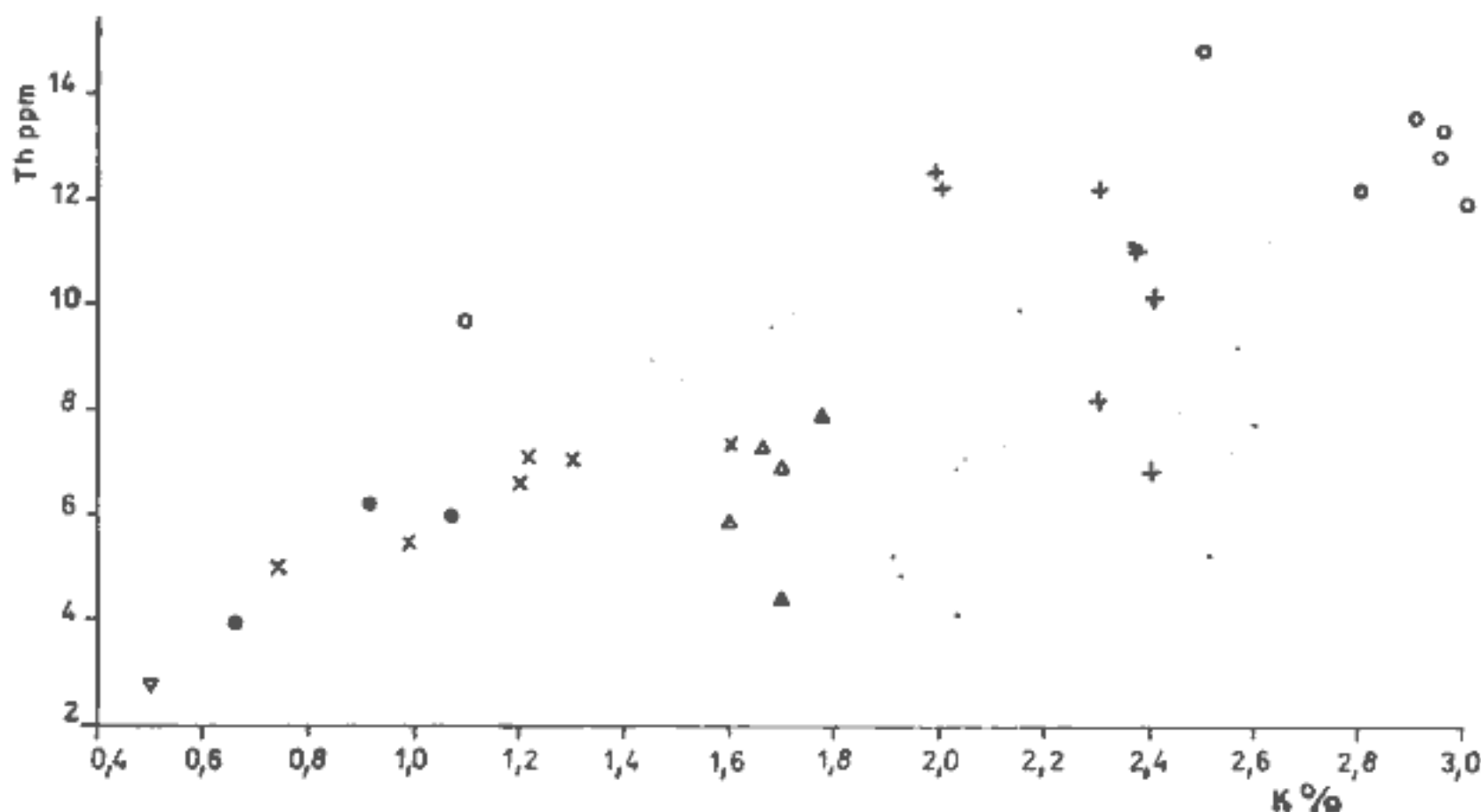
jsou přítomny v křepickém souvrství a v jílovcích nevápnitého vývoje pouzdřanského souvrství.

Hodnoty poměrů K/Th, které jsou podle Plilera a Adamse (1962) pro jílovce a jílové břidlice poměrně konstantní a blízké hodnotě 2200, dosahují svého maxima v boudeckých slínkách — 2700. Tato vyšší hodnota, indikující významnější převahu draslíku, se zřetelně odrazila také na korelačním diagramu K—Th (obr. 5). Určité obohacení Th je vázáno na pouzdřanské souvrství, podobně jako ve slezské a ždánické jednotce na menilitové souvrství a ve slezské jednotce na těšínsko-hradištské souvrství (Adamová 1983a,c). Lze nejspíše uvažovat o vlivu vulkanického materiálu.

### Hafnium

Průměrné obsahy hafnia se ve studovaných horninách pohybují od 2 do 6,8 ppm (tab. 8). Vzhledem k průměrným hodnotám — 3 až 4,5 ppm Hf, které pro zemskou kůru udává Fairbridge (1972), je patrné určité obohacení hafniem v jílovcích nevápnitého vývoje.

Poměr Hf/Zr je málo variabilní a jeho hodnoty se pohybují převážně v rozmezí 0,02—0,04 s převládající hodnotou 0,03. Minimum dosahuje v jílovcích a diatomitech nevápnitého vývoje (0,026), maximum v boudeckých slínkách (0,033); vypočtené hodnoty tohoto poměru odpovídají literárním údajům (Fairbridge 1972).



5. Korelační diagram mezi Th a K v horninách pouzdřanské jednotky  
Vysvětlivky viz obrázek 2

## Paleosalinita

Stanovení charakteru sedimentačního prostředí, zejména paleosalinity, má význam nejen pro paleogeografické studium, ale též jako nepřímá metoda stratigrafické korelace. Podle literárních údajů (Ernst - - Werner 1964, Tourtelot 1964, Reynolds 1972) je v mořských jílovcích a jílových břidlicích bór přítomen v množství 100—200 ppm, ve sladkovodních uloženinách 10—50 ppm B. Jílovce uložené v brakickém prostředí mívají 80—110 ppm B (Bouška 1980). Přesnou hranici nelze však stanovit.

Pro korekci obsahu celkového bóru na B vázaný v illitické frakci sedimentu udává Reynolds (1965) tento vztah:

$$B_{\text{illit}} = B_{\text{vzorek}} \cdot \frac{7,7}{\% K_2O_{\text{vzorku}}}$$

Pro indikaci sedimentačního prostředí navrhli Adams a Weaver (1958) použití poměru Th/U. Podle uvedených autorů kolísá tento poměr od 0,02 do 21. Mořské sedimenty mají sledovaný poměr značně pod hodnotu 7.

Průměrné obsahy B a zejména hodnoty ekvivalentního B zřetelně ukazují na mořské prostředí sedimentace všech studovaných sedimentů (tab. 9). Nejnižší obsahy ekv. B jsou vázány na nejvyšší část pouzdřanské jednotky — na křepické souvrství. Získané výsledky jsou plně v souladu s poznatkami ze studia slezské a ždánické jednotky (Adamová 1983a, 1986).

Uvedené výsledky ukazují, že maximální obsahy B jsou přítomny v pelagických sedimentech (např. pouzdřanské souvrství a boudecké slíny v pouzdřanské jednotce, veřovické vrstvy, menilitové souvrství a šakvické slíny ve slezské a ždánické jednotce), tj. v sedimentech, jejichž rychlost sedimentace byla relativně nejnižší. Naproti tomu flyšové sedimenty (např. křepické souvrství pouzdřanské jednotky, krosněnské a istebňanské vrstvy, godulské a ždánicko-hustopečské souvrství slezské a ždánické jednotky), jejichž velká mocnost při malém časovém prostoru ukazuje na rychlou sedimentaci, se vyznačují relativně nižšími obsahy ekv. B.

Hodnoty poměru Th/U ve sledovaných horninách nikde nedosahují 7. V sedimentech pouzdřanské jednotky tento poměr plynule roste (tab. 9) a zvyšuje se směrem od podloží do nadloží (od 0,9 do 4,9). Vzhledem k malé pohyblivosti thoria lze předpokládat, že jeho přínos v období sedimentace nejvyššího křepického souvrství probíhal jen z části z kontinentu na Z, ale významně se uplatnil resedimentovaný materiál přinášený od V z oblasti mladého magurského orogénu.

Tabulka 9

Průměrné obsahy B (ppm) v jednotlivých litostratigrafických souborech pouzdřanské jednotky, počet vzorků, u kterých byl proveden přepočít na ekvivalentní B, jeho průměrné hodnoty a průměrné hodnoty poměru Th/U

a) výchozy

stratigrafická pozice, litologie		B	poč. vz.	ekv. B	Th/U
křepické souvrství — jílovce		85	12	242	4,9
boudecké slíny — vápnité jílovce slínovce		103	7	480	2,8
pouzďřanské souvrství	nevápnitý vývoj — jílovce	120	9	330	1,9
	nevápnitý vývoj — diatomity	25—48	2	180—330	1,3
	vápnitý vývoj — vápnité jílovce	70	8	380	0,9

b) vrty

pouzďřanské souvrství nevápnitý vývoj — jílovce	110	3	344	—
--	-----	---	-----	---

**Shrnutí výsledků geochemického výzkumu  
s ohledem na genezi studovaných sedimentů**

Sedimenty pouzdřanské jednotky se vyznačují poměrně nízkou chemickou zralostí. Relativně nejzralejší jsou horniny pouzdřanského souvrství (střední stupeň chemické zralosti), nejnižší zralost byla zjištěna v křepickém souvrství.

Prostředí sedimentace vápnitého vývoje pouzdřanského souvrství bylo poměrně klidné s omezeným prouděním, redukčního, slabě alkalického charakteru (vyšší obsahy pyritu, organické substance, lokální přítomnost

sideritu a celkově vysoký podíl karbonátů) s normální salinitou. Významný podíl kaolinitu a sporadická přítomnost živců (velmi nízké obsahy alkálií, zejména  $\text{Na}_2\text{O}$ ) ukazují na intenzivní větrání zdrojové oblasti, reprezentované Českým masívem.

Prostředí ukládání sedimentů nevápnitého vývoje pouzdřanského souvrství bylo klidné s omezenou komunikací s volným mořem, s nevýrazným přínosem klastického materiálu, normální salinitou; mělo redukční, spíše neutrální až slabě kyselý charakter. Nižší obsahy klastického křemene a karbonátů při vyšších obsazích jílových minerálů (vedle minerálů skupiny illitu též významný podíl minerálů skupiny montmorillonitu), živců a organické hmoty pozitivně ovlivnily koncentraci převážně většiny stopových prvků. Pro všechny sedimenty pouzdřanského souvrství jsou charakteristické zvýšené obsahy Mo a V, které jsou doprovázeny vyššími koncentracemi U. Zvýšené množství těchto prvků souvisí s jejich schopností biochemické koncentrace a sorpcí na rozptýlenou organickou hmotu. Primárním zdrojem určitého podílu těchto prvků je vulkanický materiál, jehož přítomnost v sedimentech vyplývá z mineralogické charakteristiky (přítomnost zeolitů a vysoké obsahy montmorillonitu) a ze studia prvků vzácných zemin, U, Th a hodnot poměrů vybraných stopových prvků.

Studium chemického a mineralogického složení boudeckých slínů naznačuje, že sedimentační prostředí v období jejich ukládání bylo poměrně dobře větrané, slabě alkalického charakteru, s nepatrně zvýšenou salinitou a malým přínosem klastického materiálu. Boudecké slíny jsou pelagické sedimenty, které se ukládaly v době relativního tektonického klidu (klidná, velmi pomalá sedimentace). Pro tyto vrstvy je charakteristický zřetelný pokles v obsazích Mo, U, S, Zr a v menší míře i organické hmoty vzhledem k podložnímu pouzdřanskému souvrství. Ve srovnání se sedimenty křepického souvrství, s nimiž mají téměř identické obsahy  $\text{SiO}_2$ , objevuje se u boudeckých slínů výrazné snížení koncentrací  $\text{Al}_2\text{O}_3$  a alkálií (pokles v obsazích jílových minerálů a živců). Shrnutí výsledků studia boudeckých slínů ukázalo, že podobně jako v silicitech a dynóvských slínovcích pouzdřanského souvrství je  $\text{SiO}_2$  vedle křemene, event. cristobalitu přítomen též v amorfní formě. Zvýšené obsahy a forma výskytu  $\text{SiO}_2$  spolu se zvýšenými koncentracemi V v boudeckých slínech jsou v souladu s vysokým procentem křemitých mikrofosilií, zejména radiolárií, marinních diatom a jehlic silicispongií (Stráník - Hanzlíková - Jurášová 1981).

Z celkového mineralogického a chemického složení jílovců křepického souvrství vyplývá, že na rozhraní mezi boudeckými slíny a křepickým souvrstvím dochází k výraznému zvratu v sedimentaci. Mořská sedimentační pánev nebyla příliš hluboká. Prostředí sedimentace bylo dobře



větrané, neutrálního charakteru se sníženou salinitou. S nástupem této sedimentace dochází k výraznému vzrůstu přínosu klastického materiálu (křemene, živců, jílových minerálů — zvýšené obsahy  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , alkálií, sumy oxidů železa). Celkově lze říci, že jde o poměrně rychlou sedimentaci. Typická pro tyto horniny je asociace slídových minerálů s chlority a převaha dolomitu v karbonátové příměsi.

Pro křepické souvrství jsou také charakteristické zvýšené koncentrace Y, Ti, Cr, Th a maximální obsahy prvků vzácných zemin. Nižší koncentrace Zr a Hf odpovídají výrazné změně v kvantitativním složení těžké minerální frakce, v níž v křepickém souvrství na rozdíl od podložních sedimentů jednoznačně dominuje granát. Hodnoty poměrů La/Th, Th/U, Th/Yb a vybraných dvojic stopových prvků spolu s mineralogickým složením ukazují, že při sedimentaci pouzdřanského souvrství se mohly uplatnit vulkanické horniny (pravděpodobně intermediárního typu). Zvýšené obsahy Zr, Hf, Th, vzácných zemin a hodnoty sledovaných poměrů stopových prvků, zejména v jílovcích nevápnitého vývoje, indikují významnou účast chemicky vyzrálých sedimentárních hornin a hornin granitoidní povahy. Hlavním zdrojem materiálu křepického souvrství byly starší sedimenty, v jejichž zdrojové oblasti byly přítomny také metamorfované horniny; není vyloučen i vliv resedimentovaných hornin vulkanické provenience (hodnoty poměru La/Th, Ti/Zr, V/Zr, Cr/Ni, V/Ni, Ti/Cr, snížené obsahy Zr a Hf).

Sedimenty křepického souvrství pouzdřanské jednotky jsou do značné míry podobné horninám ždánicko-hustopečského souvrství a krosněnských vrstev. Po mineralogické stránce mají křepické jílovce na rozdíl od výše uvedených sedimentů ždánické a slezské jednotky vyšší obsahy živců, minimální příměs karbonátů, v nichž jednoznačně převládá dolomit, a velmi malé množství pyritu. Této charakteristice odpovídají vyšší obsahy  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  a minimální množství CaO. Křepické souvrství má vyšší koncentrace železa, manganu, fosforu, Ba, Rb, Cu, Zn a zejména Ti, Th, Hf, Y a prvků vzácných zemin. Většina hodnot poměrů vybraných prvků je si blízká, jen v poměrech s Ti jsou hodnoty vyšší. Určitý rozdíl mezi křepickým souvrstvím na jedné straně a ždánicko-hustopečským souvrstvím a krosněnskými vrstvami na straně druhé se objevil v poměrech Th/U (vyšší hodnoty v křepických jílovcích) a K/Th (v křepickém souvrství jsou hodnoty nejvyšší). Absolutní i ekvivalentní obsahy bóru jsou velmi podobné.

Shrnutí těchto skutečností vede k úvaze, která předpokládá podobný zdroj přinášeného klastického materiálu do sedimentační pánve v období ukládání křepického souvrství jako v době sedimentace ždánicko-hustopečského souvrství a krosněnských vrstev. Geochemická a mineralogická odlišnost křepického souvrství vůči ždánicko-hustopečskému souvrství

a krosněnským vrstvám je pravděpodobně odvislá od paleogeografických a paleotektonických poměrů, ovlivňujících ke konci oligocénu vnější okraj geosynklinálního prostoru flyšového pásma Karpat.

*K tisku doporučila Z. Čadková*

### Literatura

- Adamová M. (1980): Geochemické zhodnocení základních litostratigrafických jednotek v úseku Jih a sousedních oblastech úseku Střed. — MS Ústř. úst. geol. Praha.
- (1983a): Geochemie flyšových sedimentů západní části čsl. Karpat. — Kandidátská disertační práce, přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.
- (1983b): Geochemická charakteristika základních litologických typů sedimentů v godulském vývoji slezské jednotky. — In: Menčík E. et al.: Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. Ústř. úst. geol., 1—304. Praha.
- (1983c): Geochemický výzkum sedimentárních formací v úseku Sever. — MS Ústř. úst. geol. Praha.
- (1986): Geochemické zhodnocení sedimentů slezské jednotky. — Sbor. geol. Věd, Geol., 41. Praha.
- Adamová M. - Stráník Z. (1984): Geochemická charakteristika sedimentů ždánické jednotky (flyšové pásmo Západních Karpat). — Sbor. geol. Věd, Geol., 39, 171—216. Praha.
- Adams A. S. - Weaver Ch. E. (1958): Thorium-to-uranium relations as indicators of sedimentary processes: example of concept of geochemical facies. — Bull. Amer. Assoc. Petrol., Geol., 42, 387—430. Tulsa.
- Aron D. J. - Wessels G. (1953): Vanadium as an essential element for green plants. — Nature, 172, 1039—1040. London.
- Báldi T. (1980): Evolution of the early Paratethis. — Földt. Közl., 110, 456—472. Budapest.
- Benešová E. - Cícha I. - Pícha F. - Řeháková Z. - Stráník Z. (1963): Profil ždánickou jednotkou mezi Vel. Pavlovicemi a Nosislaví. — Sbor. geol. Věd, Geol., 1, 139—153. Praha.
- Bhatia M. R. - Taylor S. R. (1981): Trace-element geochemistry and sedimentary provinces: a study from the Tasman Geosyncline, Australia. — Chem. Geol., 33, 1, 115—125. Amsterdam.
- Blek V. A. P. - Mitchell R. L. (1952): Trace elements in common brown algae and in sea water. — J. Biol. Assoc., 30, 89—97. Baltimore.
- Bouška V. (1980): Geochemické metody určování paleosalinity prostředí. — Čas. Mineral. Geol., 25, 3, 311—318. Praha.
- Cícha I. et al. (1964): Übersicht über den heutigen Stand der Forschungen in der Molassezone der Ždanicer und Pouzdřaner Einheit (Süd-Mähren). — Mitt. Geol. Gesell., 56, 2, 445—501. Wien.
- Cícha I. - Chmelík F. - Pícha F. - Stráník Z. (1965): Eine neue tektonische Einheit der äußeren Karpaten in Südmähren. — Geol. Práce, Správy 36, 85—104. Bratislava.
- Čtyroký P. (1966): Die eozäne Fauna der Moutnice-Kalke (Südmähren). — Sbor. geol. věd, Paleont., 8, 71—107. Praha.
- Dornič J. et al. (1968): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:50 000 list M-33-107-A Ivanovice na Hané. — Ústř. úst. geol. Praha.

- El Wakeel S. K. - Riley J. P. (1961): Chemical and mineralogical studies of deep-sea sediments. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 25, 110—146. London.
- Ernst W. - Werner H. (1964): Anwendung der Bor-Methode in den geologischen Formationen zu ihrer besseren Unterteilung in wissenschaftlichem und praktischem Interesse sowie Untersuchungen über Bindung und Festlegung des Bors in natürlichen und künstlichen Sedimenten. — *Forsch.-Ber. Landes Nordrhein-Westf.*, 1433, 1—27. Köln.
- Fairbridge R. W. ed. (1972): The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences. — *Encyclopedia of earth sciences*, IV. A, Van Nostr. Rheinh. Co. New York.
- Fröchlich F. (1960): Beitrag zur Geochemie des Chroms. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 20, 215—240. London.
- Gucwa I. (1973): Geochemia wapiennych i krzemionkowych osadów biogenicznych na przykładzie osadów fliszu karpackiego. — *Biul. Inst. geol.*, 271, 17, 5—98. Warszawa.
- Hanzlíková E. (1971): Coccolithen — die neuen Leitfossilien für die Zonengliederung der braunen Pouzdřany-Mergel (Unteroligozän). — *Věst. Ústř. úst. geol.*, 46, 6, 359—363. Praha.
- Harvey H. W. (1939): Substances controlling the growth of a diatom. — *J. Marin. Biol. Assoc.*, XXIII, 2, 499—520. Cambridge University Press. Plymouth.
- Haskin M. A. - Haskin L. A. - Frey F. A. - Willdeman T. R. (1968): Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. — *In: Origin and distribution of the elements* [Edd. L. H. Ahrens], 889—912. Pergamon Press. Oxford.
- Hawkes H. H. - Webb J. S. (1962): Geochemistry in mineral exploration. — Paria. — The relationship between the mineralogy and the distribution of major Harper and Row. New York.
- Hirst D. M. (1962): The geochemistry of modern sediments from the Gulf of elements. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 26, 309—334. London.
- Chmelík F. et al. (1967): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1:25 000 M-33-107-B-a (Zborovice), M-33-107-B-b (Kroměříž), M-33-107-B-c (Zdounky), M-33-107-B-d (Kvasice). — *Archív Ústř. úst. geol.* Praha.
- Kraft M. - Scheindler R. - Tischendorf G. - Fuchs H. (1969): Daten zur Geochemie der Elemente. — Zentrales Geologisches Institut. Berlin.
- Krauskopf K. B. (1956): Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 10, 1—26. London.
- (1967): Introduction to geochemistry. — McGraw-Hill Book Co., 1—721. New York.
- Krhovský J. (1980): Biostratigrafie pouzdřanské jednotky v úseku Jih. — *In: Pokorný V. - Krhovský J.: Revize mikrobiostratigrafie pouzdřanské jednotky v úseku Jih.* — MS Ústř. úst. geol. Praha.
- Krhovský J. (1981a): Mikrobiostratigrafie a paleoekologie sedimentů pouzdřanského faciálního vývoje. — *Archív přírodověd. fak. Univ. Karl.* Praha.
- (1981b): Stratigrafie a paleoekologie menilitového souvrství ždánické jednotky a diatomitů pouzdřanské jednotky. — *Zem. Plyn Nafta*, XXVI, 1, 45—62. Hodonín.
- Kukal Z. (1962): Některé metody petrografického výzkumu zpevněných jílovitých sedimentů. — *Geol. Průzk.*, 7, 207—209. Praha.
- McLennan S. M. - Nance W. B. - Taylor S. R. (1980): Rare earth element — thorium correlations in sedimentary rocks, and the composition of the continental crust. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 44, 1833—1839. London.

- Moravcová H. - Fiala J. (1980): Automatizace rtg. práškové difrakční fázové analýzy. — Věst. Ústř. Úst. geol., 55, 4, 237—244. Praha.
- Nicholls G. D. - Loring D. H. (1962): Some chemical data on British Carboniferous sediments and their relationship to the clay mineralogy of these rocks. — Clay Miner., 4, 196—207. London.
- Oppenheim P. (1922): Über Alter und Fauna der Tertiärhorizonte der Niemtschitzer Schichten in Mähren. — Berlin.
- Pettijohn F. J. (1957): Sedimentary rocks. — 1—718. Harper-Broth. New York.
- Pícha F. (1964): Výsledky sedimentologického výzkumu pouzdřanské jednotky na listu Židlochovice (M-33-106-C). — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1963, 1, 234—236. Praha.
- Pfler R. - Adams J. A. S. (1962): The distribution of thorium, uranium, and potassium in the Mancos shale. — Geochim. cosmochim. Acta, 26, 1115—1135. London.
- Pokorný V. (1955): Zpráva o výzkumu pouzdřanských slínů (paleogén ždánického flyše) za rok 1954. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1954, 137—141. Praha.
- (1960a): Microbiostratigraphie et biofaciès du flysch carpathique de la Moravie méridionale (Tchécoslovaquie). — Rev. Inst. franç. Pétrole, 5, 7/8, 1099—1141. Paris.
- (1960b): Nové poznatky o mikrobiostratigrafii terciéru ždánického lesa. — Čas. Mineral. Geol., 5, 3, 296—305. Praha.
- (1961): K mikrobiostratigrafickému členění „hustopečských slínů“ v okolí Trkmance a Zaječí (ždánická jednotka, jižní Morava). — Čas. Mineral. Geol., 6, 3, 305—315. Praha.
- (1975): Abyssocythers, a deep-sea ostracode in the Paleogene of Czechoslovakia. — Acta Univ. Carol., Geol., 3, 243—252. Praha.
- Rankama K. - Sahama T. S. (1950): Geochemistry. — Univ. Chicago Press, 4—911. Chicago.
- Reynolds R. C. (1965): The concentration of boron in Precambrian seas. — Geochim. cosmochim. Acta, 29, 1—16. Oxford.
- (1972): Boron: Element and geochemistry. — In: R. W. Fairbridge (ed.): The encyclopedia of geochemistry and environmental sciences. — Van Nostrand Reinhold Co., 88—90. New York.
- Ronov A. B. - Girin Ju. P. - Kazakov G. A. - Iljuchin M. N. (1965): Sravnitel'naja geochimija geosinklinal'nych i platformennych osadočnych tolišč. — Geochimija, 8, 961—976. Moskva.
- Rzehak A. (1895): Die „Niemtschitzer Schichten“. Ein Beitrag zur Kenntnis der karpatischen Sandsteinzone Mährens. — Verh. Naturf. Ver. Brünn, 34, 204—254. Brno.
- Shaw D. M. (1956): Geochemistry of pelitic rocks. Part III. Major elements and general geochemistry. — Bull. Geol. Soc. Amer., 67, 919—934. New York.
- Schubert J. (1954): Chemical specificity in biological interactions. — F. R. N. Gurd (ed.). Academic Press, New York.
- Stráník Z. (1981): Litofaciální vývoj a korelace menilitových vrstev ve flyšovém pásmu Karpat na Moravě. — Zem. Plyn Nafta, XXVI., 1, 9—18. Hodonín.
- Stráník Z. et al. (1973): Základní geologická mapa 1:25 000 list M-33-106-D-b (Slavkov). Vysvětlující text k základní geologické mapě. — MS Ústř. úst. geol. Praha.
- (1976): Vysvětlující text k základní geologické mapě 1:25 000 list M-33-106-D-c (Šitbořice). — MS Ústř. úst. geol. Praha.

- Stráník Z. - Adámek J. - Cypris V. (1979): Geologický profil karpatskou předhlubní, flyšovým pásmem a vídeňskou pánví v Pavlovských vrších. — Tekt. profily záp. Karpat, Geol. úst. D. Štúra, 7—13. Bratislava.
- Stráník Z. - Hanzlíková E. - Jurášová L. (1981): Stratigrafické postavení boudeckých slínů v rámci oligo-miocenního stupně. — Zem. Plyn Nafta, XXVI., 4, 689—699. Hodonín.
- Stráník Z. - Molčíková V. (1981): Untermiozän nordöstlich von Pouzdřany. — Věst. Ústř. Úst. geol., 55, 2, 93—100. Praha.
- Šmeral J. (1984): Die in der ČSSR angewandte Methodik zur geochemischen Untersuchung der organischen Substanz in Gesteinen. — IV. Wissenschaftliche Konferenz über chemische und physikalische Probleme der Untersuchung und Förderung von Erdöl und Erdgas. Brno.
- Tourtelot H. A. (1984): Minor-element composition and organic carbon content of marine and nonmarine shales of Late Cretaceous age in the western interior of the United States. — Geochim. cosmochim. Acta, 28, 1579—1604. Pergamon Press. New York.
- Velte H. D. (1987): Zur Entwicklungsgeschichte von Erdölen auf Grund geochemisch-geologischer Untersuchungen. — Erdöl Kohle Erdgas Petrochem., 20, 2, 76. Hannover.
- Vinogradov A. P. (1982): Sredneje sodržanije chimičeskich elementov. — Geochimija, 7, 555—563. Moskva.
- Wedepohl K. H. (1968): Chemical fractionation in the sedimentary environment. — In: L. H. Ahrens (ed.): Origin and distribution of the elements, 999—1016. Pergamon Press. Oxford.
- (1975): The contribution of chemical data to assumptions about the origin of magmas from the mantle. — Fortschr. Mineral., 52, 2, 141—172. Stuttgart.

## Geochemical evaluation of the Pouzdřany unit sediments

*(Summary of the Czech text)*

Marie Adamová

Received February 1, 1985

The Pouzdřany unit belongs to the marginal group of the Outer Carpathians flysch belt in Moravia and western Slovakia. It is a marginal nappe continuously outjutting between Strachotín and Újezd near Brno. Within the succession of strata of a stratigraphic range Upper Eocene — Eggenburgian are defined: the Pouzdřany Formation (Upper Eocene — Upper Oligocene) with the two developments — calcareous and non-calcareous, the Boudy Marls (Lower Miocene) and the Křepice Formation (Lower Miocene).

The variability of mineralogical and chemical composition of the sediments studied, and especially of the pelites, is connected with the general development of the Pouzdřany Formation sedimentary space. The studied sediments show a relatively low chemical maturity. The rocks of the Pouzdřany Formation are relatively the most mature (mean degree of chemical maturity), the lowest maturity was observed in the Křepice Formation (tab. 2).

The mean B contents and especially the equivalent B values point to a marine environment of sedimentation of all the sediments studied. The lowest equ. B contents occur in the uppermost part of the Pouzdřany unit, i.e. in the Křepice Formation. The achieved results are fully in accordance with the knowledge obtained from the study of the Silesian and Ždánice units (Adamová 1983a, 1986, Adamová - Stráník 1984). The Th/U ratio (one of the coefficients of the sedimentary environment) nowhere in the rocks observed reaches the value of 7. This ratio continuously increases (tab. 9) upwards (from 0.9 to 4.9). The given results indicate that the maximum B contents are present in the pelagic sediments (e.g. the Boudy Marls), whereas the flysch sediments (e.g. the Křepice Formation) exhibit relatively lower equ. B contents.

The content of the organic substance in sediments of the Pouzdřany unit is relatively stable, with a gentle increase towards the base. It reaches the maximum value in sediments of the calcareous development of the Pouzdřany Formation (tab. 5). Contrary to the Silesian and Ždánice units (Adamová 1983a, 1986), an essentially lower degree of carbonification was ascertained in the dispersed organic substance. In all the stratigraphic profile of the studied rocks the bituminous

compound represents only a high-molecular residue after the displacement of the migrable compound. Relatively highest contents were found within the diatomites and the Dynów Marlstones.

Maximum contents of rare earths elements and Y occur in the Křepice Formation, rather lower are those of the claystones of the non-calcareous development of the Pouzdřany Formation which, on the contrary, show the highest concentrations of Zr and Hf. The negative Eu anomaly (normalized to chondrites — fig. 2) is most prominent within the claystones of the Křepice Formation and the non-calcareous development, the minimum anomaly within diatomites and the Dynów Marlstones. Normalization to North American shales (fig. 3) shows that the pelites of the Křepice Formation are the closest in composition to these sediments. Rocks of the Pouzdřany unit as a whole represent the sediments corresponding to the well-developed Earth's crust.

A direct dependence between La and Th exists in the Pouzdřany unit as well as in the Silesian and Ždánice units of the Outer Carpathian flysch belt. Mean values of this ratio in the individual lithostratigraphic members fluctuate from 2.1 to 4.2 (fig. 4) being in accordance with papers by McLennan - Nance - Taylor (1980) and Bhatia and Taylor (1981).

The deposition environment of sediments of the Pouzdřany Formation non-calcareous development was relatively quiet with limited currents and it exhibited reduction, slightly alkaline character and normal salinity. A considerable content of kaolinite and a sporadic presence of feldspars (very low alkaline, especially  $\text{Na}_2\text{O}$  contents) speak in favour of intensive weathering of the source area represented by the Bohemian Massif.

The deposition environment of sediments of the non-calcareous development was quiet, with limited communication with the open sea, a negligible supply of clastic material and normal salinity. Lower contents of clastic quartz and carbonates and higher contents of clay materials, feldspars and the organic substance positively influenced concentration of a majority of trace elements. Increased Mo and V contents accompanied by higher U concentrations are typical of all sediments of the Pouzdřany Formation. An increased amount of these elements is connected with their ability of biochemical concentration and sorption into dispersed organic substance. A primary source of a certain proportion of these elements is the volcanic material (a presence of zeolites and high montmorillonite contents, contents of U, Th, R.E.E., and values of ratios of selected couples of trace elements).

The Boudy Marls are pelagic sediments that were depositing in the time of a relative tectonic quiet. A marked decrease in Mo, U, S, Zr

contents and to a smaller extent in the amount of the organic substance with regard to the underlying Pouzdřany Formation is typical of these sediments. Compared to sediments of the Křepice Formation the  $\text{SiO}_2$  contents of which are almost identical, the Boudy Marls exhibit markedly lowered  $\text{Al}_2\text{O}_3$  and alkali concentrations. The summary of results yielded from investigation of the Boudy Marls has indicated that besides quartz and/or cristobalite  $\text{SiO}_2$  is present also in an amorphous form similarly as in case of silicites and the Dynów Marlstones. Increased contents of  $\text{SiO}_2$  and the form of its occurrence together with increased V concentrations within the Boudy Marls are in accordance with a high percentage of quartz microfossils, especially of radiolarians, marine diatomites, and siliceous sponge spicules (Stráník - Hanzlíková - Jurášová 1981).

A marked change in sedimentation occurs at the boundary between the Boudy Marls and the Křepice Formation. The supply of clastic material (quartz, feldspars, clay minerals — increased contents of  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , alkalies, sums of ferrum oxides) increases with the onset of this sedimentation. Generally, the course of this sedimentation is relatively rapid. An association of mica materials with chlorites and predominance of dolomite in the carbonate admixture are typical of these rocks.

Also the increased Y, Ti, Th, Cr concentrations and maximum contents of rare earths elements (R.E.E.) are typical of the Křepice Formation (tab. 3, 4). Lower Zr and Hf concentrations correspond to a prominent change in quantitative composition of the heavy mineral fraction in which, contrary to the underlying sediments, garnet dominates within the Křepice Formation. The values of ratios of La/Th, Th/U, Th/Yb and of selected couples of trace elements, same as the mineralogical composition indicate that the volcanic rocks could take part in sedimentation of the Pouzdřany Formation. Increased Zr, Hf, Th, rare earths contents and values of observed ratios of trace elements, especially in claystones of the non-calcareous development, indicate a notable participation of chemically mature sedimentary rocks and of rocks granitoid in nature. The main source of the material of the Křepice Formation were older sediments in the source area of which also the metamorphosed rocks were present; the influence of re-deposited rocks of a volcanic provenience cannot be excluded (values of La/Th, Ti/Zr, V/Zr, Cr/Ni, V/Ni, Ti/Cr ratios, lowered Zr and Hf contents).

Sediments of the Křepice Formation of the Pouzdřany unit are to a considerable degree similar to the rocks of the Ždánice-Hustopeče Formation and to those of the Krosno Formation of the Ždánice and Silesian units. Contrary to the above-given sediments, the Křepice claystones exhibit higher feldspar contents and a minimum admixture of



carbonates in which dolomite and a negligible amount of pyrite prevail. Higher contents of  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  and a minimum amount of  $\text{CaO}$  correspond to this characteristics. The Křepice Formation shows higher concentrations of Fe, Mn, P, furthermore Ba, Rb, Cu, Zn and especially of Ti, Th, Hf, Y and rare earths elements; values of a majority of ratios of selected elements stand close to each other. Both the absolute and equivalent boron contents are very similar.

Summary of these facts has led to a consideration supposing a similar source of clastic material carried into the sedimentary basin in the time of the Křepice Formation deposition as during the deposition of the Ždánice-Hustopeče Formation and the Krosno Formation. A certain geochemical and mineralogical difference of the Křepice Formation and the sediments compared most probably depends on paleogeographic and paleotectonic conditions that by the end of the Oligocene influenced the outer margin of the geosynclinal space of the Carpathian flysch belt.

*Přeložila G. Buberlová*

### Explanation of tables

Table 1. Mean contents ( $\bar{x}$ ) and concentration ranges (min.—max.) of oxides of the major elements in rocks of the Pouzdřany unit.

Table 2. Mean values of ratios of selected oxides of major elements in rocks of the Pouzdřany unit.

Table 3. Mean contents (in ppm), standard deviations and concentration ranges of studied trace elements in the rocks of the Pouzdřany unit ( $\bar{x}$  — arithmetic mean,  $m$  — median,  $\bar{x}_g$  — geometric mean,  $s, s_g$  — arithmetic and geometric standard deviation, min.—max. — concentration range,  $V\%$  — variation coefficient, st. — traces).

Table 4. Mean values of ratios of selected pairs of elements in rocks of the Pouzdřany unit.

Table 5. Total contents of organic substance and of individual genetic types ( $C_{org}$ ,  $C_{res}$ ,  $C_{hum}$ ,  $C_{bit}$ ) expressed in mass % of C in the rock, percentage of these genetic types expressed in so-called carbon balance and values of the coefficient of bitumenization in sediments of the Pouzdřany unit.

Table 6. Results of pyrolysis in selected samples studied.

Table 7. Total content of n-alkanes (in %); sums of contents of odd and even n-alkanes (in  $\mu\text{g/g}$ ) and values of ratios of the sum of odd and even n-alkanes in sediments of the Pouzdřany unit.

Table 8. Mean contents [median] and concentration ranges (in ppm) of rare earths elements (R.E.E.), U, Th, Y, Hf and average values of the ratios of La/Th, Th/Yb, La/Ce, Hf/Zr, K/Th, Th/U in rocks of the Pouzdřany unit. CH — values of ratios of assessed contents of the given elements to the contents established for chondrites (K. H. Wedepohl 1975); NAS — the same with respect to contents in North American shales (M. A. Haskin et al. 1968).

Table 9. Average contents of B (ppm) in the individual lithostratigraphic complexes of the Pouzdřany unit, number of samples that were re-calculated to equivalent B, its mean values and mean values of the Th/U ratio.

### Explanation of text-figures

1. Average contents ( $\bar{x}$ ) of trace elements in sediments of the Pouzdřany unit.  
A — Pouzdřany Formation, calcareous development — calcareous claystones and marlstones; B-E — Pouzdřany Formation, non-calcareous development; B — claystones, C — cherts, D — diatomites, E — Dynów Marlstones; F — Boudy Marls — calcareous claystones, marls; G — Křepice Formation — claystones.
2. Distribution of R.E.E. in rocks of the Pouzdřany unit (normalized with respect to chondrites after K. H. Wedepohl (1975).  
1 — Křepice Formation — claystones; 2 — Boudy Marls; 3–5 — Pouzdřany Formation, non-calcareous development: 3 — Dynów Marlstones, 4 — diatomites, 5 — claystones; 6 — Pouzdřany Formation, calcareous development — calcareous claystones.
3. Distribution of R.E.E. in rocks of the Pouzdřany unit (normalized with respect to North American shales — NAS after M. A. Haskin et al. 1968).  
For explanation see fig. 2.
4. Point diagram of La-Th (mean values of the La/Th ratio).  
Silesian unit a 1–17: 1 — Krosno Formation — claystones; 2–3 — Menilitic Formation: 2 — claystones; 3 — cherts; 4–5 — Submenilitic Formation: 4 — variegated development — claystones, 5 — reducing Paleocene — claystones, 6 — Istebna Member — claystones; 7–10 — Godula Group: 7 — upper part — claystones, 8 — middle part — claystones, 9 — lower part — claystones, 10 — Variegated Member — claystones; 11 — Lhoty Member — claystones; 12 — Veřovice Member — silicified claystones; 13–14 — Těšín-Hradiště Formation: 13 — Hradiště Member — calcareous claystones, 14 — Upper Těšín Member — claystones and calcareous claystones; 15 — Lower Těšín Member — calcareous claystones, marlstones; 16 — Subcherty Member — claystones; 17 — tuffites.  
Ždánice unit b 1–13: 1–2 — Ždánice-Hustopeče Formation: 1 — flysch development — claystones, calcareous claystones, 2 — pelitic development — calcareous claystones; 3–7 — Menilitic Formation: 3 — Šitbořice Member — claystones, 4 — Dynów Marlstones, 5 — Cherty Member — claystones, 6 — Cherty Member — cherts, 7 — Cherty Member — diatomites; 8 — Subcherty Member — claystones, calcareous claystones; 9–12 — Submenilitic Formation: 9 — Globigerina Marls, 10 — variegated development — claystones, 11 — mottled development — claystones, 12 — reducing development — claystones; 13 — tuffites.  
Pouzdřany unit c 1–6: 1 — Křepice Formation — claystones; 2 — Boudy Marls; 3–5 — Pouzdřany Formation, non-calcareous development: 3 — Dynów Marlstones, 4 — diatomites, 5 — claystones; 6 — Pouzdřany Formation, calcareous development — calcareous claystones, marlstones.
5. Correlation diagram of Th and K in rocks of the Pouzdřany unit.  
For explanation see fig. 2.

## Геохимическая оценка осадочных пород поуздржанской единицы

В представленной работе дается геохимическая характеристика пород поуздржанской единицы (краевая группа флишевой зоны внешних Карпат). Переменчивость химического состава изученных осадочных пород, особенно пелитов, связана с общим развитием седиментационной площади поуздржанской единицы. Изученные осадочные породы отличаются относительно низкой химической зрелостью. Средние содержания В, а особенно значения эквивалентного В, указывают на морскую среду осадкообразования. Для всех пород поуздржанской свиты характерны повышенные содержания Мо и V, сопровождаемые повышенными концентрациями U. Первичным источником определенной доли упомянутых элементов является вулканический материал. Для кршелицкой свиты характерны повышенные концентрации Y, Ti, Th, Cr и максимальные содержания редкоземельных элементов. Эти осадочные породы до значительной степени похожи на породы жданицко-густопечской свиты и кросненских слоев жданицкой и силезской единиц. Можно предполагать подобный источник обломочного материала, привносимого в бассейны осадконакопления во время отложения упомянутых пород.

*Přeložil A. Kříž*



**SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD**  
**JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES**

**g e o l o g i e**

**g e o l o g y**

**43**

Vydal Ústřední ústav geologický  
v Akademii, nakladatelství Československé akademie věd  
Praha 1988

Vědecký redaktor: RNDr. Zdeněk Kukač, CSc.

Obálku navrhl Miloslav Cihelka [D]  
Odpovědná redaktorka: Vlasta Čechová  
Překlady: Gabriela Buberlová, Antonín Kříž  
Český text redigovala Šárka Beránková  
Technická redaktorka: Hana Chmelíková

Vydání I. — 244 stran (61 obr.), 16 křídových příloh, 3 skládané přílohy  
Vytiskly Moravské tiskařské závody, n. p., Olomouc, závod 30, Gottwaldov  
— 43740-87  
18,39 AA — 18,56 VA  
Náklad 850 výtisků — 03/9 — 9424 — 21-023-88

Cena brožovaného výtisku Kčs 36,—

509/827