

SBORNIK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES

g e o l o g i e

g e o l o g y

45

Publikace Ústředního ústavu geologického,
nositele Řádu republiky a Řádu práce

Vědecký redaktor

RNDr. ZDENĚK KUKAL, CSc.

Diskuse o pracích se konala na poradním sboru vědeckého redaktora
dne 11. října 1988

© Ústřední ústav geologický, 1990

*1990
1. číslo
10. 1. 1990*

**SBORNÍK GEOLOGICKÝCH VĚD
JOURNAL OF GEOLOGICAL SCIENCES**

*1990
1. číslo
10. 1. 1990*

g e o l o g i e

g e o l o g y

45



**VYDAL ÚSTŘEDNÍ ÚSTAV GEOLOGICKÝ
V AKADEMII, NAKLADATELSTVÍ ČESKOSLOVENSKÉ AKADEMIE VĚD
PRAHA 1990**

ISBN 80-7075-002-2

OBSAH

Vejnar, Z.: Kontaktní dvůr kdyňského masívu v jihozápadních Čechách. — The contact aureole of the Kdyně massif, south-west Bohemia	9
Opletal, M. - Jelínek, E. - Pecina, V. - Pošmourný, K. - Poubová, E.: Metavulkanity jihovýchodní části lugu, jejich geochemie a geotektonická interpretace. — Metavolcanites of the SE part of the Lugicum, their geochemistry and geotectonic interpretation	37
Dvořák, J.: Geology of Palaeozoic sediments of the deep borehole Jablůnka 1 (Beskydy Mts., NE Moravia) — comparison with the deep borehole Münsterland 1. — Geologie paleozoických sedimentů vrtu Jablůnka 1 (Beskydy) — srovnání s vrtem Münsterland 1	65
Skoček, V.: Stefanská jezernédeltová sekvence ve středních a severovýchodních Čechách. — Stephanian lacustrine-deltaic sequence in central and north-eastern Bohemia	91
Hurník, S.: Clastic dikes in the brown coal seam near Most in the North Bohemian Basin (Miocene). — Klastické žíly v hnědouhelné sloji u Mostu v severočeské pánvi (miocén)	123



Sbor. geol. věd	Geologie 45	Str. 9—35	5 obr.	6 tab.	8 přl.	Praha 1990 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	--------------	-----------	-----------	-----------	------------------------------

Kontaktní dvůr kdyňského masívu v jihozápadních Čechách

The contact aureole of the Kdyně massif, south-west Bohemia

Zdeněk Vejnár¹

Předloženo 7. října 1987

1 : 50 000
21-22, 24
21-41, 42

*Bohemian Massif
Contact metamorphism
Metasedimentary rocks
Metavolcanic rocks
Cadomian orogeny*

Vejnár, Z. (1990): Kontaktní dvůr kdyňského masívu. — Sbor. geol. Věd, Geol., 45, 9—35. Praha.

V ý t a h: Kontaktní dvůr má složitou asymetrickou zonální stavbu. Její vznik byl ovlivněn disformním uložením masívu k průběhu izográd kadomské regionální metamorfozy, která přeměnila původní vulkanosedimentární sekvenci svrchně proterozoických hornin v soubor fylitů, zelených břidlic, svorů, parul a amfibolitů. Intenzita následné kontaktní přeměny těchto hornin dosáhla maxima v enklávách pyroxen-olivinitického rohovce, uzavřených v olivinitickém gabru masívu. Z metalogenního hlediska vedla tato přeměna k redistribuci a další lokální koncentraci drobných, regionálně metamorfních akumulací pyrotinu v metapelitových i metabazických horninách a významně tak přispěla ke vzniku metamorfoenních ložisek pyrotinové rudy u Pocinovic a Orlovic.

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

Úvod

Výrazná termální aureola, kterou je lemována pozdně kadomská (kambrická) bazická intruze kdyňského masívu (Vejnár 1986), je složena z petrograficky velmi pestré sekvence kontaktních hornin. Tyto horniny vznikly přeměnou krystalických břidlic domažlického krystalinika, představujících kadomsky regionálně metamorfované peliticko-psamitické a vulkanogenní uloženiny svrchně proterozoického stáří.

Disformní uložení masívu vzhledem k průběhu kadomských regionálně metamorfních zón způsobuje značné rozdíly v prostorovém dosahu kon-

taktní přeměny (obr. 1): kontaktní aureola je nejmohutněji vyvinuta podél sv. výběžku masívu, kde je asi 2 až 4 km široká. Zde je převážně složena z kontaktních, místy skvrnitých nebo plodových břidlic, vzniklých z krystalických hornin chloritové a biotitové zóny. Směrem k JZ, tj. souhlasně s gradací regionálně metamorfních zón, se kontaktní dvůr postupně zužuje a je převážně budován rohovci, vzniklými z hornin biotitové a především granátové zóny. Tyto rohovce postupně přecházejí v jz. a j. směru do krystalických břidlic se stále méně patrnými znaky termální rekrystalizace a jejich výskyt se omezuje na bezprostřední kontakty nebo enklávy v horninách masívu.

Kontaktní aureola má zřetelnou zonální stavbu, zvláště výrazně vyvinutou v sv. oblasti masívu. Tato stavba je odrazem změn ve struktuře i minerálním složení kontaktních hornin, závislých na měnících se podmínkách rekrystalizace. V souboru peliticko-psamitických hornin dochází k přeměně původních fylitů a svorů v biotit-muskovitickou kontaktní břidlici, biotit-muskovitický rohovec a biotit-cordieritický rohovec. Bazické vulkanogenní horniny jsou v kontaktní aureole zastoupeny aktinolit-chlorit-epidotickou kontaktní břidlicí, amfibol-epidotickým rohovcem, amfibolickým rohovcem, amfibol-pyroxenickým rohovcem a pyroxen-olivinickým rohovcem.

V severovýchodní oblasti masívu splývá kontaktní aureola kdyňského masívu s kontaktní aureolou intruzivně mladšího stodského masívu. Podobně na JV dochází k překrývání kontaktních účinků kdyňského masívu a klatovské apofýzy středočeského plutonu.

Kromě uvedených horninových typů se v plášti masívu objevují polohy grafitické břidlice a silicitu, na kterých se kontaktní přeměna projevuje pouze rekrystalizací křemene.

Kontaktní horniny a jejich petrografie

Soubor peliticko-psamitických metamorfovaných hornin

Biotit-muskovitická kontaktní břidlice, místy skvrnitá (pořadí minerálů v názvech hornin je uspořádáno podle klesajícího obsahu, tj. v souladu s mezinárodní zvyklostí)

Přeměna fylitu v tuto kontaktní břidlici (příl. 1/1, 2), představující vnější část kontaktního dvora, počíná např. v okolí Kanic blastézou nahodile orientovaného muskovitu (o velikosti 0,2—1,0 mm), poikiliticky uzavírajícího minerály základní tkáně horniny, především křemen a plagioklas. Dále vzniká sytě hnědý biotit, často vytvářející drobné agregáty

s parketovitým uspořádáním jednotlivých lupínek, které se zřetelně liší svou stavbou od biotitu regionálně metamorfního původu (Vejnár 1982). Lokální rekrystalizace křemene, především jeho víceméně monominerálních pásků a hnízd, se projevuje vznikem dlažební struktury.

Podobně jako ve fylitu je i v kontaktní břidlici zachována vrstevnatost původního sedimentu i klastické tvary větších křemenných a živcových zrn.

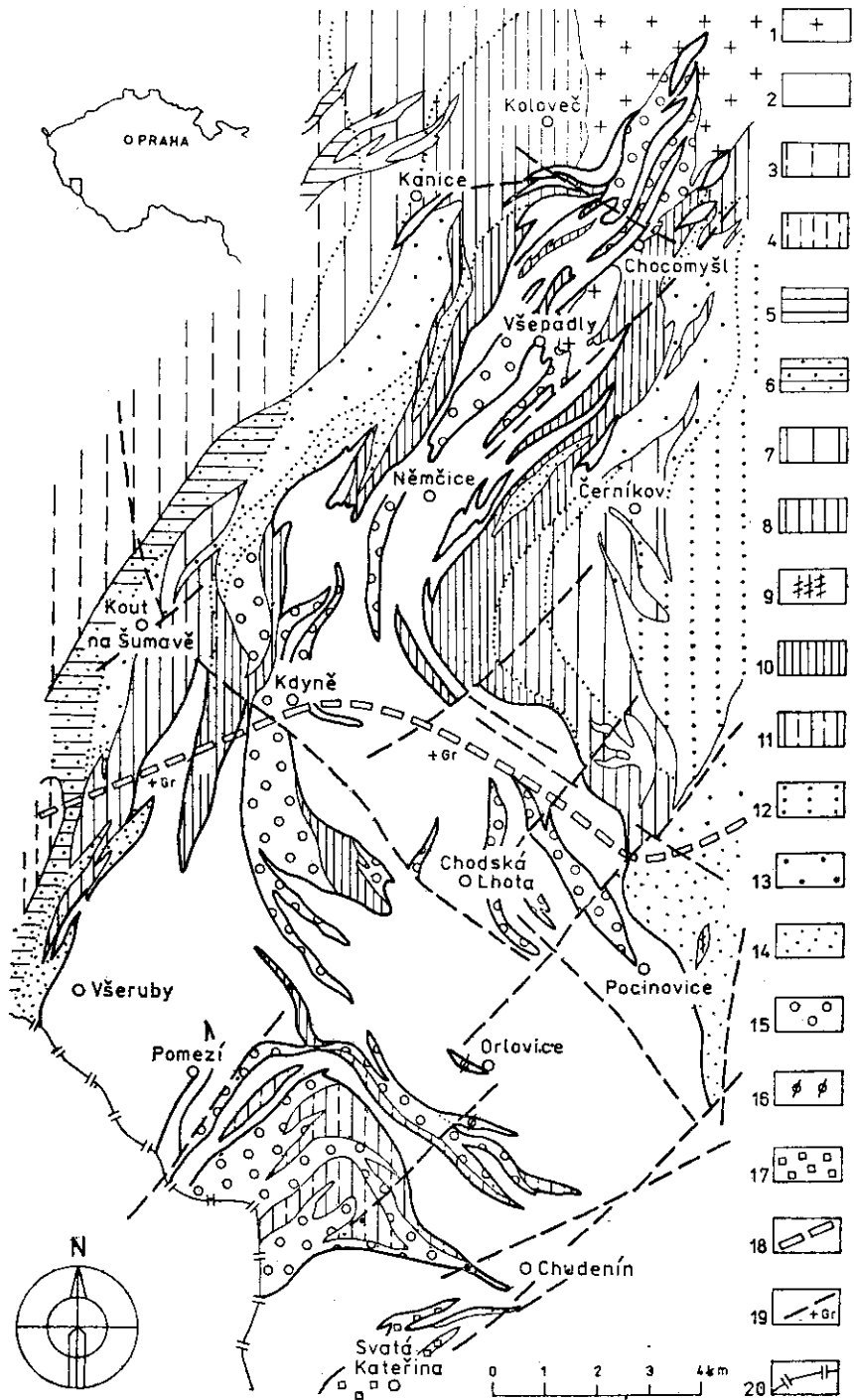
Lokálně, zřejmě v závislosti na primárním litologickém charakteru, se objevuje skvrnitá nebo plodová textura kontaktní břidlice (příl. II/1, 2). Makroskopicky patrné, 1 až 3 mm velké skvrny jsou tvořeny shluky jemných šupinek chloritu a sericitu, které nahrazují agregáty původního kontaktního biotitu, vzácně provázeného andalusitem nebo cordieritem. Na původní existenci těchto minerálů ukazují lokálně ve výbrusech přítomné kostrovité čtvercové nebo kosočtvercové průřezy sericit-chloritických pseudomorfióz.

Plody o velikosti 0,5—3 mm, přítomné především v kontaktní břidlici v. a jv. okraje masívu (okolí Černíkova a Chudenic), mají nápadnou zónální stavbu: jejich cordieritická jádra, ve výbrusech velmi tmavá, uzavírají v podobě inkluzí minerály základní tkáně. Jsou lemována světle oranžovým jemně šupinatým agregátem druhotných minerálů, vzniklých rozpadem kontaktního cordieritu. Následuje vnější, okrajová zóna, převážně složená ze sericitu. Její styk s okolní základní tkání horniny bývá provázen úzkým, často nesouvislým lemem biotitu. Porůznu se v této vnější zóně — podobně jako i v základní tkáni horniny — objevují ojedinelé, nahodile orientované poikiloblasty muskovitu o velikosti 0,03 až 0,2 mm. Texturní znaky ukazují, že tyto poikiloblasty patrně vznikly v mladší regresní fázi termální rekrystalizace horniny.

Biotit-muskovitický rohovec, místy s cordieritem

Buduje vnitřní část kontaktního dvora masívu. Má velmi výraznou dlažební strukturu, nápadnou zvláště křemenem a živcem bohatými páskami a polohami, představujícími původní drobové vložky. Slídou bohaté partie obsahují porfyroblasty muskovitu (velikost 0,1 až 0,5 mm) a shluky drobně šupinatého biotitu. Ojedinelé je přítomen novotvořený draselný živec. Vzácně byly pozorovány pseudomorfiózy sericitu po andalusitu. Reliktní granát bývá nahrazován cordieritem za vzniku novotvořeného korundu (příl. V/1).

V hornině jsou běžně přítomny velmi nepravidelně laločnatě omezené agregáty jemně šupinatého sericitu+chloritu, často obsahující inkluze biotitu, plagioklasu a křemene. Jak ukazují vzácně přítomné reliktky, tyto



agregáty vznikly přeměnou původních velmi nepravidelně omezených shluků cordieritových poikiloblastů, přeplněných inkluzemi uvedených minerálů a částečně vrostlých do okolní základní tkáně horniny (příl. III/1, 2).

Biotit-muskovitický rohovec místy (např. u Libkova v. od Loučimi) obsahuje malý podíl grafitické substance (~1 % C), způsobující jeho tma-vošedé až černé zbarvení. Hornina je výrazně tence páskovaná, provázená polohami grafitické břidlice s pyrit-pyrhotinovou mineralizací. Kontaktní biotit a muskovit tvoří drobné poikiloblasty. Přítomnost četných grafitem bohatých lamin umožňuje sledovat, jak původní sedimentární zvrstvení horniny ($S_1 \equiv S_1$) a jemu odpovídající systém břidličných ploch S_2 je kolmo přetínáno systémem klivážových ploch S_3 , na kterých je koncentrován kontaktní biotit, jehož jednotlivé lupínky jsou uspořádány podle dalšího systému ploch S_4 . Muskovitové poikiloblasty jsou v hornině orientovány nahodile.

Varieta rohovce s pyrotinovou mineralizací je především známa od Pocinovic, kde na ni bylo v minulosti kutáno jako na pyrotinovou, popř. železnou (limonitovou) rudu (E r b a n 1956). Je to jemnozrná, často zřetelně páskovaná hornina, v které je pyrotin, provázený malým podílem grafitu, jednak jemně rozptýlen, jednak zkoncentrován do nepravidelných žilek a hnízd, obvykle uložených paralelně s metamorfní foliací horniny. Kromě biotitu, křemene a plagioklasu je v hornině přítomen muskovit, vystupující zvláště hojně v pyrotinem bohatých partiích v podobě nahodile orientovaných idioblastů.

Biotit-cordieritický rohovec

Představuje horninu s nejvýraznějšími znaky termální rekrystalizace. Vystupuje v bezprostředním sousedství intruzív sv. a centrální části masívu, kde také tvoří četné xenolity i větší enklávy. Směrem k J a JZ přechází v pouze lokálně vyvinutý biotit-sillimanitický rohovec (okolí Pláně) a dále v mnohem více rozšířenou, pouze slabě kontaktně změněnou biotitickou pararulu s muskovitem.

1. Geologická mapa kdyňského masívu a jeho kontaktního dvora

1 — žula stodského masívu; 2 — diority, gabronority a gabra kdyňského masívu; 3 — biotitický fylit; 4 — dvojslídny svor; 5 — zelená břidlice; 6 — slabě kontaktně metamorfovaná zelená břidlice; 7 — biotit-muskovitická kontaktní břidlice, místy skvrnitá; 8 — biotit-muskovitický rohovec, místy s cordieritem; 9 — biotit-muskovitický rohovec s pyrotinem a grafitickým pigmentem; 10 — biotit-cordieritický rohovec; 11 — biotit-muskovitická pararula, kontaktně metamorfovaná; 12 — aktinolit-chlorit-epidotická kontaktní břidlice; 13 — amfibol-epidotický rohovec; 14 — amfibolický rohovec; 15 — amfibol-pyroxenický rohovec; 16 — pyroxen-olivinitický rohovec; 17 — amfibolit; 18 — izograda regionálně metamorfního granátu; 19 — zlomy; 20 — státní hranice

Rohovec má velmi výraznou dlažební strukturu a často obsahuje rekrystalované, žlutavě zbarvené reliktní žilky sekrečního křemene, vzniklé v období regionální metamorfózy. Porůznu se objevují drobné žilky křemen-plagioklas-ortoklasového mobilizátu, někdy přecházejícího v pegmatoidní hnízda s biotitem a vzácnějším cordieritem.

V substrátových partiích horniny je cordierit naopak velmi hojný, převážně však druhotně alterovaný, popř. muskovitizovaný. Intenzita této přeměny zřetelně stoupá od SSV k JJZ. Současně tímto směrem dochází k postupnému vymizení cordieritu a zániku dlažební struktury: rohovec přechází v biotit-muskovitickou pararulu s výraznou lepidogranoblastickou strukturou a jen se slabými znaky kontaktní rekrystalizace.

V přechodní zóně mezi těmito horninami se lokálně, např. v okolí Pláně, ležících 5 km jz. od Chodské Lhoty, objevuje biotit-sillimanitický rohovec. Hornina, makroskopicky připomínající pararulu, obsahuje již makroskopicky nápadné, až 5 mm dlouhé, tenké prizmatické krystaly sillimanitu s výraznou kostrovitě poikiloblastickou stavbou.

Kontaktně metamorfovaná biotit-muskovitická pararula

Vystupuje v j. části masívu, kde společně s amfibol-pyroxenickým rohovcem buduje rozsáhlý relikt (okolí Liščí) původního pláště, prořatý četnými žilnými tělesy leukokratní žuly patrně variského stáří. Hornina se také objevuje při jv. okraji masívu, kde lemuje jeho chudéninskou apofýzu.

Jde o páskovanou, převážně jemnozrnnou horninu s drobnými žilkami a hnízdy křemen-živcového mobilizátu. Původní drobné vrásková stavba je překryta slabou rekrystalizací, místy vedoucí k vzniku dlažební struktury.

Plagioklas An_{20} bývá idioblastický, podobný plagioklasu perlové ruly z pláště střeďočeského plutonu. Je nevýrazně zonální a na styku s lokálně se vyskytujícími draselnými živci bývá provázen myrmekitem. Kromě převládajícího sytě hnědého biotitu bývá přítomen lepidoblastický, příčně k foliaci horniny uložený muskovit. Vzácně se objevuje reliktní granát a v okolí Uhlíště také fibrolitický sillimanit.

Soubor metabazických hornin

Aktinolit-chlorit-epidotická kontaktní břidlice

Podílí se na stavbě pláště masívu při jeho v. okraji v. od Černíkova. Hornina vznikla slabou termální rekrystalizací zelené břidlice, od které se liší dlažební strukturou křemenných agregátů a křemenem bohatých

pásků s ojedinělým chloritem, popř. aktinolitem. Charakteristické jsou dále porůznu v hornině rozptýlené poikiloblasty epidotu. Spolu s chloritem vyplňuje tento minerál také četné, nahodile horninu protínající drobné žilky.

Amfibol-epidotický rohovec

Je nedokonale břidličnatá tmavě šedozeleňá hornina s relikty páskové stavby původní vulkanogenní horniny (převážně tufu). Ve výbrusech je dobře patrna dlažební struktura.

Hornina je jemnozrná, složená převážně z aktinolitu a plagioklasu. Dále je přítomen křemen a kolísavý podíl bledě zeleného obecného amfibolu. Chlorit je přítomen v akcesorickém množství. Porůznu se objevuje drobně zrnitý mobilizát, koncentrovaný do drobných, konformně s foliací horniny uložených žilek, složených z epidotu a křemene.

Amfibolický a amfibol-pyroxenický rohovec

Tyto horniny se vyznačují velmi výraznou dlažební strukturou. V amfibolickém rohovci (příl. V/2) postupně klesá podíl aktinolitu ve prospěch bledě zeleného až hnědozeleného, obvykle krátce sloupcovitého obecného amfibolu. Epidot ani chlorit není přítomen. Drobná hnízda mobilizátu jsou složena z křemene, plagioklasu a malého podílu hypauto-morfního obecného amfibolu.

Amfibol-pyroxenický rohovec, bezprostředně sousedící s horninami masívu a budující četné xenolity i větší enklávy v těchto horninách, především dioritech, obsahuje četné partie křemen-plagioklas-amfibolového mobilizátu a bývá často prořezána drobnými žilkami tonalitu. Kromě páskované variety se zvláště v hlubších částech masívu, např. v okolí Hyršova a Nové Vsi, objevuje varieta homogenní, která jak makroskopicky, tak ve výbrusech je často obtížně odlišitelná od drobnozrného amfibol-pyroxenického dioritu. V takových partiích se kromě monoklinického pyroxenu objevuje také romboický pyroxen (hypersten). Směrem k J, tj. do oblasti s vyšším stupněm kadomské regionální metamorfozy, ležící j. od granátové izogrady (obr. 1), se rohovecový charakter struktury této horniny postupně vytrácí a přechází ve strukturu granoblastickou, typickou pro normální amfibolit.

Hnědý nebo zelenohnědý obecný amfibol rohovce je místy výrazně poikiloblastický (příl. VI/2), popř. cedníkovitý, a obsahuje četné inkluze plagioklasu nebo křemene. Obsah narůžovělého monoklinického pyroxenu

značně kolísá, někdy tento minerál chybí, jindy vytváří téměř monominerální pásy s intergranulárním pyrrhotinem. Zpravidla lze pozorovat závislost jeho výskytu na křemenem bohatých (erlanových) páscích.

V amfibolickém i amfibol-pyroxenickém rohovci se místy objevují několik decimetrů až metrů mocné polohy s charakteristickým akcesorickým podílem pyrrhotinu. Na povrchu se prozrazují limonitickým zvětráváním. Pyrrhotin je převážně jemně rozptýlen, místy, zvláště v rohovcových enklávách uzavřených v pyroxenickém dioritu, lze pozorovat jeho výraznou lokální segregaci, vedoucí ke vzniku monominerálních čoček a hnízd decimetrových rozměrů (okolí Dobříkova).

Pyroxen-olivinický rohovec, místy s pyrrhotinem

Vyskytuje se v centrální, gabroidními horninami tvořené části kdyňského masívu, kde buduje ojedinělé enklávy v gabru a olivinickém gabrodioritu (okolí Orlovic). Je to jemnozrnná tmavě zelenošedá až černošedá, nevýrazně páskovaná hornina, která se při větrání rozpadá v kostičkovitý skelet. Zvětralé úlomky jsou pokryty limonitovými kůrami.

Hornina má výraznou rohovcovou stavbu, především danou izometrickým tvarem krystalů růžově šedého monoklinického pyroxenu, odpovídajícího diopsidu, a plagioklasu An_{55-70} . Dále bývá přítomen načervenalé hnědý amfibol. Lokálně velmi hojný olivín (příl. VIII/1, 2) je výrazně laločnatě omezený, poikiloblastický. Podíl pyrrhotinu velmi kolísá, maxima (ca 15—20 %) dosahuje v partii odkryté krátkou štolou raženou ze staré pinky, situované na vrcholku Orlovické hory (tzv. Zlatá jáma). Z akcesorií je dále přítomen ilmenit a rutil. Š m e j k a l (1958) popsal pyrrhotinem bohatou varietu této horniny z Orlovické hory jako mikro-diorit.

Kontaktně migmatitizovaný amfibolit, místy s polohami leptynitu

Podílí se na budování pláště masívu v jeho jv. části v okolí Svaté Kateřiny. Jde o páskovaný pyroxenický amfibolit, místy s granátem, který je v dosahu kontaktního působení kdyňského masívu postižen lokální migmatitizací. Dochází k nápadnému zvětšení zrnitosti substrátu horniny (velikost zrn 1—3 mm) a vzniku hnízd a žilek drobně až hrubě zrnitého křemen-plagioklasového mobilizátu (příl. VII/2), v kterém se porůznu objevují až 5 mm velké idioblasty hnědozeleného amfibolu. Bazicitu plagioklasu klesá oproti složení v původním amfibolitu, odpovídajícímu andezínu An_{42-50} , na hodnotu An_{33} . Na leptynitových polohách není kontaktní účinek masívu patrný.

Minerály kontaktně metamorfovaných bazických hornin

Pozornost byla věnována především minerálům hornin vyšších metamorfních stupňů počínaje facií amfibolických rohovců, kde na rozdíl od nižších stupňů lze pozorovat zřetelné diference oproti minerálům hornin pouze regionálně metamorfovaných (Vejnár 1977) i minerálům dioritických a gabroidních hornin kdyňského masívu (Vejnár 1986).

Skupina obecného amfibolu

Variace v chemickém složení amfibolů (tab. 1) jsou dobře patrné z diagramu na obr. 2, vyjadřujícímu poměr Mg ku Si v klasifikačním schématu Le a k a (1968), založeném na množství Ca, Na, K, Si, Ti, Mg, Fe a Mn v standardní cele.

Charakteristickým znakem studovaného souboru je poměrně značné rozpětí železnatosti vyjádřené indexem X_{Fe} ($X_{Fe} = \frac{Fe}{Fe+Mn+Mg}$), které se pohybuje u amfibolů z amfibolického a amfibol-pyroxenického rohovce v přibližném rozmezí od 0,30 do 0,45. U amfibolů pyroxen-olivinického rohovce se objevují extrémní hodnoty tohoto indexu: v horninové varietě bohaté pyrhotinem je obvykle přítomen amfibol (anal. 20 v tab. 1) extrémně chudý železem ($X_{Fe} = 0,2$) a naopak ve varietě bez pyrhotinu (anal. 10 a 11 v tab. 1) je tento minerál výrazně železnatý ($X_{Fe} = 0,60$). Stejnou závislost lze pozorovat také v amfibol-pyroxenickém rohovci, kde vysoce hořečnatý amfibol (např. anal. 17 v tab. 1) je přítomen ve varietě bohaté pyrhotinem, popř. tvoří lemy kolem pyrhotinových zrn v rohovci, kde je tento rudní minerál zastoupen pouze v akcesorickém množství.

Z rozboru Si/Al^{IV} substituce vyplývá, že tento poměr zřetelně stoupá s intenzitou termální rekrystalizace hornin, tj. v řadě amfibolický rohovec+amfibol-pyroxenický rohovec-pyroxen-olivinický rohovec. Souhlasně s tímto trendem dochází k postupnému zvyšování podílu obsahu Ca+Na+K (rozmezí 1,2–2,6 atomů), který u amfibolů z pyroxen-olivinického rohovce a rohovce s podílem rombického pyroxenu ojedinele přesahuje klasifikační limit 2,5 (anal. 6, 10, 17 a 20 v tab. 1), takže příslušné amfiboly odpovídají pargasitu, popř. hořečnatému hastingsitu.

Uralitizace, postihující kromě vyvřelých hornin masívu (Vejnár 1986) také rohovce jeho pláště, způsobuje mírný pokles stupně Si/Al^{IV} substituce v rozsahu ca 0,25 atomů Al^{IV} (viz amfibolové páry 10–11, 14–13 a 19–18 v tab. 1 a na obr. 2). U železnatějších amfibolů je tato přeměna provázena změnou barvy z hnědé na modravě zelenou za současného poklesu obsahu TiO₂.

Zvláštní skupinu tvoří amfiboly amfibol-pyroxenického rohovce s žil-

Tabulka 1
Chemické složení amfibolu

analýza	1	2	3	4	5	6	7	8	9
vzorek	521	47	52	52	53	336	978	907	924
SiO ₂	46,84	46,15	47,22	47,74	47,29	43,76	49,07	51,38	48,78
TiO ₂	2,50	0,50	1,07	1,06	1,02	2,89	1,21	0,46	0,47
Al ₂ O ₃	8,94	7,36	5,95	5,91	7,95	10,43	6,90	5,44	5,51
FeO _{celk.}	11,10	18,00	16,93	16,63	14,15	9,43	16,09	11,68	14,75
MnO	0,20	—	—	—	—	0,26	0,25	0,56	0,24
MgO	15,34	11,46	13,72	14,06	15,80	15,28	13,37	15,90	13,13
CaO	11,79	11,89	11,29	11,76	10,83	12,76	10,92	11,01	13,45
Na ₂ O	1,33	0,84	0,77	0,90	0,96	1,52	0,86	0,44	0,76
K ₂ O	0,54	0,64	0,09	0,08	0,18	0,35	0,04	0,26	0,02
součet	98,38	96,84	97,04	98,19	98,18	96,68	98,71	97,13	97,11
vzorce počítané na základ 23 {O}									
Si	6,73	6,98	7,05	7,04	6,88	6,43	7,13	7,42	7,22
Al ^{IV}	1,27	1,02	0,95	0,96	1,12	1,57	0,87	0,58	0,78
Al ^{VI}	0,25	0,30	0,10	0,07	0,24	0,24	0,31	0,35	0,18
Ti	0,27	0,08	0,12	0,12	0,11	0,32	0,13	0,05	0,05
Fe	1,34	2,28	2,11	2,06	1,72	1,16	1,96	1,41	1,83
Mn	0,02	—	—	—	—	0,03	0,03	0,07	0,03
Mg	3,39	2,58	3,05	3,09	3,42	3,35	2,90	3,42	2,90
Ca	1,82	1,93	1,81	1,86	1,69	2,01	1,70	1,70	2,13
Na	0,37	0,25	0,22	0,28	0,27	0,43	0,24	0,12	0,22
K	0,10	0,12	0,02	0,02	0,03	0,07	0,01	0,05	—
Y	5,18	5,22	5,38	5,34	5,49	5,10	5,33	5,30	4,99
X	2,29	2,30	2,05	2,14	1,99	2,51	1,95	1,87	2,35

Petrografické označení a situace vzorků, ze kterých byly zhotoveny analýzy minerálů, uvedených v tabulkách 1, 2, 3, 4
 47 — amfibolický rohovec; skelet na vrcholu kóty ležící 1,5 km sz. od Všerub; 48 — amfibol-pyroxenický rohovec; opuštěný lom na j. rozsoše Škarmanu 1,3 km s. od Kdyň; 52 — amfibolický rohovec; skelet na kótě 553 1 km zjz. od Němčic; 53 — amfibolický rohovec; skalní výchoz při okraji lesa 0,4 km s. od Studáněk; 55 — pyroxen-olivínický rohovec s pyrhotinem; balvany u lesní cesty z Orlovic do Liščí, 1,5 km j. od Orlovic, v místě odbočky na Jezvinec; 336 — amfibolický rohovec; jámy po těžbě kamene při v. okraji Všerub; 521 — pyroxen-amfibolický rohovec tvořící uzavřeniny v dioritu; opuštěný lom 1,6 km sv. od Němčic při silnici do Bezpravovic; 641 — amfibol-pyroxenický rohovec s žilkami plagioklas-amfibol-pyroxenického mobilizátu; opuštěný lom 0,7 km sz. od Hyršova; 642 — plagioklas-amfibol-pyroxenický mobilizát z amfibol-pyroxenického rohovce; opuštěný lom 0,7 km sz. od Hyršova; 841 — pyroxen-amfibo-

kami plagioklas-amfibolického nebo plagioklas-amfibolického nebo plagioklas-amfibol-pyroxenického mobilizátu. Tyto amfiboly (anal. 21–26 v tab. 1) přesto, že koexistují s rombickými pyroxeny, vykazují relativně

Tabulka 1 (pokračování)

analýza	10	11	12	13	14	15	16	17	18
vzorek	877	877	953	920	920	964	878	841	849
SiO ₂	44,32	46,53	44,34	45,37	43,00	42,37	42,51	44,46	43,49
TiO ₂	1,41	0,11	2,61	0,22	0,03	2,97	2,35	2,07	1,02
Al ₂ O ₃	19,76	19,75	9,63	13,75	15,83	13,01	11,87	12,29	11,51
FeO _{celk.}	13,29	14,40	11,95	12,09	12,19	10,97	16,87	8,59	16,20
MnO	0,08	0,21	0,15	0,20	0,19	0,13	0,23	0,31	0,20
MgO	5,03	5,20	15,96	15,45	12,59	14,46	10,56	15,67	12,01
CaO	9,79	7,32	10,39	9,09	11,75	10,24	10,89	12,62	11,19
Na ₂ O	3,44	3,35	1,68	1,63	1,40	2,16	2,07	1,75	1,96
K ₂ O	0,43	—	0,44	0,05	0,04	0,23	0,07	0,72	0,12
součet	97,55	96,87	97,15	97,85	97,03	96,54	97,22	98,48	97,70
vzorce počítané na základ 23 (O)									
Si	6,43	6,72	6,51	6,52	6,29	6,24	6,39	6,38	6,48
Al ^{IV}	1,57	1,28	1,49	1,48	1,71	1,76	1,61	1,62	1,52
Al ^{VI}	1,81	2,08	0,16	0,85	1,02	0,50	0,49	0,46	0,50
Ti	0,15	0,01	0,29	0,02	—	0,33	0,27	0,22	0,12
Fe	1,61	1,74	1,47	1,45	1,49	1,35	2,12	1,03	2,01
Mn	0,01	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,03
Mg	1,09	1,12	3,49	3,31	2,75	3,17	2,36	3,35	2,67
Ca	1,52	1,13	1,64	1,40	1,84	1,61	1,72	1,95	1,78
Na	0,97	0,94	0,48	0,46	0,40	0,62	0,60	0,49	0,57
K	0,08	—	0,08	0,01	—	0,04	0,01	0,13	0,02
Y	4,67	4,97	5,43	5,66	5,28	5,37	5,27	5,10	5,33
X	2,57	2,07	2,20	1,87	2,24	2,27	2,33	2,57	2,37

lický rohovec s ojediněným olivínem, bohatý pyrrhotinem; dno jámy po těžbě limonitu na vrcholu Orlovické hory (pyrrhotinová ruda z tzv. Zlaté jámy); 849, 877, 878 — pyroxen-olivinický rohovec s amfibolem; skalní výchozy a skelet na v. hřbetu Orlovické hory při zarostlé lesní cestě; 892 — pyroxen-amfibolický rohovec; jáma po těžbě kamene při okraji lesa 2 km v. od Hyršova poblíž kóty 531; 907 — amfibol-pyroxenický rohovec s pyrrhotinem; skelet na hřebenu poblíž kaple sv. Bernharda, 1,8 km jz. od Jezvince; 920 — pyroxen-olivinický rohovec; skelet u zavaleného, zarostlého ústí štolky při j. okraji Orlovic; 924 — amfibol-pyroxenický rohovec; výchoz v ústí štolky na s. svahu Orlovické hory, 0,1 km sv. od vrcholu; 953 — amfibol-pyroxenický rohovec s poikilblastickým vývojem amfibolu; balvany při okraji lesa na sz. úpatí Jezvince, 1,1 km od vrcholu; 964 — pyroxen-olivinický rohovec s poikilblastickým vývojem amfibolu; skelet při silnici 1 km z. od Chudenína; 978 — amfibolický rohovec; skalní výchozy při okraji lesa 1 km s. od Ůlíkova

nízký stupeň Si/Al^{IV} substituce. Amfiboly pocházející z žilek mobilizátu mají zřetelně vyšší podíl edenitové molekuly než amfiboly sousedního substrátu.

Tabulka 1 (pokračování)

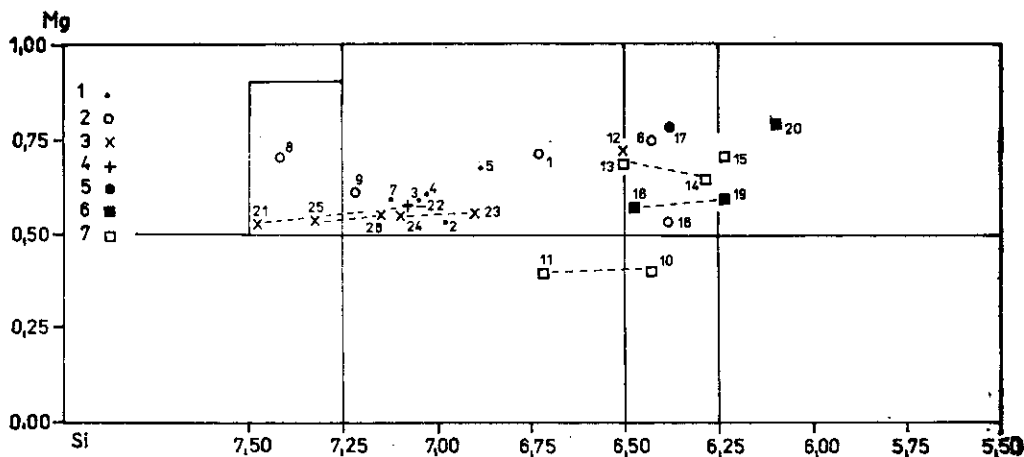
analýza	19	20	21	22	23	24	25	26
vzorek	849	55	642	642	892	892	641	641
SiO ₂	41,51	41,74	51,51	47,97	46,75	47,18	48,94	48,06
TiO ₂	2,37	2,77	1,16	1,34	1,77	1,51	0,87	1,34
Al ₂ O ₃	12,24	13,40	7,42	6,94	8,92	5,54	5,25	6,26
FeO _{celk.}	14,95	7,39	17,01	17,20	16,63	20,32	20,65	18,32
MnO	0,21	0,21	0,27	0,30	0,22	0,35	0,51	0,29
MgO	12,21	16,12	11,03	12,88	11,74	13,72	13,52	12,93
CaO	10,61	12,40	8,16	10,01	10,41	7,06	6,21	9,06
Na ₂ O	2,49	2,12	0,66	0,79	0,95	0,90	0,50	0,78
K ₂ O	0,18	0,23	0,31	0,32	0,43	0,33	0,26	0,32
součet	96,77	96,39	97,53	97,75	97,82	96,91	96,71	97,36
vzorce počítané na základ 23 (O)								
Si	6,24	6,11	7,48	7,08	6,90	7,10	7,33	7,15
Al ^{IV}	1,76	1,89	0,52	0,92	1,10	0,90	0,87	0,85
Al ^{VI}	0,41	0,42	0,75	0,29	0,45	0,08	0,26	0,25
Ti	0,27	0,31	0,13	0,15	0,20	0,17	0,10	0,15
Fe	1,88	0,90	2,06	2,12	2,05	2,56	2,59	2,28
Mn	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,01	0,06	0,04
Mg	2,73	3,52	2,39	2,84	2,58	3,07	3,01	2,86
Ca	1,71	1,94	1,27	1,58	1,64	1,14	1,00	1,44
Na	0,73	0,50	0,19	0,23	0,27	0,26	0,14	0,22
K	0,04	0,04	0,05	0,06	0,08	0,06	0,05	0,06
Y	5,32	5,18	5,36	5,44	5,31	5,89	6,02	5,58
X	2,48	2,58	1,51	1,86	1,99	1,46	1,19	1,72

Poznámka: Nízké obsahy CaO v analýzách některých amfibolů jsou způsobeny příměsí sekundárních Mg-, Fe-silikátů, vzniklých v regresní fázi metamorfních pochodů

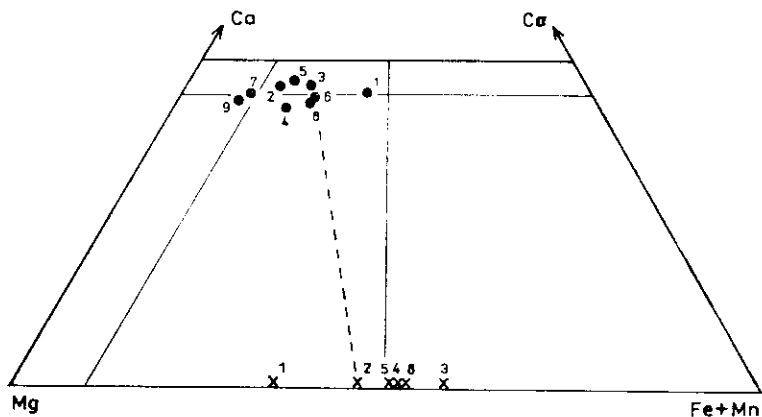
Analýzováno V. Miksou a Z. Kotrbou v laboratoři ÚÚG na elektronové mikrosondě ARL

Pyroxeny

Chemické složení kalciových pyroxenů, patrné z tab. 2 a obr. 3, se pohybuje na rozhraní řad diopsid—salit a endiopsid—augit. Variabilitu způsobuje měnící se železnatost, která je zřetelně závislá na obsahu rudních minerálů v hornině: maximálních hodnot dosahuje v horninách s akcesorickým ilmenitem, provázeným jen zcela ojedinělým pyrrhotinem, kdežto minimálních v pyroxenech rohovců s extrémně vysokým podílem pyrrhotinu. Zároveň se v těchto železem chudých kalciových pyroxenech objevují relativně vysoké obsahy TiO₂ (1,5 až 1,9 %) a Al₂O₃ (2,7 až 4,9 %).



2. Kalciové amfiboly kontaktních metabazických hornin v diagramu podle B. E. Leaka (1968)
 Typ mateřské horniny: 1 — amfibolický rohovec; 2 — amfibol-pyroxenický rohovec; 3 — substrát amfibol-pyroxenického rohovce; 4 — mobilizát amfibol-pyroxenického rohovce; 5, 6 — pyroxen-olivinický rohovec s hojným pyrhotinem; 7 — pyroxen-olivinický rohovec s akcesorickým ilmenitem a ojedinělým pyrhotinem. Koexistující amfiboly jsou spojeny čarami



3. Kalciové a rombické pyroxeny kontaktních metabazických hornin v diagramu Ca, Mg, Fe+Mn

Variace v obsazích ostatních oxidů jsou malé, bez zřetelných závislostí na typu mateřské horniny a její minerální asociaci.

Variabilita rombického pyroxenu (tab. 3, obr. 3) se pohybuje v rozmezí X_{Fe} 0,35 až X_{Fe} 0,58, tj. v poli hyperstenu a ferohyperstenu. Železnatost opět klesá souhlasně se zvyšujícím se podílem pyrhotinu v hornině. Charakteristický je relativně nízký a ve všech vzorcích přibližně stejný obsah

Tabulka 2

Chemické složení kalciového pyroxenu

analýza	1	2	3	4	5	6	7	8	9
vzorek	48	907	924	920	920	878	841	849	55
SiO ₂	53,20	54,20	50,29	50,93	49,11	53,13	51,06	51,07	49,70
TiO ₂	0,17	0,10	0,86	0,73	0,69	0,35	1,52	0,82	1,87
Al ₂ O ₃	0,60	0,77	2,78	2,58	2,23	1,43	2,68	2,27	4,87
FeO _{celk.}	14,90	7,65	10,21	9,34	8,94	10,80	5,07	10,75	4,87
MnO	—	0,64	0,33	0,29	0,23	0,32	0,47	0,31	0,28
MgO	10,14	14,12	12,73	14,64	14,42	13,06	16,42	13,36	16,68
CaO	21,06	22,29	22,20	20,97	24,50	20,90	22,60	21,56	21,14
Na ₂ O	0,21	0,16	0,33	0,23	0,28	0,30	0,38	0,39	0,43
součet	100,28	99,93	99,73	99,69	100,40	100,29	100,20	100,53	99,84
vzorce počítané na základ 6 (O)									
Si	2,01	2,01	1,90	1,91	1,85	1,98	1,88	1,91	1,83
Al	—	—	0,10	0,09	0,10	0,02	0,12	0,09	0,17
součet	2,01	2,01	2,00	2,00	1,95	2,00	2,00	2,00	2,00
Al	0,03	0,03	0,02	0,02	—	0,04	—	0,01	0,04
Ti	0,01	—	0,02	0,02	0,02	0,01	0,04	0,02	0,05
Fe	0,47	0,24	0,32	0,29	0,28	0,34	0,16	0,34	0,15
Mn	—	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Mg	0,57	0,78	0,72	0,82	0,81	0,73	0,90	0,75	0,92
Ca	0,86	0,89	0,90	0,84	0,99	0,84	0,89	0,87	0,83
Na	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,03
součet	1,96	1,97	2,01	2,02	2,13	1,99	2,04	2,03	2,03

Al₂O₃ (ca 0,7 %), čímž se pyroxeny rohovců zřetelně odlišují od rombických pyroxenů gabroidních hornin kdyňského masívu, v kterých tato hornina kolísá od 0,2 do 2 % (V e j n a r 1986).

Olivín

Chemické složení tohoto minerálu (tab. 4), charakteristického pro enklávy rohovců uzavřené v gabru a olivinickém gabronoritu Orlovické hory, je závislé, podobně jako u pyroxenů, na obsahu pyrhotinu v mateřské hornině. Ve varietě obsahující relativně vysoký podíl pyrhotinu

Tabulka 3

Chemické složení rombického pyroxenu

analýza	1	2	3	4	5	6
vzorek	953	878	642	642	892	641
SiO ₂	50,04	51,54	52,89	50,78	50,93	50,83
TiO ₂	0,17	0,15	0,27	0,17	0,16	0,20
Al ₂ O ₃	0,61	0,77	0,73	0,60	0,75	0,67
FeO _{celk.}	23,24	27,28	31,66	30,69	29,81	30,76
MnO	0,58	0,73	0,97	0,85	0,74	0,84
MgO	25,44	18,86	13,06	16,25	16,69	16,36
CaO	0,66	0,84	0,68	0,93	0,94	0,72
součet	100,74	100,17	100,26	100,27	100,02	100,38
vzorci počítané na základ 6 (O)						
Si	1,88	1,97	2,05	1,97	1,97	1,97
Al	0,03	0,03	—	0,03	0,03	0,03
součet	1,91	2,00	2,05	2,00	2,00	2,00
Al	—	—	0,03	—	—	—
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Fe	0,73	0,87	1,02	1,00	0,97	1,00
Mn	0,02	0,03	0,03	0,03	0,02	0,03
Mg	1,42	1,07	0,75	0,94	0,96	0,94
Ca	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
součet	2,21	2,01	1,87	2,02	2,00	2,01

(5 až 20 objemových %) je přítomen hyalosiderit, jehož železnatost kolísá od 0,46 do 0,34. V pyrhotinem chudé varietě a varietě bez pyrhotinu se objevuje hortonolit s hodnotami železnatosti od 0,56 do 0,64.

Chemismus kontaktních hornin

Chemické složení hornin, vzniklých kontaktní přeměnou fylitů, svorů a pararul, je uvedeno v tab. 5. Jejich geochemický charakter je dán převahou FeO nad MgO, Na₂O+K₂O nad CaO a u vzorků 1—4 také Na₂O nad K₂O. Je tedy shodný s charakterem svrchně proterozoických břidlic a drob (Cháb - Pelc 1973, Cháb *in* Cháb - Suk 1977) i jejich regio-

Tabulka 4
Chemické složení olivínu

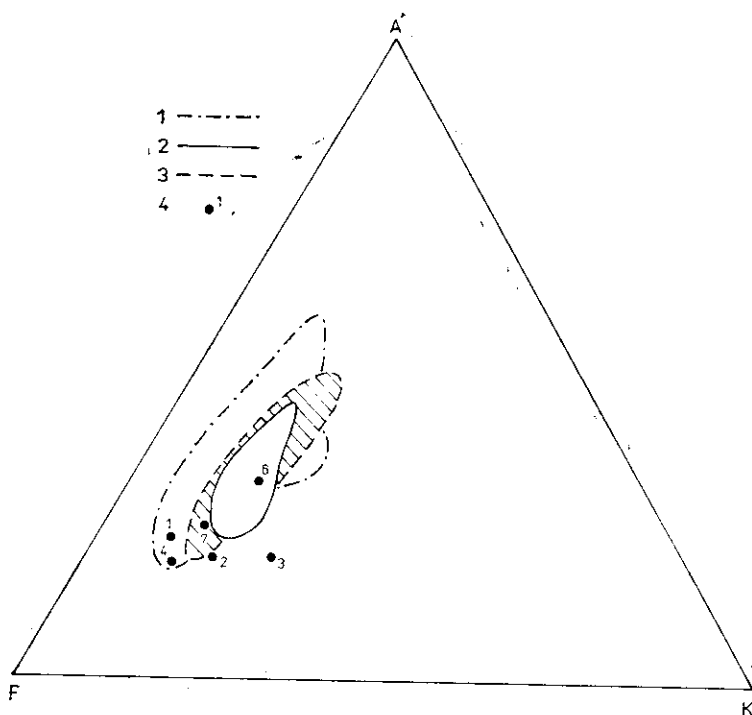
analýza	1	2	3	4	5
vzorek	877	920	964	849	55
SiO ₂	33,09	34,14	35,28	33,76	37,02
Al ₂ O ₃	—	0,07	0,43	0,02	—
FeO _{celk.}	49,70	38,63	34,25	45,45	29,64
MnO	0,73	0,51	0,34	0,63	0,68
MgO	15,49	26,14	30,49	20,46	33,42
součet	99,01	99,49	100,79	100,32	100,76
vzorce počítané na základ 4 (O)					
Si	1,01	0,97	0,97	0,99	0,99
Fe	1,26	0,92	0,79	1,11	0,66
Mn	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02
Mg	0,70	1,11	1,25	0,89	1,34
součet	1,98	2,04	2,05	2,02	2,02

nálně metamorfních ekvivalentů, zastoupených v domažlickém krystaliniku (Vejnár 1982). Vzorky 6 a 7 mají převahu K₂O nad Na₂O, jsou bohaté slídkami a pocházejí z území sousedícího se svory Královského hvozdu. Patrně odpovídají kaliem bohatším prachovcům a jílovitým břidlicím. Vzorek 5 je zcela anomální svým obsahem síry a uhlíku. Představuje polymetamorfně překrystalovanou kyzovou břidlici.

Variabilita chemického složení uvedených hornin je graficky vyjádřena v diagramu A'KF (obr. 4), ze kterého je patrna jejich těsná návaznost na chemismus drob, břidlic a prachovců barrandienského svrchního proterozoika.

Chemismus metabazických kontaktních břidlic a rohovců (tab. 6) odpovídá chemickému složení zelených břidlic a amfibolitů domažlického krystalinika (Vejnár 1972). V diagramu vyjadřujícím poměr Na₂O + K₂O k SiO₂ sleduje variační pole tohoto souboru rozhraní mezi alkalickými a subalkalickými bazalty — s těžištěm v poli subalkalického bazaltu (obr. 5).

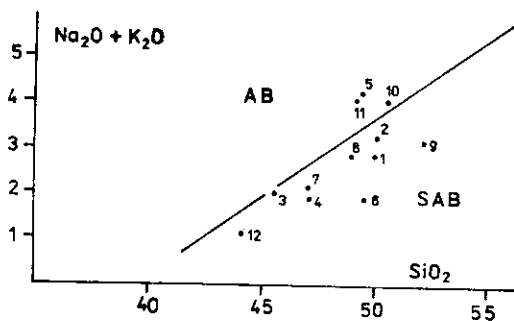
Výkyvy v obsazích síry ukazují, že vedle typů sírou chudých s obsahem 0,01 až 0,3 % jsou v souboru přítomny rohovce tímto prvkem relativně bohaté (anal. 12 v tab. 6), které obsahují makroskopicky patrný pyrrhotin.



4. Chemické složení kontaktních hornin vzniklých z peliticko-psamitických hornin v diagramu A'KF, kde $A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$, $K = K_2O$ a $F = FeO + MgO + MnO$, vyjádřeno v molekulárních hodnotách

1 — pole proterozoických drob; 2 — pole proterozoických břidlic a prachovců v asociaci s drobami podle J. Chába *in* J. Cháb - M. Suk (1977); 3 — pole regionálně metamorfovaných psamiticko-pelitických hornin domažlického krystalinika [Z. Vejnar 1982]; 4 — kontaktní peliticko-psamitické horniny pláště kdyžského masívu

5. Chemické složení kontaktních hornin vzniklých přeměnou zelených břidlic a amfibolitů v diagramu podle G. A. MacDonalda a T. Katsury (1964)
 AB — pole alkalických bazaltů;
 SAB — pole subalkalických bazaltů



Tabulka 5

Chemické složení kontaktně metamorfovaných metapelitových hornin

analýza	1	2	3	4	5	6	7
vzorek	774	819	820	854	855	803	797
SiO ₂	67,13	70,23	68,02	60,66	51,42	64,68	61,52
TiO ₂	0,84	0,57	0,61	0,86	0,49	0,89	0,70
Al ₂ O ₃	15,08	14,58	16,45	15,84	10,62	16,20	16,81
Fe ₂ O ₃	1,14	0,25	0,82	1,15	0,36	1,27	0,38
FeO	4,20	3,02	2,18	5,60	20,49	5,08	5,61
MnO	0,09	0,06	0,06	0,13	0,10	0,07	0,10
MgO	1,69	0,93	1,32	3,15	1,21	2,00	3,46
CaO	1,82	1,52	1,35	2,45	0,83	0,82	1,41
Na ₂ O	4,49	5,02	5,68	3,25	2,20	2,62	2,86
K ₂ O	1,48	1,82	2,74	2,46	2,39	3,60	3,31
P ₂ O ₅	0,16	0,15	0,25	0,17	0,08	0,09	0,15
CO ₂	0,005	0,03	0,02	0,08	0,02	0,02	0,15
H ₂ O ⁺	1,49	1,23	1,07	1,66	0,93	1,62	2,49
S	0,16	0,06	0,40	0,99	9,06	—	0,40
C	—	—	—	—	1,30	—	—
H ₂ O ⁻	0,28	0,31	0,40	0,15	0,41	0,31	0,30
součet	100,05	99,58	99,37	98,60	101,91	99,27	99,65

1 — biotit-muskovitický rohovec místy s cordieritem; opuštěný lom 0,4 km sv. od Starce; 2 — jemnozrný, křemenem bohatý biotit-muskovitický rohovec s cordieritem; opuštěný lom při lesní cestě 1 km ssz. od Modřina u Smržovic; 3 — biotit-muskovitický rohovec s pyrrhotinem; lokalita stejná jako u analýzy 2; 4 — biotit-muskovitický rohovec s ojedinělým granátem; halda dolu Eva u Pocinovic; 5 — pyrrhotinem bohatý biotit-muskovitický rohovec s grafitickým pigmentem; halda dolu Eva u Pocinovic; 6 — biotit-sillimanitický rohovec s přechody do kontaktně metamorfované biotitické pararuly s muskovitem; opuštěný lom v polích sz. od Pláně při silnici Vše-ruby—Nýrsko; 7 — biotit-muskovitická pararula s ojedinělým granátem, slabě kontaktně metamorfovaná; skelet v lese u opuštěného lomu ležícího poblíž samoty Radošín, z. od Skelné Hutě.
Analýzy byly provedeny v laboratoři ÚÚG pod vedením M. Huky

Závěr

Termální účinky pozdně kadomské intruze kdyňského masívu na krystalinický plášť, budovaný regionálně metamorfními krystalickými břidlicemi domažlického krystalinika, vytvořily výraznou, asymetricky zonální kontaktní aureolu, složenou z kontaktních břidlic a rohovců, zasahujících až do facie pyroxen-amfibolických rohovců. Regionální rozšíření jednotlivých členů tohoto pestrého horninového souboru je závislé nejen na vzdálenosti od kontaktů masívu, ale také na měnícím se stupni regionálně metamorfní přeměny původního eduktu jeho pláště i petrografické variabilitě vlastního masívu. Kombinací těchto faktorů vznikla komplikovaná zonální stavba kontaktního dvoru, patrná z obr. 1.

Tabulka 6

Chemické složení kontaktně metamorfovaných metabazických hornin

analýza	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
vzorek	F69	772	783	784	229	815	818	886	885	230	882	278
SiO ₂	49,68	49,68	45,58	47,27	49,18	49,47	46,72	49,08	52,29	50,58	48,76	44,20
TiO ₂	2,36	0,96	1,11	0,92	2,82	2,16	1,00	1,21	1,35	1,81	2,84	1,10
Al ₂ O ₃	12,91	15,43	15,76	15,87	15,79	12,92	14,66	14,50	14,05	15,92	16,25	10,28
Fe ₂ O ₃	3,08	1,45	1,09	1,83	2,00	1,76	1,48	1,50	1,56	1,23	1,83	1,32
FeO	9,64	7,58	8,39	7,53	10,78	12,56	8,53	8,52	7,92	10,30	10,47	10,53
MnO	0,25	0,15	0,16	0,16	0,20	0,22	0,15	0,21	0,15	0,21	0,22	0,25
MgO	6,45	8,90	11,47	9,98	4,36	7,78	9,30	8,92	7,01	5,39	5,08	11,87
CaO	9,20	9,84	11,01	11,85	8,50	9,42	12,88	10,61	10,37	7,91	8,62	16,69
Na ₂ O	2,77	3,07	1,92	1,73	3,58	1,79	1,73	2,60	2,88	3,42	3,73	0,90
K ₂ O	0,10	0,13	0,10	0,17	0,64	0,12	0,34	0,18	0,24	0,60	0,34	0,24
P ₂ O ₅	0,24	0,08	0,10	0,09	0,64	0,24	0,09	0,20	0,24	0,38	0,66	0,07
CO ₂	—	0,04	0,04	0,04	—	0,03	0,04	—	—	—	—	—
H ₂ O+	1,64	2,20	2,48	2,13	1,51	1,66	2,25	0,84	0,88	1,46	0,15	0,74
S	1,12	0,22	0,17	0,05	0,12	0,45	0,33	0,01	0,01	0,03	0,07	2,55
H ₂ O-	0,19	0,22	0,23	0,26	0,11	0,27	0,23	0,03	0,05	0,11	0,03	0,02
součet	99,61	99,95	99,61	99,88	100,23	99,83	99,73	98,38	99,00	99,35	99,05	100,76

1 — aktinolit-chlorit-epidotická kontaktní břidlice; skelet v poli jz. od Černíkova poblíž kóty 525; 2 — amfibolický rohovec; opuštěný lom u Starého Dvora 1,5 km sv. od Koutu na Šumavě; 3 — páskovaný amfibolický rohovec; opuštěný lom pod lesem v poli 1 km z. od Brůdku; 4 — homogenní amfibolický rohovec s plástevnou texturou; lokalita stejná jako u analýzy 3; 5 — amfibolický rohovec; mapovací vrst v Hadravě; 6 — amfibol-pyroxenický rohovec s plástevnou texturou; opuštěný lom v lese na j. svahu Bezného, 0,9 km sss. od Nové Vsi; 7 — amfibol-pyroxenický rohovec tvořící enklávu v křemenném dioritu; opuštěný lom 0,6 km jz. od Dobříkova při polní cestě do Hluboké; 8 — amfibolický rohovec; mapovací vrst v Hadravě; 9 — páskovaný kontaktně migmatizovaný amfibolit s pyroxenem; skelet v poli 0,7 km s. od Svaté Kateřiny; 10 — homogenní kontaktně migmatizovaný amfibolit; lokalita stejná jako u analýzy 9; 11 — pyroxen-amfibolický rohovec částečně asimilovaný dioritem; skály v údolí Koutby 0,5 km z. od Pláně; 12 — pyroxen-olivinitický rohovec s pyrrhotinem; balvan u lesní cesty z Orlovic do Liščí, 1,5 km j. od Orlovic, v místě odbočky na Jezví nec.

Analýzy byly provedeny v laboratoři ÚÚG pod vedením M. Huky

Z litostratigrafického hlediska představují kontaktní horniny kdyňského masívu polyfázově metamorfované ekvivalenty svrchně proterozoických peliticko-psamitových a vulkanogenních hornin barrandienské oblasti. Regionálně geologické vztahy a výskyt reliktních minerálů i struktur v rohových ukazuje, že kadomská regionální metamorfóza odpovídala v sv. části kontaktního dvora facií zelených břidlic a v jeho části jz. a j. facií amfibolitové.

Kontaktní metamorfóza vedoucí ke vzniku progradních minerálních asociací s biotitem, cordieritem, sillimanitem, korundem, obecným amfibolem, kalciovým i rombickým pyroxenem a olivínem byla ve své závěrečné etapě následována regresními metamorfními pochody, které se uplatnily především ve střední a sv. části kontaktního dvora. Proces byl provázen muskovitizací, chloritizací, rozpadem cordieritu a v malé míře také obecného amfibolu, postiženého lokálním odbarvením, popř. sláhou aktinolitizací a chloritizací provázenou vznikem druhotného titanitu.

Výzkum Fe-, Mg-silikátů metabazických kontaktních hornin ukázal výraznou závislost železnatosti těchto minerálů na přítomnosti a celkovém množství pyrotinu v hornině: hodnota X_{Fe} zřetelně klesá se stoupajícím podílem tohoto sirníku v hornině.

Omezený počet chemických analýz kontaktních hornin masívu spolu s vysokou primární látkovou variabilitou jejich eduktu nedovoluje posoudit, do jaké míry měla kontaktní přeměna izochemický charakter. Nicméně analýzy (a pozice průměrných bodů v diagramech na obr. 5 a 6) metabazických hornin postižených kontaktní migmatitizací nebo dioritizací (např. anal. 9 a 11 v tab. 6) ukazují na možnost určitého posunu složení ve prospěch obsahu alkálií a SiO_2 .

Z hlediska metalogeneze byla kontaktní metamorfóza provázena výraznou redistribucí Fe-sulfidů, která se uplatnila jak v metapelitových, tak metabazických horninách, primárně obsahujících podíl síry. Proces vedl k další lokální koncentraci drobných, kadomskou regionální metamorfózou vzniklých akumulací pyrotinu, především k tvorbě sítiva drobných pyrotinových žilek a hnízd, přecházejících v tzv. masívní pyrotinovou rudu. Fosilně zvětralé, limonitizované výchozy takovýchto akumulací byly v minulosti těženy u Pocinovic a Orlovic jako železná ruda.

K tisku doporučil S. Vrána

Literatura

- Erban, E. (1956): Závěrečná zpráva pyrotinového ložiska Pocinovice S-rudy. — MS Geofond. Praha.
- Cháb, J. - Pelec, Z. (1973): Proterozoické droby severozápadní části Barrandienu. — Sbor. geol. Věd, Geol., 25, 7—84. Praha.

- Cháb, J. - Suk, M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. — Knih. Ústř. Úst. geol., 50, 1—156. Praha.
- Leake, B. E. (1968): A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. — Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 98. Boulder.
- MacDonald, G. A. - Katsura, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrol., 5, 82—133. Oxford.
- Miyashiro, A. (1975): Classification, characteristics, and origin of ophiolites. — J. Geol., 83, 249—281. Chicago.
- Šmejkal, V. (1958): Petrografie a petrochemie některých bazických hornin z okolí Orlovic. — Sbor. Vys. Šk. chem.-technol., Ř. G, 323—384. Praha.
- Vejnar, Z. (1972): Regionally metamorphosed volcanic rocks from the West-Bohemian metabasite belt. — Krystalinikum, 9, 131—156. Praha.
- (1977): The relationship between the metamorphic grade and composition of silicates in the West-Bohemian greenschists and amphibolites. — Krystalinikum, 13, 129—158. Praha.
- (1982): Regionální metamorfóza psamiticko-pelitických hornin domažlické oblasti. — Sbor. geol. Věd, Geol., 37, 9—70. Praha.
- (1986): Kdyně massif — South-West Bohemia — a tectonically modified layered intrusion. — Sbor. geol. Věd, Geol., 41, 9—67. Praha.

The contact aureole of the Kdyně massif, south-west Bohemia

(Summary of the Czech text)

Zdeněk Vejnár

Received October 7, 1987

The Kdyně massif that represents a late Cadomian (Cambrian ?) intrusion of dioritic and gabbroid rocks (Vejnár 1986) is accompanied by a marked contact aureole with asymmetric zonal structure (Fig. 1). The aureole was formed through thermal recrystallization of phyllites, mica schists, paragneisses, greenschists and amphibolites that are regional metamorphic equivalents of the Barrandian Upper Proterozoic pelitic and basic volcanic rocks.

Because of the discordant location of the massif with respect to the individual zones of the regional metamorphic structure of the surrounding crystalline complex (see the course of the garnet zone in Fig. 1), the contact aureole has a markedly asymmetric shape: it is the widest and most marked along the north-east projection of the massif, where it is composed primarily of contact spotted or mottled schists. Towards the south-west, the contact aureole becomes narrower and consists of gradually increasing amounts of hornfelses which pass into crystalline schists with subsiding signs of thermal recrystallization.

Depending on the intensity of the thermal recrystallization given by the distance from the contact and the petrographic composition of the individual parts of the massif, the following pelitic rocks were formed: biotite-muscovite contact schist, biotite-muscovite hornfels, biotite-cordierite hornfels and contact metamorphosed biotite-muscovite paragneiss. The following metabasic volcanic rocks are also present: actinolite-chlorite-epidote contact schist, amphibole-epidote hornfels, amphibole hornfels, amphibole-pyroxene hornfels, pyroxene-olivine hornfels and contact migmatized amphibolite.

The contact metamorphism that led to the formation of progressive mineral associations with newly formed biotite, cordierite, sillimanite, corundum, hornblende, calcium pyroxene, rhombic pyroxene and olivine was followed in the final phase by regressive metamorphic processes,

which produced partial muscovitization, chloritization, decomposition of cordierite and, to a small degree, also bleaching and uralization of hornblende or pyroxene.

Research of the chemical composition of Fe, Mg silicates of metabasic contact rocks (Tabs. 1—4, Figs. 2 and 3) indicated a great variation in the Fe/Mg ratio. The amount of iron in these minerals is very dependent on the presence and total amount of pyrrhotine in the parent rock: the

value $X_{\text{Fe}} = \frac{\text{Fe}}{\text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}}$ decreases clearly with increasing contents of this sulphide in the rock.

The chemical compositions of contact metapelite and metabasite rocks (Tabs. 5 and 6) correspond more or less to the chemical composition of lithologically similar rocks in the neighbouring Upper Proterozoic part of the Barrandian and Domažlice crystalline complexes.

From the metallogenic point of view, the contact metamorphism was accompanied by marked redistribution of Fe sulphides in both metapelite and metabasic rocks that primarily contained these minerals. The process led to local concentration of small accumulations of pyrrhotine through regional Cadomian metamorphism and primarily to the formation of tiny pyrrhotine veins and nests that occasionally formed massive pyrrhotine ore.

Přeložila M. Štulíková

Explanation of tables

Table 1. Chemical composition of amphibole. The low contents of CaO in analyses of some amphiboles result from admixtures of secondary Mg, Fe silicates formed in the regressive phase of metamorphic processes.

Table 2. Chemical composition of calcic pyroxene.

Table 3. Chemical composition of orthopyroxene.

Table 4. Chemical composition of olivine.

Petrographic designation and location of samples taken for mineral analyses given in Tabs. 1—4:

47 — amphibole hornfels, scree at the top of the elevation point 1.5 km NW of Všeruby; 48 — amphibole-pyroxene hornfels, abandoned quarry on the southern Škarman fork, 1.3 km N of Kdyně; 52 — amphibole hornfels, scree at the elevation point 553, 1 km WSW of Němčice; 53 — amphibole hornfels, rock outcrop at the edge of the woods 0.4 km N of Studánky; 55 — pyroxene-olivine hornfels with pyrrhotine; boulders next to the drive from Orlovice to Liščí, 1.5 km S of Orlovice, at the turn-off to Jezvinec; 336 — amphibole hornfels; pit left from rock quarrying at the E edge of Všeruby; 521 — pyroxene-amphibole hornfels forming enclosures in diorite; abandoned quarry 1.6 km NE of Němčice close to the road to Bezpravovice; 641 — amphibole-pyroxene hornfels with veins of plagioclase-amphibole-pyroxene mobilizate; abandoned quarry 0.7 km of Hyršov; 642 — plagioclase-amphibole-pyroxene mobilizate of amphibole-pyroxene hornfels; abandoned quarry 0.7

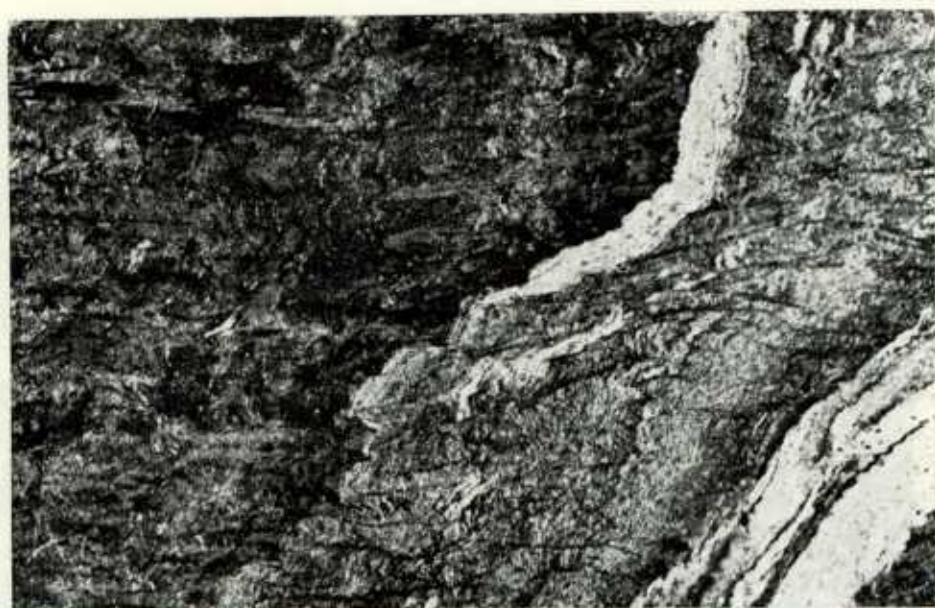
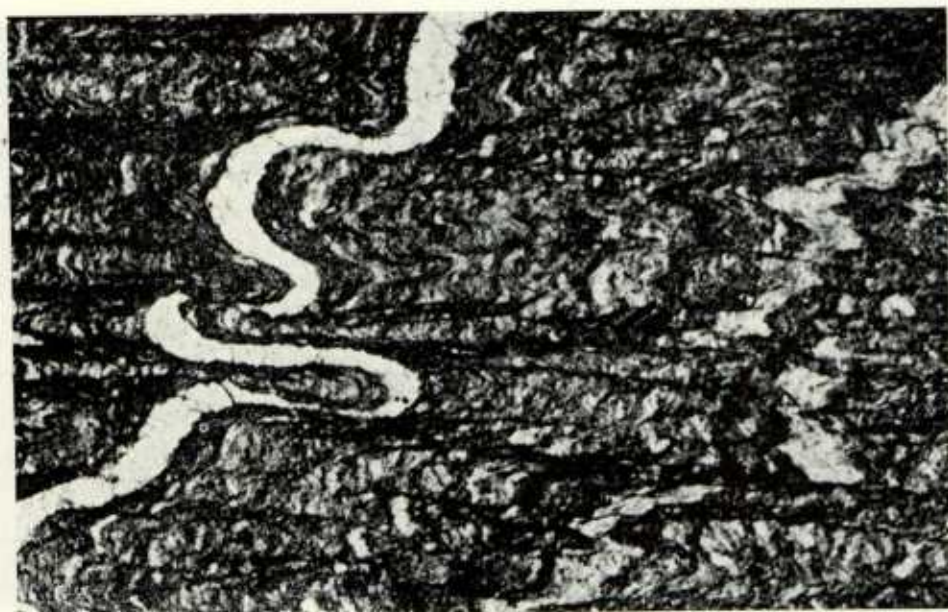
km NW of Hyršov; 841 — pyroxene-amphibole hornfels with occasional olivine, rich in pyrrhotine; bottom of the pit left from quarrying of limonite at the top of Orlovice hill (pyrrhotine ore from the Gold Pit); 849, 877, 878 — pyroxene-olivine hornfels with amphibole; rock outcrop and scree on the E ridge of Orlovice hill near the overgrown drive; 877 — as 849; 878 — as 849; 892 — pyroxene-amphibole hornfels; abandoned pit at the edge of the woods 2 km from Hyršov close to the elevation point 531; 907 — amphibole-pyroxene hornfels with pyrrhotine, scree on the ridge close to the St. Bernhard chapel, 1.8 km SSW of Jezvinec; 920 — pyroxene-olivine hornfels, scree at the caved-in overgrown entrance to the mine at the S edge of Orlovice; 924 — amphibole-pyroxene hornfels; outcrop at the entrance to the mine on the N side of Orlovice hill, 0.1 km NE of the summit; 953 — amphibole-pyroxene hornfels with poikiloblastic development of amphibole; rock at the edge of the woods at the NW foot of Jezvinec hill, 1.1 km from the summit; 964 — pyroxene-olivine hornfels with poikiloblastic development of amphibole; scree by the road 1 km of Chudenín; 978 — amphibole hornfels; rocky outcrops at the edge of the woods 1 km N of Úlíkov.

Table 5. Chemical analyses of contact metamorphosed pelitic rocks.

1 — biotite-muscovite hornfels occasionally with cordierite; abandoned mine 0.4 km NE of Starec; 2 — fine-grained, quartz-rich biotite-muscovite hornfels with cordierite; abandoned mine by the drive 1 km NNW of Modlín near Smržovice; 3 — biotite-muscovite hornfels with pyrrhotine; locality as for sample 2; 4 — biotite-muscovite hornfels with occasional garnet; dump of the Eva mine near Pocinovice; 5 — pyrrhotine-rich, biotite-muscovite hornfels with graphitic pigment; dump of the Eva mine near Pocinovice; 6 — biotite-sillimanite hornfels with transition to contact metamorphosed biotite paragneiss with muscovite; abandoned quarry in the fields NW of Pláně close to the Všeruby—Nýrsko road; 7 — biotite-muscovite paragneiss with occasional garnet, slightly contact metamorphosed; scree in the woods near the abandoned quarry close to the Radošín farm, W of Skelná Huf. Analyses were carried out in the laboratories of the Geological Survey, Prague under the direction of M. Huka.

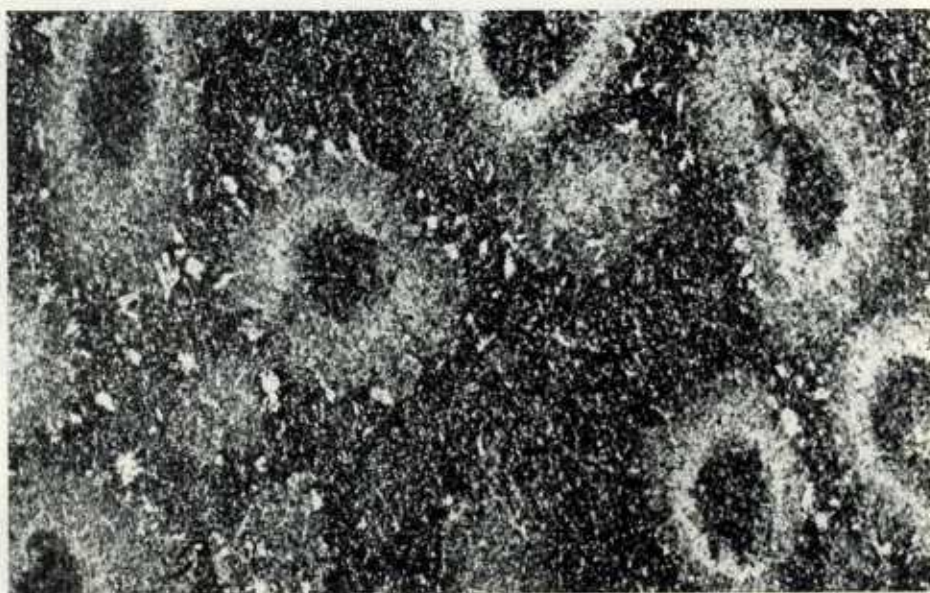
Table 6. Chemical analyses of contact metamorphosed metabasic rocks.

1 — actinolite-chlorite-epidote contact schist, scree in the field SW of Černíkov close to the elevation point 525; 2 — amphibole hornfels, abandoned quarry close to Starý Dvůr, 1.5 km NE of Kout na Šumavě; 3 — banded amphibole hornfels; abandoned quarry below the woods in the field 1 km of Brůdek; 4 — homogeneous amphibole hornfels with segmented structure; locality as for sample 3; 5 — amphibole hornfels; mapping bore near Hadrava; 6 — amphibole-pyroxene hornfels; abandoned quarry in the woods on the S side of the Bezný hill, 0.9 km NNW of Nová Ves; 7 — amphibole-pyroxene hornfels forming an enclave in quartz diorite; abandoned quarry 0.6 km SSW of Dobříkov next to the field drive to Hluboká; 8 — amphibole hornfels, mapping bore near Hadrava; 9 — banded contact migmatized amphibolite with pyroxene; scree in the field 0.7 km N of Svata Kateřina; 10 — homogeneous contact migmatized amphibolite; locality as for sample 9; 11 — pyroxene-amphibole hornfels partly assimilated by diorite; rocks in the Kouba valley 0.5 km W of Pláně; 12 — pyroxene-olivine hornfels with pyrrhotine; rocks at the road from Orlovice to Liščí, 1.5 km S of Orlovice at the turn-off to Jezvinec. Analyses were carried out in the laboratories of the Geological Survey, Prague under the direction of M. Huka.

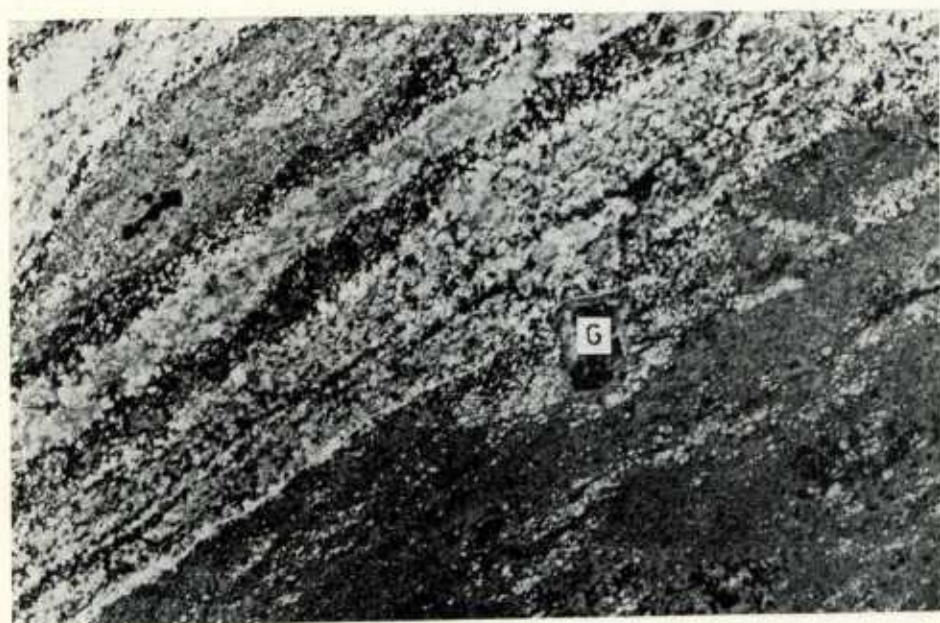
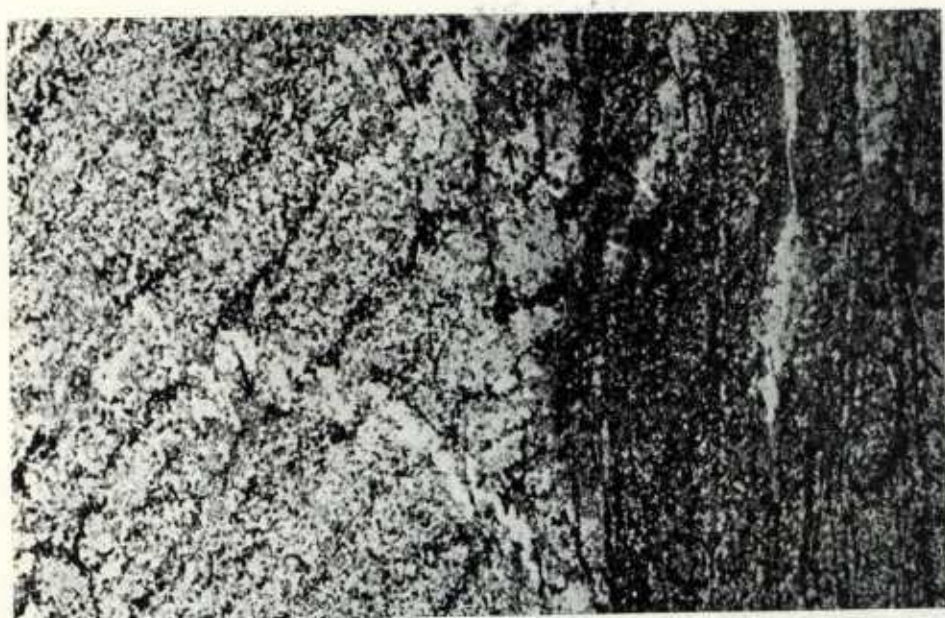


1. Biotit-muskovitický fylit s počínající kontaktní rekrystalizací. Novotvořený biotit se přednostně koncentruje na plochách osní břidličnatosti. Hradiště. Zvětšeno 15 \times , nikoly //
2. Skvrnitá biotit-muskovitická kontaktní břidlice s relikty vrstevní a osní břidličnatosti původního fylitu, 1,5 km jz. od Kolovče. Zvětšeno 11,5 \times , nikoly //

Foto 1, 2 ÚČG — K. Navrátilová

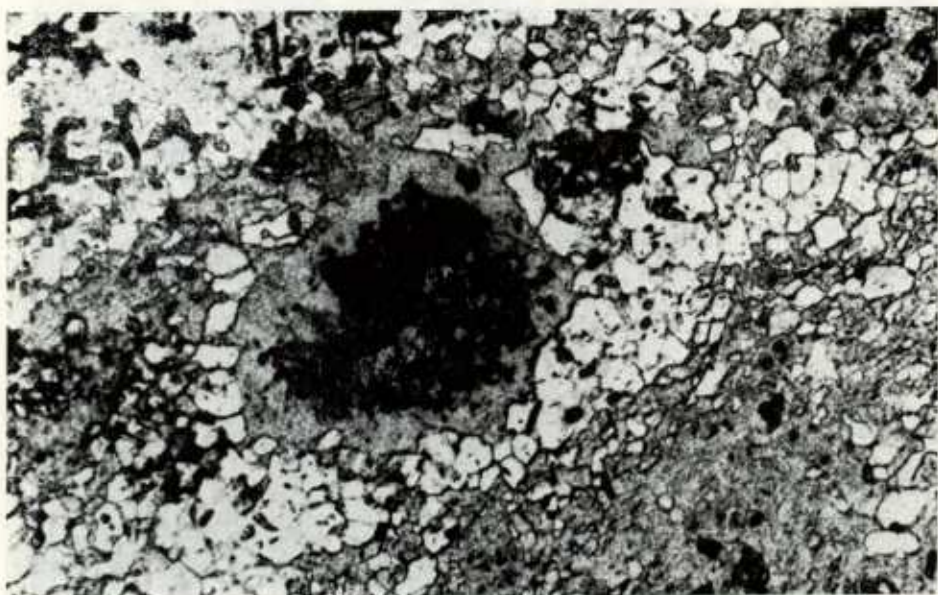


1. Skvrnitá biotit-muskovitická kontaktní břidlice. Světlé skvrny tvoří jemně šupinatý muskovit, patrně nahrazující někdejší kostrovité poikiloblasty andalusitu. Kanice. Zvětšeno 30 \times , nikoly // Foto ÚÚG — D. Hejđová
2. Plodová biotit-muskovitická kontaktní břidlice s výrazně zonálním vývojem plodů. Muskovit (světlý) částečně vystupuje v podobě větších, nahodile orientovaných idio-blastů, 1,5 km s. od Chudenic. Zvětšeno 26 \times , nikoly // Foto ÚÚG — K. Navrátilová



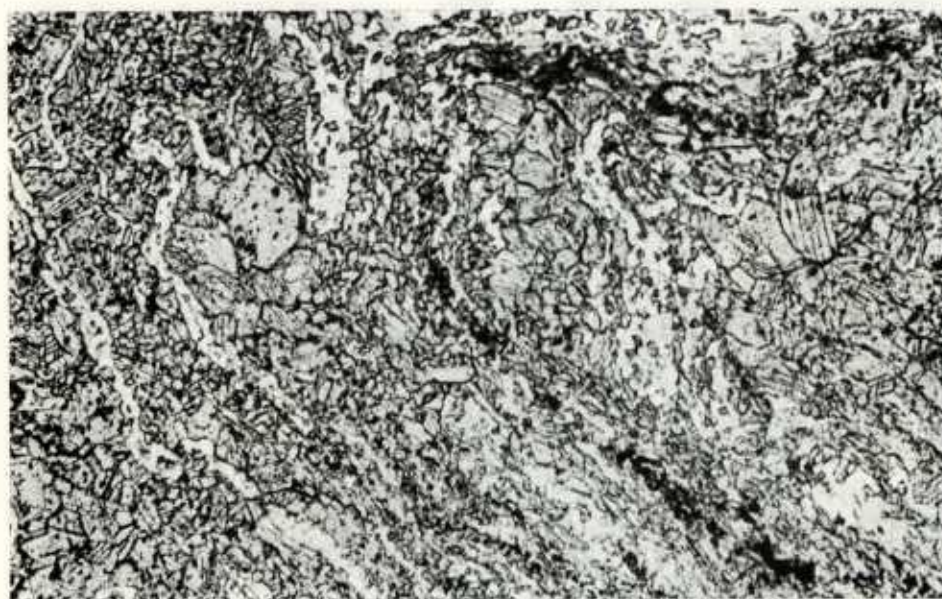
1. Biotit-muskovitický rohovec s cordieritem. Biotit [tmavošedý až černý] se hromadí na někdejších plochách bifidličnatosti. Cordierit [označen šipkou] tvoří nepravidelně laločnaté poikiloblasty, zatlačující původní slídnatou tkáň horniny. 2 km j. od Chocomyšle. Zvětšeno 26 \times , nikoly //
2. Biotit-cordieritický rohovec, páskovaný, s alterovaným cordieritem [tmavošedý], koncentrovaným do určitých pásků. Biotit je černý. Porůznu se objevují pseudomorfy po granátu (G). 2 km sv. od Kdyně. Zvětšeno 13,5 \times , nikoly //

Foto 1, 2 ÚÚG — K. Navrátilová

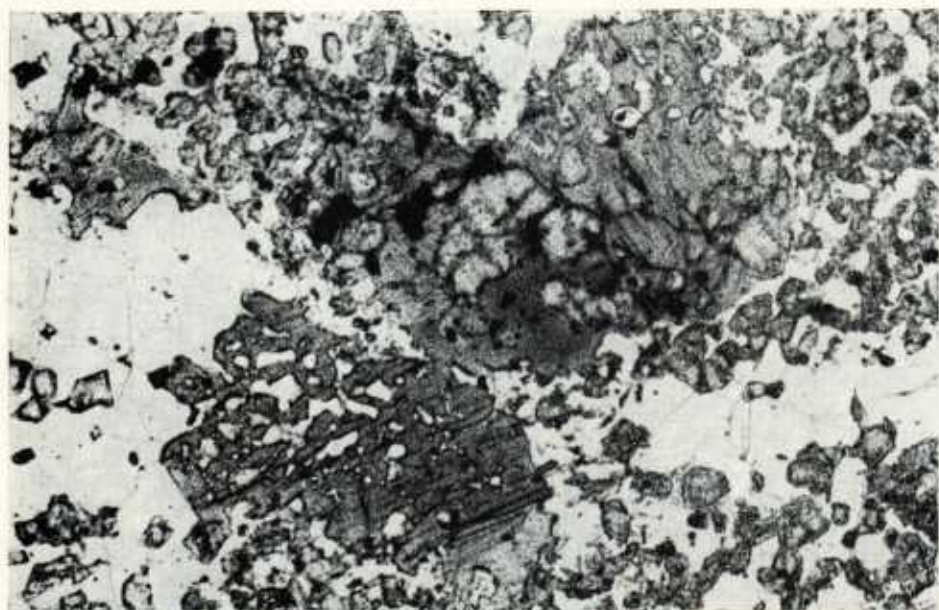


1. Biotit-cordieritický rohovec s počínající tvorbou hnízd křemen-biotit-plagioklas[P]-cordieritového[C] mobilizátu. Kožoveč. Zvětšeno 28 \times , nikoly //
2. Biotit-cordieritický rohovec s biotit-cordieritovou pseudomorfózou po granátu. Cordierit [šedý] je druhotně rozložen. Biotit je převážně černý. 2 km sv. od Kdyně. Zvětšeno 60 \times , nikoly //

Foto 1, 2 ÚGG — K. Navrátilová

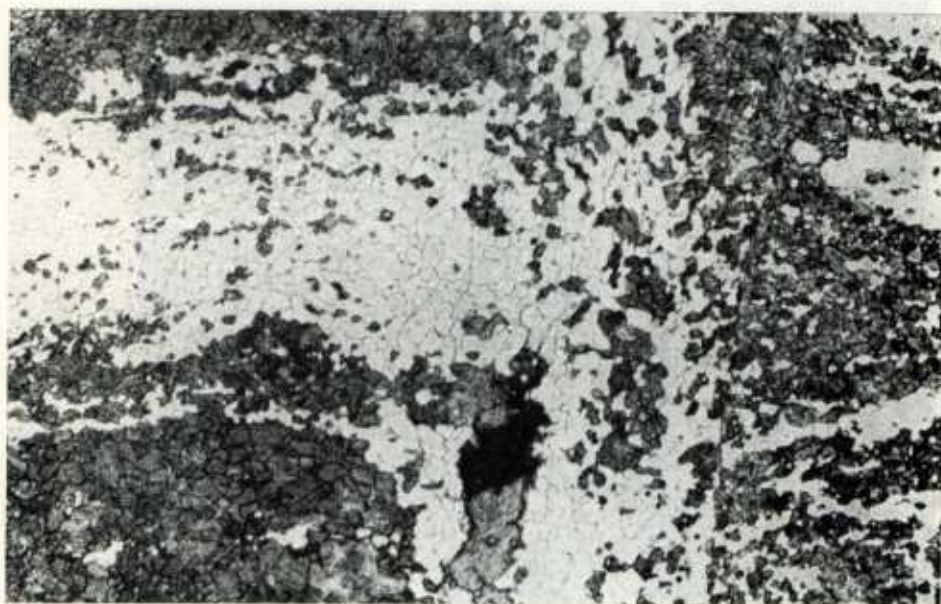
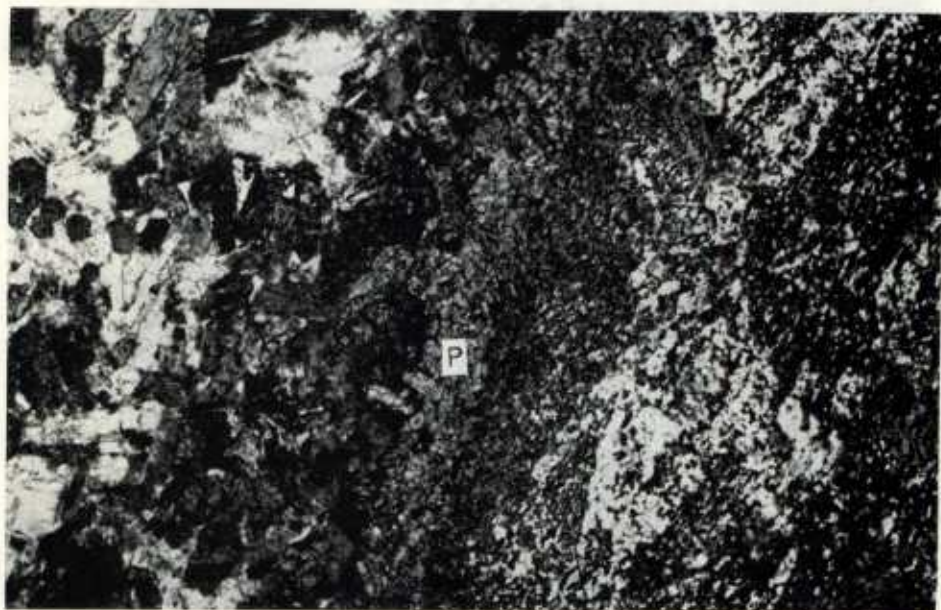


1. Biotit[B]-cordieritová[C] pseudomorféza po granátu s novotvořeným, nepravidelně laločnatým korundem. Cordierit je alterován. 2 km sv. od Kdyně. Zvětšeno 106 \times , nikoly // Foto ÚÚG — K. Navrátilová
2. Amfibolický rohovec s reliktní páskovou stavbou a zachovalým drobným vráskováním. 1 km sz. od Kdyně. Zvětšeno 40 \times , nikoly // Foto ÚÚG — D. Hejdomá



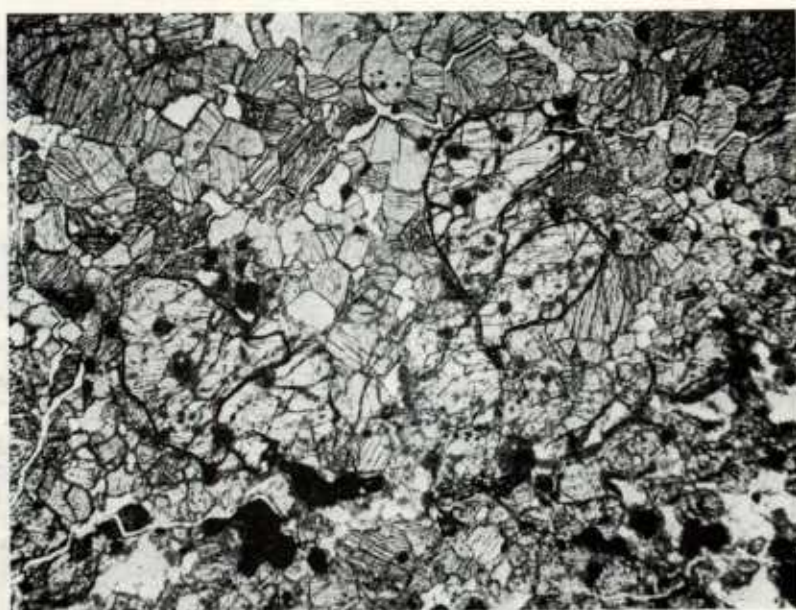
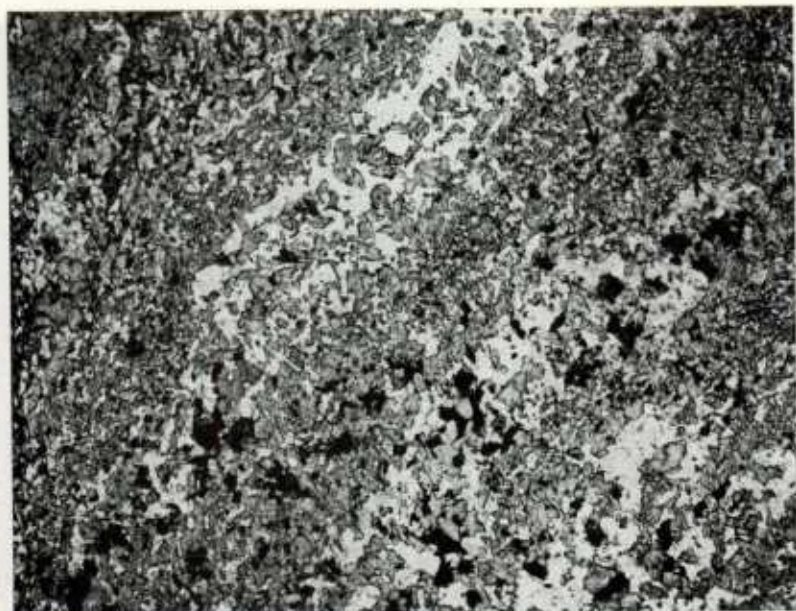
1. Amfibol-pyroxenický rohovec s křemen-plagioklasovými pásy bohatými pyroxenem (převážně černý). Kdyně. Zvětšeno 26 \times , nikoly //.
2. Amfibol-pyroxenický rohovec s polkiloblastickým vývojem amfibolu, Chodská Lhota. Zvětšeno 41,5 \times , nikoly //

Foto ÚÚG — K. Navrátilová



1. Styk pyroxenického dioritu s amfibol-pyroxenickým rohovcem je provázen reakčním lemem, složeným z pyroxenu [P] s náznaky růstové orientace. 2 km v. od Kolovče. Zvětšeno 10 \times , nikoly //
2. Kontaktně migmatizovaný amfibol-pyroxenický rohovec s žilkami mobilizátu, uloženými paralelně i příčně k páskování původního amfibolitu. Loučim. Zvětšeno 13,4 \times , nikoly //

Foto 1, 2 ÚÚG — K. Navrátilová



1. Páskovaný pyroxen-olivínický rohovec s pyrhotinem (černý). Olivín [vyznačen na příklad šipkami v pravé části obrázku] se hromadí v pyroxenem bohatých páscích, kde dosahuje až 30 objemových %, Orlovice. Zvětšeno 14 \times , nikoly //
2. Pyroxenem a olivínem bohatý pásek z pyroxen-olivínického rohovce s pyrhotinem. Kontury větších olivínových zrn jsou zvýrazněny tuší. Orlovice. Zvětšeno 24 \times , nikoly // Foto 1, 2 ÚOG — K. Navrátilová

Explanation of text-figures

1. Geological map of the Kdyně massif and its contact aureole.
1 — Stod massif granite; 2 — diorite, gabbro and gabbro of the Kdyně massif; 3 — biotite phyllite; 4 — biotite-muscovite schist; 5 — green schist; 6 — slightly contact metamorphosed greenschist; 7 — biotite-muscovite contact schist, sometimes spotted; 8 — biotite-muscovite hornfels, sometimes with cordierite; 9 — biotite-muscovite hornfels with pyrrhotine and graphite pigment; 10 — biotite-cordierite hornfels; 11 — biotite-muscovite paragneiss, contact metamorphosed; 12 — actinolite-chlorite-epidote contact schist; 13 — amphibole-epidote hornfels; 14 — amphibole hornfels; 15 — amphibole-pyroxene hornfels; 16 — pyroxene-olivine hornfels; 17 — amphibolite; 18 — isograde of regionally metamorphosed garnet; 19 — faults; 20 — state border.
2. Calcium amphiboles of contact metabasic rocks in the diagram according to B. E. Leake (1978).
Parent rock types: 1 — amphibole hornfels; 2 — amphibole-pyroxene hornfels; 3 — substrate of pyroxene hornfels; 4 — mobilizate of amphibole-pyroxene hornfels; 5, 6 — pyroxene-olivine hornfels with abundant pyrrhotine; 7 — pyroxene-olivine hornfels with accessory ilmenite and occasional pyrrhotine. Coexisting amphiboles are connected by lines.
3. Calcium- and rhombic pyroxenes of contact metabasic rocks in Ca, Mg, Fe+Mn diagram.
4. Chemical composition of contact metamorphosed pelitic rocks in A'KF diagram, where $A' = Al_2O_3 + Fe_2O_3 - (Na_2O + K_2O + CaO)$, $K = K_2O$ and $F = FeO + MgO + MnO$, expressed in molecular quotients.
1 — Proterozoic greywacke field; 2 — Proterozoic schists and siltstone field, in association with greywackes according to J. Cháb in J. Cháb-M. Suk (1977); 3 — fields of regionally metamorphosed pelitic rocks of the Domažlice crystalline complex [Z. Vejnar 1982]; 4 — contact metamorphosed pelitic rocks in the mantle of the Kdyně massif.
5. Chemical composition of contact metamorphosed metabasite rocks in the diagram according to G. A. MacDonald - T. Katsura (1964).
AB — alkali basalt field, SAB — subalkaline basalt field.

Explanation of plates

Pl. I

1. Biotite-muscovite phyllite with commencing contact recrystallization of phyllite. The newly formed biotite is concentrated preferentially on the axial schistosity planes. Hradiště. $\times 15$, nicols //.
2. Spotted biotite-muscovite contact schist with relics of layered and axial schistosity of the original phyllite. 1.5 km SW of Koloveč. $\times 11.5$, nicols //.

Photographs by ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. II

1. Spotted biotite-muscovite contact schist. The light spots consist of fine scaled muscovite, apparently replacing the original poikiloblasts of andalusite. Kanice. $\times 30$, nicols //.
Photograph by ÚÚG — D. Hejdová
2. Spotted biotite-muscovite contact schist with marked zonal spot formation. Muscovite (light-coloured) is partly present as large, randomly oriented idioblasts. 1.5 km N of Chudenice. $\times 26$, nicols //.
Photograph by ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. III

1. Biotite-muscovite hornfels with cordierite. Biotite (dark grey to black) is accumulated on the original schistosity planes. Cordierite (designated by an *arrow*) forms irregular lobate poikiloblasts suppressing the original mica in the rock. 2 km S of Chocomyšl, $\times 26$, nicols //.
2. Biotite-cordierite hornfels, banded with altered cordierite (dark grey) concentrated in certain bands. Biotite is black. There are occasional pseudomorphs after garnet (G). 2 km NE of Kdyně. $\times 13.5$, nicols //. Photographs by ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. IV

1. Biotite-cordierite hornfels with commencing formation of quartz-biotite-plagioclase [P]-cordierite [C] mobilizate, Koloveč. $\times 20$, nicols //.
2. Biotite-cordierite hornfels with biotite-cordierite pseudomorphosis after garnet. Grey cordierite is altered. Biotite is mainly black. 2 km NE of Kdyně. $\times 60$, nicols //. Photographs by ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. V

1. Biotite[B]-cordierite[C] pseudomorphs after garnet with newly formed, irregular lobate corundum. Cordierite is altered. 2 km NE of Kdyně. $\times 106$, nicols //. Photograph by ÚÚG — K. Navrátilová
2. Amphibole hornfels with relic band structure and retained fine folding. 1 km NW of Kdyně. $\times 40$, nicols //. Photograph by ÚÚG — D. Hejdlová

Pl. VI

1. Amphibole-pyroxene hornfels with quartz-plagioclase bands rich in pyroxene (mainly black). Kdyně, $\times 26$, nicols //.
2. Amphibole-pyroxene hornfels with poikiloblastic development of amphibole. Chodská Lhota. $\times 41.5$, nicols //. Photographs by ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. VII

1. Contact of pyroxene diorite with amphibole-pyroxene hornfels accompanied by a reaction border consisting of pyroxene [P] with indications of growth orientation. 2 km E of Koloveč. $\times 10$, nicols //.
2. Contact migmatized amphibole-pyroxene hornfels with mobilizate veins, located parallelly and perpendicularly to the banded original amphibolite. Loučim. $\times 13.4$, nicols //. Photographs by ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. VIII

1. Banded pyroxene-olivine hornfels with pyrrhotine (black). Olivine (denoted, e. g., by *arrows* in the right-hand side of the figure) is accumulated in the pyroxene-rich bands, where it reaches 30 volume percent. Orlovice. $\times 14$, nicols //.
2. Pyroxene- and olivine-rich band of pyroxene-olivine hornfels with pyrrhotine. The contours of all olivine grains are retouched. Orlovice. $\times 24$, nicols //. Photographs by ÚÚG — K. Navrátilová

Контактный ореол Кдынського массива в ю.-з. Чехии

Упомянутый контактовый ореол имеет сложное, несимметричное зональное строение, на образование которого повлияли дисформные условия залегания массива в отношении к изоградам кадомского регионального метаморфизма, преобразовавшего пер-

воначальную последовательность верхнепротерозойских вулканогенно-осадочных пород в комплекс филлитов, зеленосланцев, слюдяных сланцев, парагнейсов и амфиболитов. Интенсивность следующего контактного преобразования этих пород достигла высшей точки во включениях пироксен-оливинового роговика, окруженных оливиновым габбро массива. С точки зрения металлогении это преобразование привело к перераспределению и дальнейшему местному скоплению мелких, первоначально регионально-метаморфических аккумуляций пирротина в метапелитах и metabазитах и, таким образом, значительно способствовало возникновению метаморфогенных месторождений пирротиновой руды около с. Поциновице и Орловице.

Přeložil A. Kříž



Sbor. geol. věd	Geologie 45	Str. 37—64	9 obr.	6 tab.	— příl.	Praha 1990 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	---------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Metavulkanity jihovýchodní části lugika, jejich geochemie a geotektonická interpretace

Metavolcanites of the SE part of the Lugicum, their geochemistry and geotectonic interpretation

Mojmír Opletal¹ - Emil Jelínek² - Vratislav Pecina³ -
- Karel Pošmourný¹ - Eva Poubová⁴

Předloženo 22. února 1988

1 : 50 000
04-33
14-11, 12, 14, 22, 23, 24, 32, 41
24-12

*Bohemian Massif
Metavolcanic rocks
Geochemistry
Petrology
Rare earths*

Opletal, M. - Jelínek, E. - Pecina, V. - Pošmourný, K. -
Poubová, E. [1990]: Metavulkanity jihovýchodní části lugika, jejich geo-
chemie a geotektonická interpretace. — Sbor. geol. Věd, Geol., 45, 37—64.
Praha.

V ý t a h: Metamorfované mafické vulkanity (zelené břidlice, amfibolity) novoměstského, staroměstského, zábřežského a letovického krystalinika mají subalkalický charakter. Distribuce velkých litofilních prvků, ploché distribuční křivky vzácných zemin a slabá pozitivní europiová anomálie jsou podobné recentním tholeiitickým bazaltům mořského dna. Felzické metavulkanity ze studovaného území mají vápenato-alkalický charakter. Tomu odpovídá i jejich mikrochemismus. Všechny metavulkanity lze považovat za komagmatické. Povaha mafických metavulkanitů ukazuje, že všechny čtyři jednotky mohly vzniknout v sedimentačním prostředí s kůrou oceánského typu.

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

² Přírodovědecká fakulta Karlovy univerzity, Albertov 6, 128 43 Praha 2

³ Ústřední ústav geologický, Leitnerova 22, 602 00 Brno

⁴ Geindustria, s. p., U průhonu 32, 170 00 Praha 7

Úvod

Nová geochemická data jsme spolu s údaji dříve publikovanými nebo uloženými v archivních zprávách (Domečka - Opletal 1977, 1980; Jelínek et al. 1984; Poubová 1984; Pecina 1985; Opletal et al. 1985) použili pro celkové srovnání společenstev metamorfovaných vulkanických hornin novoměstského, staroměstského, zábřežského a letovického krystalinika.

Uvedené krystalinické jednotky tvoří v. až jv. část západosudetské soustavy (Svoboda - Chaloupský et al. 1961, Svoboda et al. 1964), která je přibližně shodná s lugiem Suessovým (1926). Mísař et al. (1983) řadí novoměstské, zábřežské a staroměstské krystalinikum do lugičské oblasti, letovické krystalinikum do středočeské oblasti, kterou považují za součást saxothuringika, ale současně zdůrazňují podobnost letovického a staroměstského krystalinika (srov. Jelínek et al. 1984, Mísař 1979, Mísař et al. 1984). Většina geologů považuje metamorfované horniny těchto regionálních jednotek za součást jedné a téže litologické, resp. litostratigrafické jednotky (Kettner 1922; Urban 1934; Mísař 1958, 1963; Svoboda - Chaloupský et al. 1961; Svoboda et al. 1964 aj.). Mísař (1963) ji označil jako zábřežskou sérii s.l., obsahující břidličné, drobové a pestré neritické facie. Novoměstské a zábřežské krystalinikum považoval Mísař za typické představitele drobové facie, v případě letovického a staroměstského krystalinika uvažoval o příslušnosti k drobové a pestré neritické facii. Domečka - Opletal (1976), viz též Opletal et al. (1980), kteří studovali novoměstské krystalinikum a jeho vztah k okolním jednotkám, předpokládají, že Mísařovu drobovou facií zábřežské série s.l. lze považovat za jedinou velkou litostratigrafickou jednotku, novoměstsko-zábřežskou skupinu, která se skládá ze dvou podskupin, starší (?) podložní zábřežské a mladší (?) novoměstské. Metamorfované vulkanity, převážně mafické, jsou zejména v Orlických horách a jejich podhůří soustředěny hlavně při styku obou podskupin.

Novoměstsko-zábřežskou skupinu pokládá většina autorů za proterozoickou (Kettner 1922, Mísař 1963, Domečka - Opletal 1980 a mnozí další), i když ne bez výjimek. O paleozoickém stáří některých částí této jednotky uvažovali kdysi Bukowski (1883) a Kretschmer (1902), později Zapletal (1932) a Kodým - Svoboda (1949) a dnes tuto možnost znovu oživily mikropaleontologické údaje, podle našeho názoru zatím ne dost průkazné (Konzalová 1978, Harazim - Pacltová - Poubá 1981, Koverdynský - Konzalová 1986 aj.).

Metamorfované vulkanity, převážně bazické, se vyskytují ve všech uvedených krystalinických jednotkách. V novoměstském, staroměstském a letovickém krystaliniku jsou s nimi asociovány i felzické metavulkanity (Domečka - Opletal 1976, Skácel 1981). V letovickém a staroměstském krystaliniku jsou v horninových sledech poměrně hojně zastoupena tělesa ultramafitů, příp. metagaber (ojedinělé výskyty jsou i v zábřežském a novoměstském krystaliniku). Společenstvo ultramafických a mafických metamorfitů letovického a staroměstského krystalinika řadí Mísař (1979), Mísař et al. (1984) a Jelínek et al. (1984) do

moravskoslezské ofiolitové zóny. S k á c e l (1981) píše o ofiolitové zóně ve „staroměstských pásmech“.

Horniny všech čtyř regionálních jednotek jsou metamorfovány ve facii zelených břidlic a v amfibolitové facii, ze staroměstského pásma jsou známé ojedinělé výskyty silně retrográdně přeměněných eklogitů (K o p a 1982). Nejsilněji jsou metamorfovány horniny staroměstského, zábřežského a letovického krystalinika (převážně staurolitová zóna, případně cordieritová zóna, především v okolí „tonalitových“ těles).

Metabazity jsou zastoupeny zelenými břidlicemi a amfibolity (malá část amfibolitů mohla vzniknout i z gaber, zvláště v staroměstském a leto-
vickém krystaliniku), felzické metavulkanity pak metakeratofyry a porfyroidy. Jejich metamorfóza se zdá být izochemická, s výjimkou koncentrace H_2O a CO_2 . Menší část metabazitů může představovat přeměněné tufy. Metamorfované ultramafity jsou reprezentovány různě silně serpentinizovanými peridotity, gabra metagabry, případně středně až hrubě zrnitými amfibolity (M í s a ř et al. 1984, aj.).

Kromě uvedených hornin vystupují v novoměstském, zábřežském a staroměstském krystaliniku i více nebo méně deformovaná intruziva od gaber po granity. Nejběžnější z nich jsou relativně tmavé intruzivní horniny se středně vysokou koncentrací SiO_2 , obvykle v literatuře popisované jako tonality. Protože jejich minerální složení tonalitu často neodpovídá, používáme tento název v úvozovkách a přikládáme mu pouze skupinový, spíše geologický než petrografický význam (srov. O p l e t a l et al. 1980).

Geochemická charakteristika metavulkanitů

Klasickou silikátovou analýzou na mokré cestě byly analyzovány všechny odebrané vzorky. Rentgenofluorescenční metodou a atomovou absorpcí bylo v horninách stanoveno 14 stopových prvků. Metodou gama spektrometrie byly analyzovány u části vzorků U, Th a K. Instrumentální neutronovou aktivační analýzou byl u některých vzorků zjišťován obsah vzácných zemin (dále pro zkrácení TR). Výsledky dosud nepublikovaných analýz z celé oblasti jsou obsaženy v tabulkách 1–6. V jednotlivých geologických úsecích byly zhodnoceny všechny získané informace o chemismu hornin, konfrontovány s petrografickým výzkumem a poté tyto úseky vzájemně korelovány (viz obr. 1–8).

Metamorfované vulkanické horniny novoměstského krystalinika popsali D o m e č k a a O p l e t a l (1977, 1980) a O p l e t a l et al. (1980) a charakterizovali jejich mafické členy, především na základě koncentrací hlavních prvků, jako přeměněné bazalty, svou povahou blízké bazaltům oceánského dna. Obdobný charakter mají mafické metavulkanity v le-

Tabulka 1

Chemické složení bazických metavulkanitů novoměstského krystalinika

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	50,66	49,45	50,14	58,99	65,52	65,60	54,54	46,99	58,02	48,31
TiO ₂	1,51	2,13	1,84	0,79	0,72	0,71	1,47	2,36	0,80	1,84
Al ₂ O ₃	13,87	13,99	15,10	15,25	16,30	15,55	14,63	14,56	16,24	15,14
Fe ₂ O ₃	1,60	2,09	2,21	2,65	2,15	2,30	2,10	2,21	2,71	2,99
FeO	7,68	8,69	7,73	6,67	2,94	3,08	6,71	8,99	3,59	7,47
MnO	0,159	0,191	0,182	0,135	0,063	0,084	0,119	0,149	0,112	0,182
MgO	8,17	7,36	6,85	2,89	1,70	2,10	5,95	7,15	4,80	6,62
CaO	9,78	10,46	7,95	4,93	1,07	0,92	7,20	10,46	3,81	12,00
Li ₂ O	0,003	0,004	0,004	0,003	0,004	0,009	0,004	0,006	0,009	0,003
Na ₂ O	3,27	3,31	3,37	4,59	3,75	2,99	2,78	3,35	3,14	2,74
K ₂ O	0,33	0,25	1,09	0,42	2,58	3,17	1,33	0,74	3,77	0,57
P ₂ O ₅	0,15	0,26	0,27	0,17	0,11	0,14	0,29	0,39	0,34	0,26
CO ₂	0,29	0,01	0,13	0,03	0,05	<0,01	0,05	0,07	0,18	0,05
C org	0,04	0,05	0,04	0,08	0,38	0,66	0,07	0,06	0,03	0,04
H ₂ O ⁺	1,98	1,74	2,34	1,51	2,05	2,60	2,28	2,55	2,55	1,46
F	0,02	0,04	0,03	0,19	0,06	0,05	0,06	0,07	0,09	0,05
S	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,04	0,03	0,03
H ₂ O ⁻	0,16	0,09	0,17	0,12	0,11	0,31	0,24	0,22	0,31	0,14
celkem	99,70	100,13	99,46	99,36	99,56	100,28	99,82	100,33	100,49	99,86

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	49,61	47,60	46,92	54,39	56,54	49,23	48,82	46,89	44,78	50,41
TiO ₂	2,23	1,34	1,92	1,36	0,31	2,21	2,01	2,25	2,13	1,56
Al ₂ O ₃	16,24	16,27	14,43	15,15	9,69	13,59	16,01	16,58	15,90	13,82
Fe ₂ O ₃	2,87	1,70	2,09	3,85	0,66	2,64	4,40	4,82	2,17	2,22
FeO	8,47	10,03	9,74	5,90	3,02	10,34	6,49	9,64	10,10	7,78
MnO	0,141	0,169	0,163	0,160	0,100	0,214	0,179	0,255	0,276	0,151
MgO	4,33	5,59	7,87	5,40	12,30	7,08	5,94	3,21	6,31	5,69
CaO	8,03	10,57	11,03	5,59	11,90	8,23	7,74	7,60	11,80	9,07
Li ₂ O	0,004	0,003	0,003	0,002	0,001	0,002	0,003	0,004	0,003	0,005
Na ₂ O	3,61	2,48	2,64	5,28	1,40	3,44	2,56	4,20	2,65	2,96
K ₂ O	0,93	0,80	0,54	0,51	1,34	0,29	1,85	0,54	0,51	2,54
P ₂ O ₅	0,35	0,22	0,30	0,24	0,44	0,29	0,23	1,02	0,40	0,16
CO ₂	0,03	0,03	0,05	<0,01	0,14	<0,01	0,12	0,03	0,03	0,48
C org	0,05	0,47	0,06	0,03	0,03	0,13	0,02	0,03	0,11	0,01
H ₂ O ⁺	2,30	2,25	2,16	1,82	2,14	2,15	3,03	2,16	1,85	2,16
F	0,06	0,05	0,05	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08
S	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,13	0,04	0,04	0,34
H ₂ O ⁻	0,30	0,31	0,19	0,24	0,15	0,17	0,61	0,20	0,16	0,14
celkem	99,55	99,90	100,16	99,97	100,23	100,07	100,15	99,51	99,26	99,46

tovíckém a staroměstském krystaliniku [Jelínek et al. 1984]. Dat o mafických metamorfitech zábřežského krystalinika je podstatně méně a nebyly dosud souborně zhodnoceny. Na základě studia metabazitů mo-

Tabulka 2

Stopové prvky v bazických metavulkanitech novoměstského krystalinika

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
As	<7	<7	<7	<7	7	81	109	11	9	<7
Au	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Co	38,7	39,4	33,1	23,0	9,42	13,6	45,0	53,1	17,2	46,5
Cr	205	126	492	14	55	77	368	365	88	167
Cs	<1	1,07	1,82	1,36	3,21	2,37	1,04	2,34	5,64	<1
Cu	<7	74	18	140	13	29	44	57	23	36
Hf	3,57	1,47	4,13	2,14	7,63	6,67	4,32	4,04	7,39	4,19
Mo	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Nb	<7	<7	<7	<7	10	8	<7	<7	<7	<7
Ni	63	48	79	8	30	49	274	266	29	135
Pb	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	8	<7
Rb	<7	<7	43	14	82	83	35	9	130	8
Sb	<1	<1	<1	<1	<1	1,35	2,05	1,96	<1	4,57
Sc	44,7	48,3	45,4	35,5	16,3	16,7	23,1	30,1	21,4	36,8
Sn	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Sr	211	217	327	195	144	103	351	536	428	334
Th	<1	<1	1,82	<1	8,19	8,47	2,95	1,30	13,0	<1
U	<3	<3	<3	<3	4,74	3,71	<3	<3	4,59	<3
Y	23	31	33	21	38	33	23	25	35	30
Zn	60	75	88	61	72	98	110	91	89	114
Zr	84	128	156	35	190	185	82	179	182	127

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
As	30	26	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	9
Au	<0,05	0,11	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Co	64,2	59,2	49,5	21,4	8,54	17,1		21,4	65,2	43,2
Cr	378	518	224	68	15	146	186	<7	273	56
Cs	2,40	3,54	1,25	<1	1,86	1,97		1,68	<1	<1
Cu	40	65	42	13	<7	41	32	26	87	109
Hf	5,05	3,41	4,77	2,14	3,43	<1		8,50	6,91	2,65
Mo	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Nb	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	8	14	<7
Ni	284	315	199	51	24	61	72	<7	250	42
Pb	<7	<7	<7	<7	10	<7	<7	<7	<7	<7
Rb	19	25	7	<7	40	8	59	12	<7	125
Sb	2,64	<1	<1	<1	<1	<1		1,55	1,26	1,41
Sc	28,8	37,9	29,6	36,4	5,30	21,8		27,5	31,1	43,2
Sn	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Sr	504	375	416	431	157	148	224	301	510	188
Th	1,16	<1	1,25	1,27	1,09	<1		27,5	13,7	7,55
U	<3	<3	<3	<3	<3	5,82		7,61	6,98	3,82
Y	22	22	22	35	15	44	33	46	32	41
Zn	121	81	80	34	148	135	90	123	85	74
Zr	170	93	135	75	59	233	107	335	208	93

novoměstské jednotky Domečka a Opletal (1977, 1980) rozšířili předpoklad Jakeše et al. (1975), podle kterého se horniny svrchního proterozoika teplesko-barrandienské oblasti vytvořily na oceánské kůře,

Tabulka 3
Prvky vzácných zemin v bazických metavulkanitech novoměstského krystalinika

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
La	3,49	9,55	12,9	5,95	27,9	31,1	15,5	16,8	37,8	8,06
Ce	17,1	29,3	37,4	18,5	55,8	63,0	42,3	55,7	47,3	37,4
Sm	3,22	4,58	5,47	2,34	5,89	5,64	4,43	5,80	7,20	4,83
Eu	1,24	1,45	1,73	0,83	1,26	1,24	1,44	1,36	1,36	1,53
Tb	<1	1,69	1,24	<1	<1	1,04	<1	1,39	1,41	1,02
Yb	1,64	2,73	2,92	2,87	2,70	3,50	3,18	3,23	1,88	2,35
Lu	0,32	0,79	0,43	0,39	0,58	0,50	0,39	0,56	0,41	0,41

	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
La	11,2	8,22	12,7	7,40	17,4	8,71	6,19	15,8	13,2	12,5
Ce	59,5	34,2	47,2	28,6	38,5	33,2	26,5	51,0	50,1	28,1
Sm	4,79	3,52	4,93	4,09	3,62	5,72	4,92	9,38	5,89	4,41
Eu	1,67	1,33	1,64	1,40	0,74	0,70		5,15	2,07	1,73
Tb	1,07	1,14	1,11	<1	<1	<1		1,31	1,69	<1
Yb	3,16	2,68	<1	3,22	1,05	3,89	3,09	3,10	1,96	4,11
Lu	0,61	0,28	0,40	0,54	0,14	0,59	0,96	0,71	0,51	0,46

Vysvětlivky k tabulkám 1–3

1 — amfibolit — Poříčí-Skuhrov, pravý břeh Měčky Bělá, 1200 m jv. od okraje obce Osečnice, 200 m j. od hradu Nový hrad; 2 — amfibolit — Antonínovo údolí, 200 m jv. od hájovny v Antonínově údolí, 1500 m v. od okraje obce Osečnice; 3 — amfibolit — Souvlastní, 1200 m jv. od okraje obce Souvlastní, 100 m s. od křižovatky silnic Bělá—Nebeská Rybná; 4 — amfibolická břidlice — Rokytnice v Orlických horách, 600 m v. od pily, 800 m sv. kostela na náměstí; 5 — amfibolit — Rokytnice v Orlických horách, 150 m v. od pily, 500 m sv. od kostela na náměstí; 6 — amfibolit — Přím, 500 m z. od okraje obce Pěčín, 800 m s. od k. 480 m; 7 — amfibolit — Bredůvka, 500 m v. od okraje obce Bredůvka, 1500 m jz. od k. 638 m; 8 — amfibolit — Jablonné nad Orlicí, 500 m jv. od k. 537 m, 800 m jz. od železniční stanice Jablonné nad Orlicí; 9 — amfibolit — Jablonné nad Orlicí, 900 m jv. od k. 537 m, 1000 m jz. od železniční stanice Jablonné nad Orlicí; 10 — amfibolit — Bystřec, 400 m v. od k. 588 m (Na Vartě); 11 — amfibolit — Štíty, 1800 m z. od obce Štíty, 500 m vsv. od osady Polsko; 12 — amfibolit — Horní Heřmanice, 500 m jv. od k. 645 m, 750 m s. od křižovatky silnic Horní Heřmanice—Rýdřovice; 13 — amfibolit — Koburk, 100 m jv. od mostku přes Moravskou Sázavu; 14 — amfibolit — Výprachtice—Halda, 900 m z. od k. 620 m, 1300 m sv. od křižovatky silnic Horní Čermná—Výprachtice; 15 — amfibolit — Koburk, 500 m sv. od k. 548 m, 1000 m z. od centra obce Koburk; 16 — amfibolická břidlice — Výprachtice, 800 m s. od k. 576 m, 900 m jv. od křižovatky silnic Lanškroun—Bystřec; 17 — amfibolická břidlice — Bystřec, 500 m z. od k. 536 m, 1200 m sz. od k. 588 m; 18 — amfibolit — Souvlastní, 250 m sz. od křižovatky v obci; 19 — amfibolit — Klášterec nad Orlicí, 500 m jz. od k. 658 m, 200 m s. od k. 543 m; 20 — amfibolická břidlice — Klášterec nad Orlicí, 500 m sv. od k. 551 m

i na novoměstské krystalinikum a teoreticky na celý v. okraj lugika. Přítomnost rozčleněných ofiolitů v letovickém a staroměstském krystaliniku (Mísař 1979, Jelínek et al. 1984, Mísař et al. 1984) je s takovou představou v dobrém souladu. Geochemickou charakteristiku mafických

Tabulka 4

Chemické složení kyselých metavulkanitů novoměstského krystalínika

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	77,40	73,80	71,01	74,42	73,86	72,41	72,79	75,70	67,56
TiO ₂	0,08	0,20	0,16	0,04	0,10	0,11	0,38	0,50	0,61
Al ₂ O ₃	12,52	14,09	15,38	14,35	14,38	13,53	13,53	12,02	14,77
Fe ₂ O ₃	0,64	0,63	0,44	0,15	0,83	0,52	1,18	0,98	1,21
FeO	0,36	0,72	0,58	0,28	0,32	0,96	2,00	1,72	3,14
MnO	0,011	0,037	0,029	0,015	0,011	0,052	0,068	0,054	0,082
MgO	0,07	0,49	0,38	0,07	0,07	0,19	0,93	1,16	1,94
CaO	0,20	0,88	1,38	0,91	0,07	1,20	0,73	1,43	1,09
Li ₂ O	0,001	0,002	0,002	0,001	0,003	0,002	0,003	0,001	0,004
Na ₂ O	6,97	5,33	5,03	5,41	4,64	5,07	5,66	3,83	3,89
K ₂ O	0,55	2,57	3,34	3,25	4,32	3,14	0,61	0,79	2,51
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,05	0,03	0,04	0,05	0,09	0,11	0,18
CO ₂	0,04	0,03	0,82	<0,01	0,05	0,70	0,03	<0,01	<0,01
C org	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03	0,03	0,04
H ₂ O ⁺	0,45	0,59	0,78	0,26	0,70	2,31	1,29	0,90	2,15
F	0,02	0,03	0,03	<0,01	0,04	0,02	0,03	0,03	0,05
S	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,03
H ₂ O ⁻	0,06	0,08	0,05	0,07	0,06	0,09	0,22	0,16	0,10
celkem	99,48	99,55	99,47	99,35	99,32	100,41	99,59	99,42	99,32

	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	69,54	72,22	76,39	71,05	72,53	75,84	76,05	72,44
TiO ₂	0,43	0,32	0,10	0,63	0,36	0,16	0,16	0,45
Al ₂ O ₃	15,93	13,74	13,52	13,27	14,26	12,52	13,32	13,93
Fe ₂ O ₃	1,08	1,31	0,61	0,99	0,53	0,75	0,68	0,85
FeO	0,76	2,11	0,36	2,86	1,43	1,01	0,58	2,12
MnO	0,036	0,045	0,022	0,068	0,031	0,036	0,031	0,056
MgO	0,94	1,06	0,10	1,62	0,84	0,21	0,33	1,10
CaO	1,81	1,79	0,15	1,28	0,93	0,54	0,78	1,85
Li ₂ O	0,003	0,002	0,001	0,003	0,002	0,002	0,001	0,002
Na ₂ O	7,19	5,07	5,88	4,18	4,77	4,10	6,97	4,60
K ₂ O	0,62	0,42	1,29	1,26	3,48	3,61	0,13	0,64
P ₂ O ₅	0,14	0,07	0,01	0,17	0,12	0,05	0,02	0,10
CO ₂	0,15	0,08	0,03	0,05	<0,01	0,05	<0,01	0,02
C org	0,01	0,01	0,03	0,04	0,02	<0,01	0,02	0,01
H ₂ O ⁺	1,14	1,23	0,83	1,73	0,94	0,48	0,39	1,39
F	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	<0,01	0,02
S	0,04	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03
H ₂ O ⁻	0,15	0,12	0,09	0,11	0,11	0,08	0,08	0,16
celkem	99,89	99,64	99,48	99,35	100,38	99,48	99,57	99,76

i felzických metavulkanitů novoměstského krystalínika ukazují obrázky 1a, 2a, 3a, 4a, 5.

Doplněním geochemických dat z této oblasti včetně stanovení prvků ze

Tabulka 5

Stopové prvky v kyselých metavulkanitech novoměstského krystalinika

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
As	12	7	9	16	17	10	15	<7	<7
Au	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Co	<1	2,44	1,50	<1	<1	2,52	9,61	7,04	11,6
Cr	<7	13	11	12	<7	8	13	69	57
Cs	<1	1,81	2,00	1,91	1,37	1,37	<1	1,23	<1
Cu	15	9	<7	<7	18	122	66	23	41
Hf	12,6	4,22	5,04	3,19	8,06	6,45	5,19	5,25	5,47
Mo	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Nb	82	12	9	9	34	36	<7	<7	<7
Ni	7	8	<7	<7	<7	7	12	27	33
Pb	<7	32	45	41	<7	13	<7	<7	<7
Rb	26	97	145	148	112	79	18	18	64
Sb	2,25	1,03	<1	<1	<1	<1	<1	<1	1,01
Sc	2,10	3,96	5,37	2,22	1,62	2,27	14,8	7,70	13,8
Sn	<7	<7	<7	<7	<7	9	<7	<7	<7
Sr	63	111	139	62	48	83	176	240	229
Th	27,5	18,7	7,55	8,28	12,5	9,63	4,99	5,63	9,47
U	7,61	6,98	3,82	<3	4,93	7,27	<3	<3	<3
Y	79	34	23	17	40	24	19	11	22
Zn	<7	17	26	<7	15	16	24	19	37
Zr	108	69	85	23	180	172	136	178	155

	10	11	12	13	14	15	16	17
As	16	<7	<7	<7	11	<7	<7	<7
Au	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
Co	1,12	5,69	1,70	10,9	3,61	2,47	2,67	6,47
Cr	23	12	9	74	7	10	16	24
Cs	<1	1,03	<1	1,31	1,08	<1	<1	<1
Cu	19	9	12	9	<7	27	44	17
Hf	7,62	3,47	9,27	6,34	4,45	9,72	6,81	6,66
Mo	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Nb	<7	<7	19	<7	<7	16	12	<7
Ni	<7	<7	<7	33	<7	<7	<7	<7
Pb	<7	<7	<7	<7	25	<7	<7	<7
Rb	14	<7	33	27	92	71	<7	15
Sb	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Sc	9,53	15,2	5,41	11,0	5,77	3,00	4,70	7,65
Sn	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7	<7
Sr	179	134	59	281	173	47	99	354
Th	7,06	1,61	11,8	6,06	13,0	17,0	14,2	3,15
U	5,44	7,00	4,01	4,15	8,95	5,82	4,30	<3
Y	71	26	62	16	21	84	41	27
Zn	41	11	<7	36	23	9	<7	29
Zr	232	61	186	211	129	184	173	246

skupiny vzácných zemin (TR) byly získány některé nové poznatky. Poměry Th/U v metabazitech jsou podobné průměrům abysálních tholeiitů (Rivalenti 1976). Havelka - Hofrichterová (1983) udávají

Tabulka 6

Prvky vzácných zemin v kyselých metavulkanitech novoměstského krystalinika

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
La	5,09	16,6	7,81	2,82	17,0	35,4	10,3	21,5	27,1
Ce	24,7	39,1	23,1	7,41	40,5	75,5	39,8	50,9	67,3
Sm	3,86	4,13	1,95	<1	3,26	5,66	3,04	3,29	4,41
Eu	0,86	0,33	0,36	0,12	0,55	1,03	0,62	0,83	1,01
Tb	1,85	1,07	<1	<1	<1	<1	<1	<1	<1
Yb	11,6	3,38	1,56	<1	4,23	2,99	2,97	1,21	1,76
Lu	2,00	0,44	0,22	<0,1	0,64	0,36	0,55	0,30	0,52

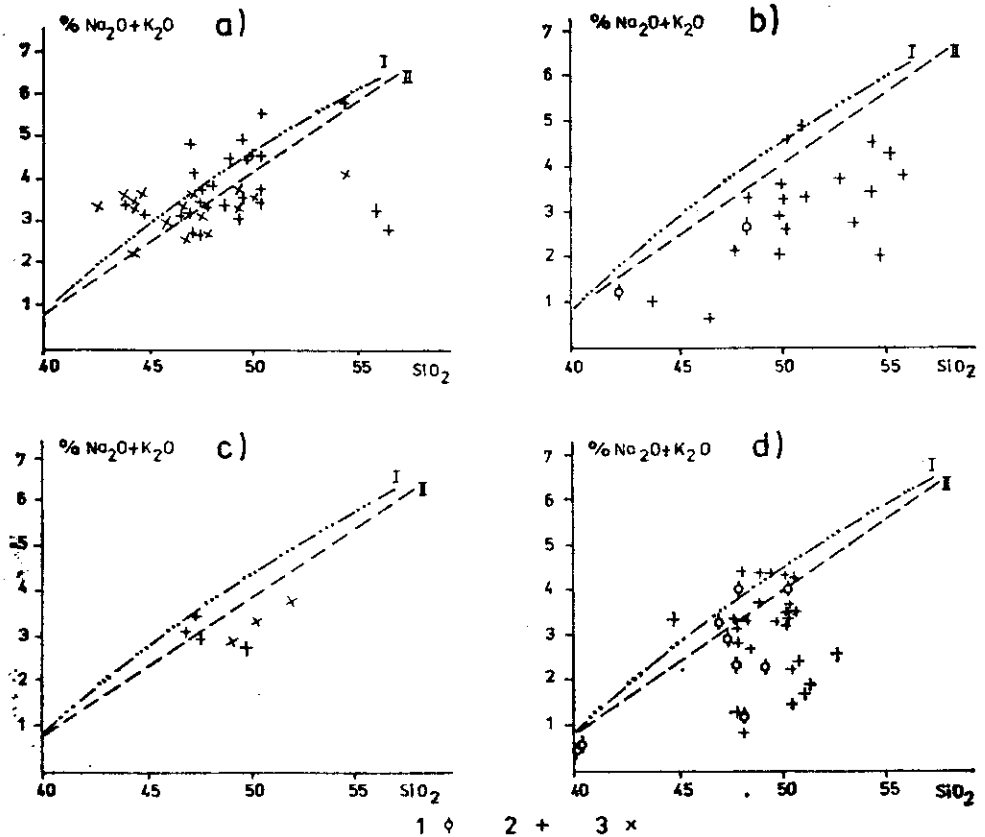
	10	11	12	13	14	15	16	17
La	25,7	7,69	10,6	23,0	25,4	31,6	35,2	18,2
Ce	65,5	24,2	64,2	61,7	58,2	82,3	73,6	41,5
Sm	10,4	3,04	2,61	4,29	4,18	8,81	6,01	4,03
Eu	1,87	0,75	0,33	1,11	0,68	0,74	0,57	0,98
Tb	1,89	<1	1,21	1,03	<1	2,01	1,18	<1
Yb	6,44	3,31	6,92	1,98	1,41	9,25	4,27	2,84
Lu	0,87	0,66	0,91	0,46	0,19	1,43	0,69	0,53

Vysvětlivky k tabulkám 4—6

1 — porfyroid — Dobřany, 400 m sv. od k. 598 m, 800 m j. od k. 655 m; 2 — keratofyr — Polom, 50 m jv. od k. 668 m; 3 — keratofyr — Sedloňov, 650 m s. od kostela v obci; 4 — keratofyr — Sedloňov, 30 m v. od kostela v obci; 5 — keratofyr — Sediviny, 70 m s. od k. 566 m, 1100 m jv. od k. 657 m; 6 — keratofyr — Klečkov, 1200 m sv. od hájovny v Antonínově údolí, levý břeh říčky Bělá, 7 — metakvarceratofyr — Uhřínov pod Deštnou, 150 m jv. od kostela v obci; 8 — metakvarceratofyr — Uhřínov pod Deštnou, 900 m sv. od okraje osady Bukový, pravý břeh říčky Kněžna; 9 — metakvarceratofyr — Uhřínov pod Deštnou, 950 m sv. od okraje osady Bukový, pravý břeh říčky Kněžna; 10 — metakvarceratofyr — Uhřínov pod Deštnou, 900 m vsv. od okraje osady Bukový, 2500 m j. od samoty Polanka; 11 — metakvarceratofyr — Prorubky, 1400 m sv. od k. 581 m (Šibeník); 12 — křemenný keratofyr — Rampuše, 350 m jz. od k. 660 m, 1300 m sv. od s. okraje obce Hláška; 13 — metakvarceratofyr — Rampuše, 550 m jz. od chaty Kovárna, 500 m jv. od k. 660 m; 14 — keratofyr — Souvlastní, 150 m s. od křižovatky silnic Bělá—Nebeská Rybná, 800 m vjv. od okraje obce Souvlastní; 15 — křemenný keratofyr — Popelov, 200 m v. od křižovatky silnic Bělá—Nebeská Rybná, 1200 m sz. od kostela v Nebeské Rybné; 16 — křemenný keratofyr — Nebeská Rybná, 350 m vjv. od kostela v obci; 17 — metakvarceratofyr — Nebeská Rybná, 700 m vjv. od kostela v obci

Silikátové analýzy (tab. 1 a 4) a rentgenofluorescenční analýzy (tab. 2 a 5) byly provedeny v laboratořích Ústředního ústavu geologického (M. Huka, E. Krystová a kol. 1984), instrumentální neutronové aktivační analýzy (tab. 3 a 6) v laboratořích s. p. Geindustria v Černošicích (V. Moučka a kol. 1984)

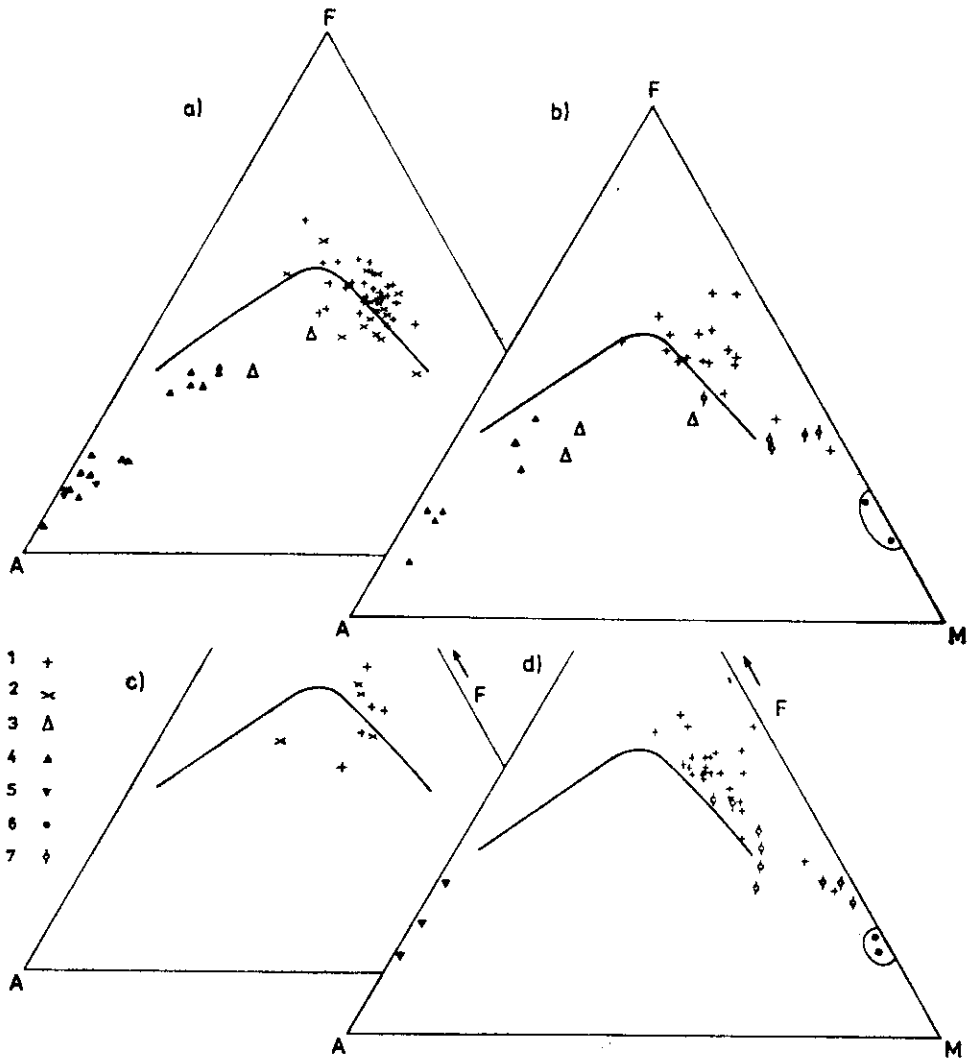
hodnoty U a Th pro devonské keratofyry vrbenské skupiny z Horního Města (Th 9,2—16,1 ppm) a Horního Benešova (Th 1,7—12,2 ppm). Srovnáme-li jejich údaje s obsahy v kyselých metavulkanitech novoměstské skupiny (Th 11 až 17 ppm), vidíme určitou podobnost s horninami od Horního Města. Naproti tomu obsahy U jsou v obdobných horninách novoměst-



1. Metabazity, amfibolity a metagabra novoměstského (a), zábřežského (b), staroměstského (c) a letovického krystalinika (d) v diagramu $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ (hmotnostní %). Hranice mezi alkalickými a subalkalickými horninami: I — podle T. N. Irvina - W. R. A. Baragara (1971), II — podle G. A. Macdonalda - T. Katsury (1964). I — metagabra; 2 — amfibolity; 3 — metabazity nerozlišené

ské skupiny vyšší (4,01—5,82 ppm) než v devonské vrbenské skupině (3,4—3,5 ppm). Poměry K/Rb (viz obr. 6) se pohybují převážně mezi 200 až 500, což ukazuje na celkem primitivní charakter zdrojového materiálu jak bazických, tak kyselých metavulkanitů a dokonce i „tonalitů“. Ploché distribuční křivky prvků vzácných zemin, které jsou normalizované chondrity, ukazují na primitivní, nepříliš diferencovaný materiál bazických vulkanitů. Poměr Ce_N/Yb_N se pohybuje kolem 2,9, La_N/Lu_N kolem 1,7. Podle nízkého stupně obohacení lehkými prvky TR je možno potvrdit názor Domečky - Opletala (1977, 1980), že bazické metavulkanity novoměstské skupiny jsou podobné tholeiitickým bazaltům oceánského dna — viz obr. 7a.

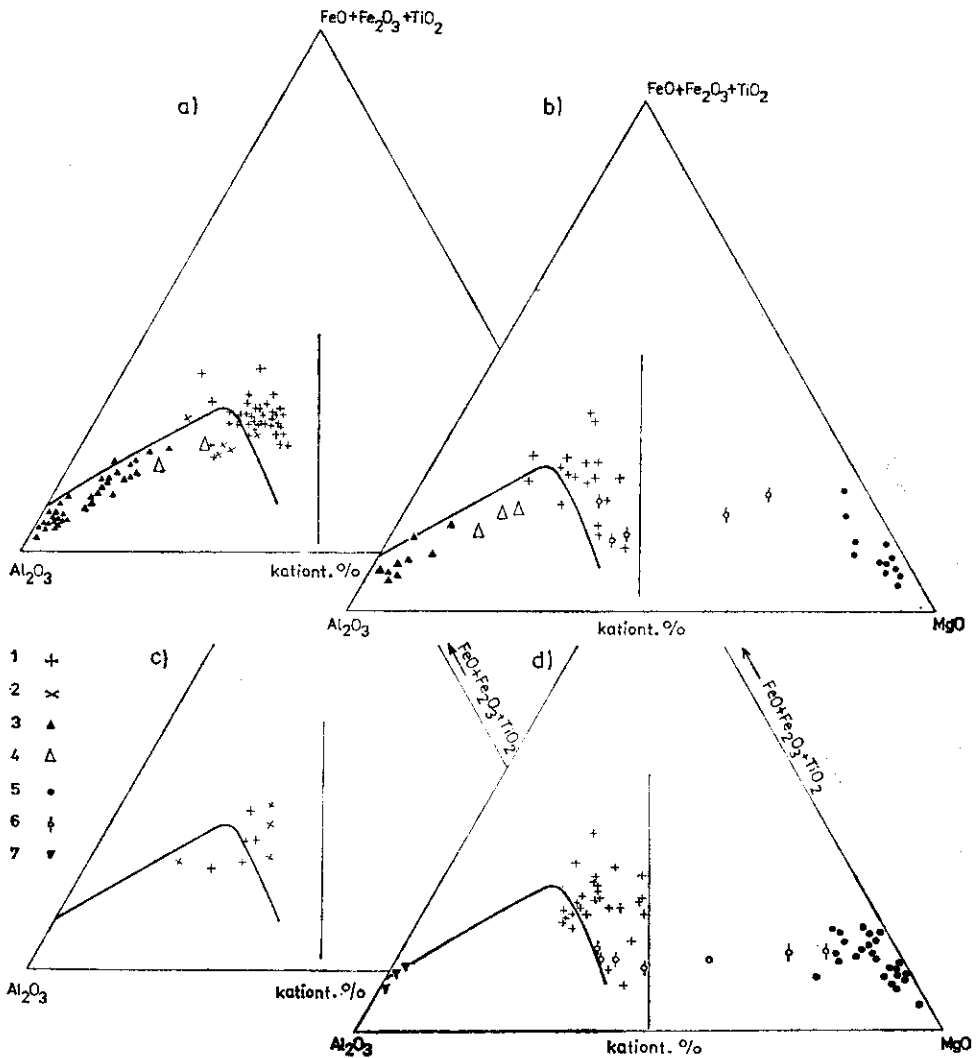
Hlavní součástí zábřežského krystalinika jsou metasedimenty zábřež-



2. Metavulkanity jv. části luga v diagramu AFM (a – novoměstské, b – zábřežské, c – staroměstské, d – letovické krystalinikum) (rozhraní tholeiitického a alkalicko-vápenatého pole podle T. N. Irvina - W. R. A. Baragara 1971)
 1 – amfibolity; 2 – metabazity nerozlišené; 3 – „tonality“; 4 – metakeratofyry;
 5 – porfyroidy; 6 – ultrabazity; 7 – metagabra

ské skupiny [chloritová a staurolitová zóna]. Původní sedimenty měly často drobový charakter. Slaběji metamorfované sedimenty [např. fylity z okolí Moravské Třebové] jsou pravděpodobně ekvivalentní novoměstským fylitům.

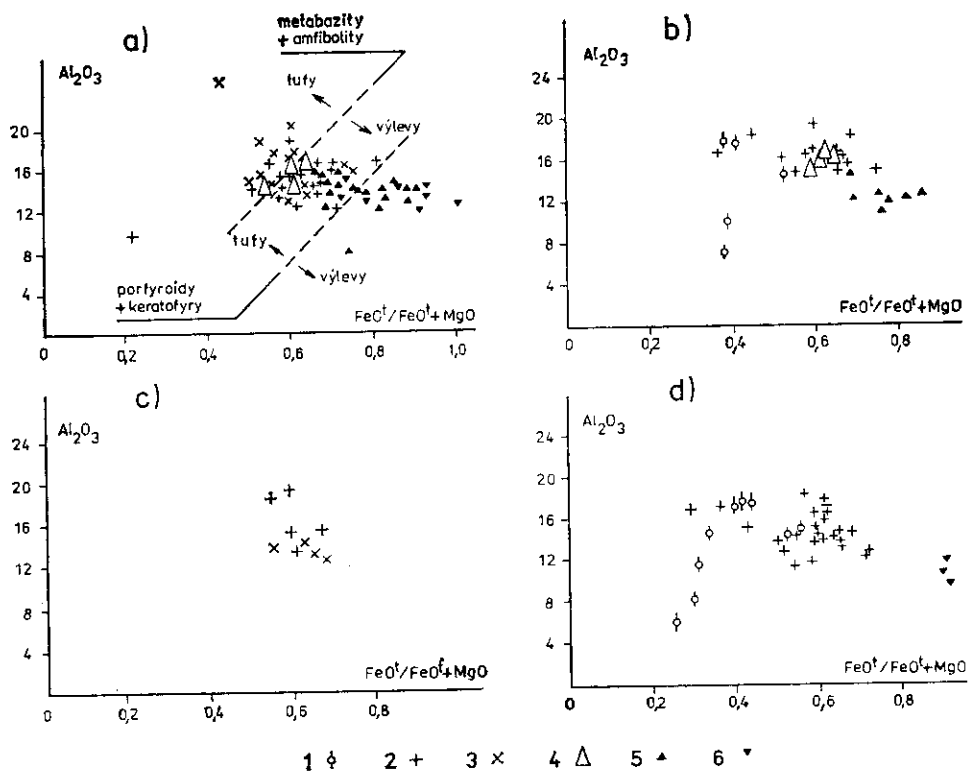
Do metasedimentů intrudují deskovitá tělesa „tonalitů“, okolo kterých



3. Metavulkanity jv. části lugika v kationtovém diagramu podle L. S. Jensena (1979) (a – novoměstské, b – zábřežské, c – staroměstské, d – letovické krystalinikum). Rozhraní mezi komatiitovou a bazaltovou sérií je značeno *svislou plnou* čarou
 1 – amfibolity; 2 – metabazity nerozlišené; 3 – metakeratofyry; 4 – „tonality“;
 5 – ultrabazity; 6 – metagabra; 7 – porfyroidy

dochází k periplutonní metamorfóze, při které vznikají perlové a migmatitické ruly (společně se objevuje sillimanit a cordierit).

V komplexu metasedimentů se kromě „tonalitů“ objevují hojná tělesa metabazitů a ojediněle i kyselé metavulkanity a drobná tělesa ultramafitů (hadce). Bazické metavulkanity (zelené břidlice a amfibolity) jsou

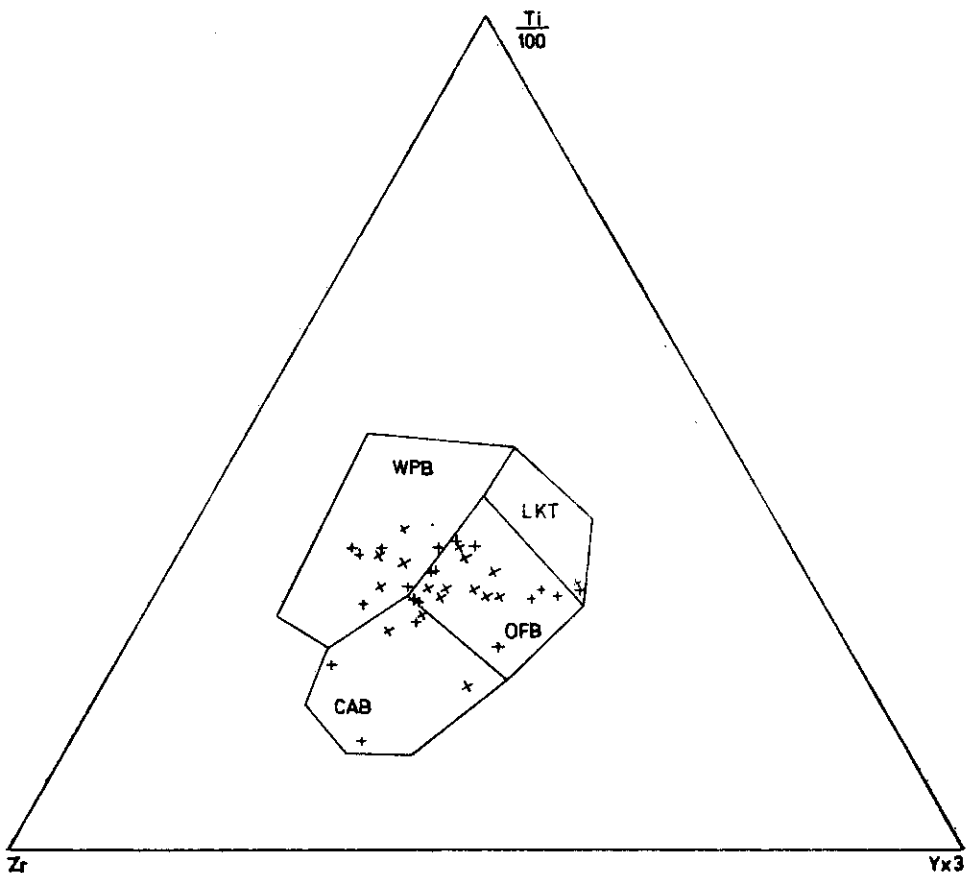


4. Metavulkanity jv. části ligu v diagramu $Al_2O_3 : FeO^l/FeO^l+MgO$ (a — novoměstské, b — zábřežské, c — staroměstské, d — letovické krystalinikum). Hranice stanoveny na základě petrografického studia
 1 — metagabra; 2 — amfibolity; 3 — metabazity nerozlišené; 4 — tonality; 5 — metakeratofyry; 6 — porfyroidy

hraničním horizontem mezi zábřežskou a novoměstskou skupinou. Přestože jsou metamorfovány od zóny chloritové až po staurolitovou, zachovávají si stále stejný chemismus. To dokazuje izochemickou metamorfózu předpokládanou D o m e č k o u a O p l e t a l e m (1977, 1980). Distribuce hlavních prvků (viz obr. 1, 2, 3) v metabazitech zábřežské skupiny ukazuje na jejich subalkalický tholeiitický charakter.

Chondrity normalizované distribuční křivky vzácných zemin (obr. 8a) nevykazují obohacení lehkými TR proti těžkým ($La_N/Ce_N/Yb_N \sim 1$); obsahy jsou velmi nízké, obojí je podobné distribuci těchto prvků v bazaltech oceánské kůry. Slabá pozitivní europiová anomálie nasvědčuje obohacení plagioklasem.

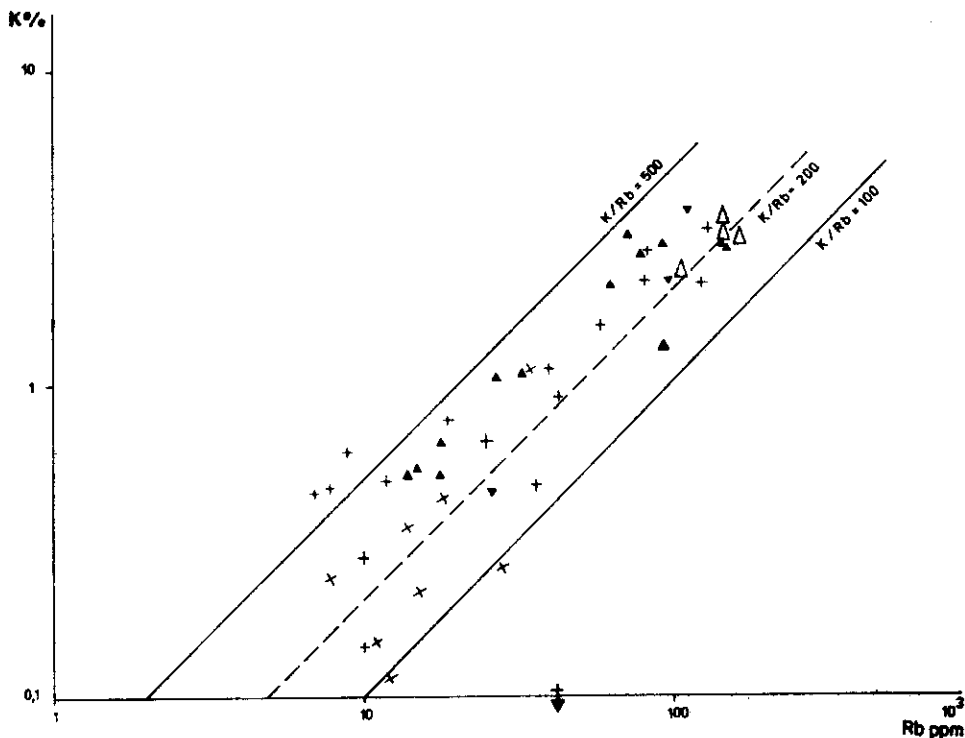
Staroměstská skupina na rozdíl od novoměstské a zábřežské skupiny je heterogenním souborem metasedimentů, z nichž část je ekvivalentní novoměstské a část horninám zábřežské skupiny (srov. též S k á c e l



5. Bazické metavulkanity novoměstského krystalinika v diskriminačním diagramu $Ti/100 : Zr : Y \times 3$ (podle J. A. Pearce - G. R. Canna 1974)
 OFB — pole bazaltů oceánského dna; LKT — bazalty ostrovních oblouků; WPB — vnitrodeskové bazalty; CAB — alkalicko-vápenaté bazalty. + — amfibolity; x — metabazalty nerozlišené

1981). Poměrně časté jsou ve staroměstském krystaliniku převážně ložní tělesa „tonalitů“. Důležitá je přítomnost metavulkanitů, které jsou výše metamorfovaným ekvivalentem obdobných hornin novoměstského krystalinika. Místy se vyskytují tělesa ultramafických hornin (peridotitů) a ojedinele gaber. Tímto se staroměstské krystalinikum jako celek blíží letoveckému. Mísař et al. (1984) také oba komplexy řadí do moravskoslezské metaofiolitové zóny, přestože letovecké krystalinikum je počítáno již k středoečeské oblasti (Mísař et al. 1983).

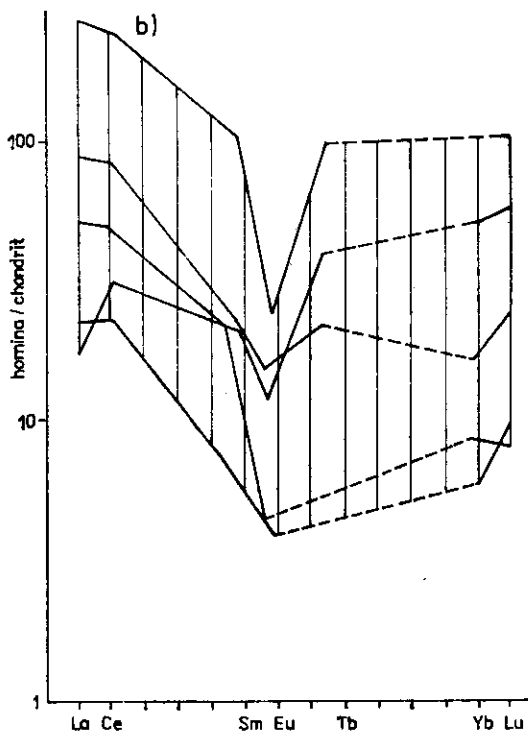
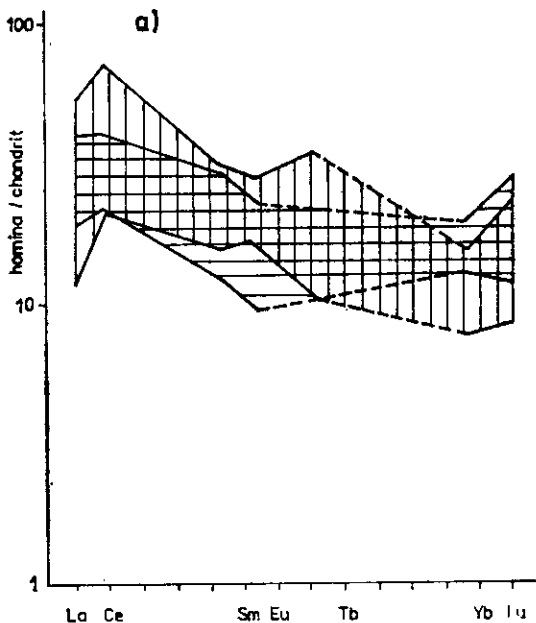
Metavulkanity reprezentované různými typy amfibolitů v heterogenních metasedimentech staroměstského krystalinika jsou ekvivalentní spodním amfibolitům z rozhraní novoměstské a zábřežské skupiny. Ačkoliv je sta-



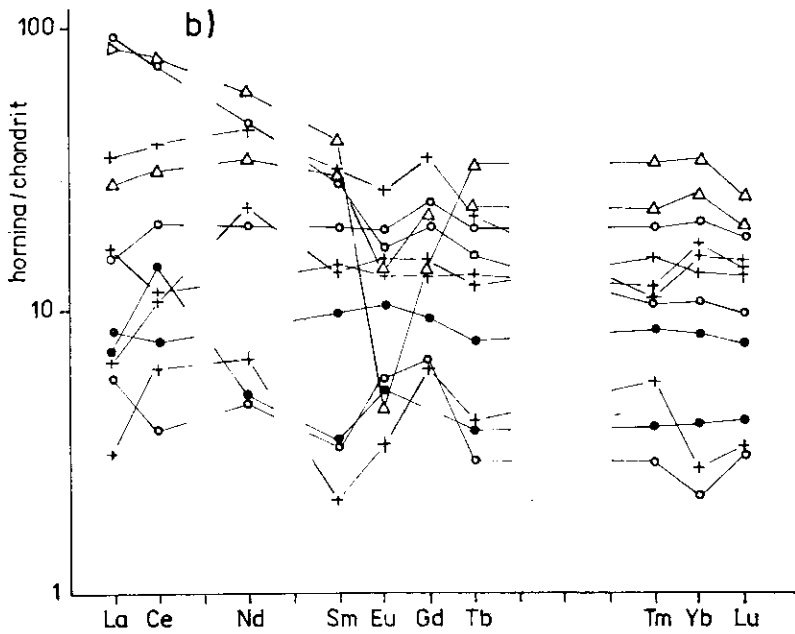
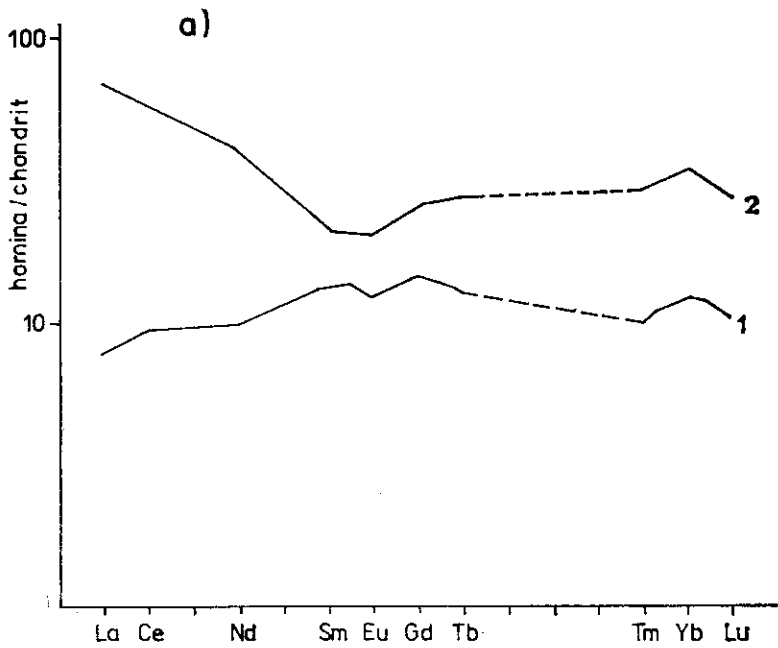
6. Metavulkanity novoměstského krystalinika v diagramu K/Rb
Vysvětlivky viz obr. 4

roměstské krystalinikum jako celek nejsilněji metamorfováno, na chemismu hornin a distribuci stopových prvků se vliv metamorfózy neprojevuje. Bazické metavulkanity mají opět subalkalický, tholeiitický charakter. Prakticky zde chybějí horniny s tufogenní příměsí s alkalicko-vápenatým chemismem (obr. 1b, 2b, 3b, 4b). Kyselé metavulkanity typu keratofyrů a porfyroidů spadají do alkalicko-vápenatého pole. Rozptyl jejich projekčních bodů je způsoben různým zastoupením tufogenní příměsí — obr. 4a, 4b.

Vulkanismus je charakterizován i distribucí prvků TR (obr. 8b). Jejich celkové obsahy jsou nízké, i když ve srovnání s obdobnými horninami zábřežské skupiny mírně vyšší. Normalizované křivky vzácných zemin jsou ploché, bez výrazného obohacení lehkými TR. Poněkud vyšší rozptyl (srov. obr. 6 a 7 s obr. 8) je způsoben dvěma vzorky peridotitů ve spodní části diagramu, jejichž stupeň obohacení lehkými TR je sice obdobný amfibolitům, ale celkové obsahy vzácných zemin jsou nižší. V mafických horninách staroměstského krystalinika je opět celková distribuce vzác-



7. Distribuce prvků vzácných zemin (TR) v metavulkanitech novoměstského krystalinika. Obsahy stopových prvků jsou normalizovány chondritem (F. A. Frey et al. 1968)
- a* — stanovena pole pro metabazity nerozlišené (vodorovná šrafa) a amfibolity (svislá šrafa) (celkem 15 vzorků); *b* — pole kyselých metavulkanitů určeno z 16 vzorků, z nichž některé jsou vyneseny



8. Distribuce prvků vzácných zemin v amfibolitech (1) a zelených břidlicích (2) zábřežského krystalinika (a) a staroměstského krystalinika (b)

Vysvětlivky viz obr. 2

ných zemín blízka bazaltům oceánské kůry. Místy se projevuje velmi slabá pozitivní Eu-anomálie ($Eu/Eu^* \approx 1$).

Ve svrchní části diagramu na obrázku 8b se soustřeďují průmětné body vzorků kyselých metavulkanitů. Vykazují obohacení lehkými vzácnými zemínami i celkově vyšší koncentrací TR oproti mafickým metavulkanitům. Negativní Eu-anomálie se projevuje zvláště u vzorku z Vojkovic. Lze uvažovat o komagmatickém původu kyselých i mafických metavulkanitů, přičemž kyselé členy mohly vzniknout z taveniny po frakcionaci plagioklasu, obohacené lehkými TR. Podobná distribuce byla zjištěna i pro TR v metavulkanitech novoměstského krystalinika.

Letovické krystalinikum je tvořeno komplexem epizonálně i mezozonálně metamorfovaných sedimentů, v nichž jsou uzavřena tělesa ultramafických hornin (peridotitů), gaber a hojně polohy metavulkanitů (amfibolitů). Ultramafické a mafické horniny letovického krystalinika považují M í s a ř et al. (1984) a J e l í n e k et al. (1984) za část ofiolitového komplexu kadomského stáří. Polyfázová deformace a metamorfóza tohoto komplexu probíhala za podmínek facie zelených břidlic a amfibolitové (400–600 °C a 200–500 MPa). Zmínění autoři řadí letovické krystalinikum do moravskoslezské ofiolitové zóny. Nehojné polohy kyselých metavulkanitů zde zjistila P o u b o v á (in O p l e t a l et al. 1985) v amfibolitech.

Z geochemického hlediska jsou mafické horniny letovického krystalinika srovnatelné s obdobnými horninami ofiolitových komplexů (J e l í n e k et al. 1984). Jedná se o subalkalické, tholeiitické typy s primitivní distribucí nekompatibilních prvků. Metavulkanity se neliší od stejného komplexu v novoměstské, zábřežské a staroměstské skupině (obr. 1d, 2d, 3d, 4d).

Faktorová analýza

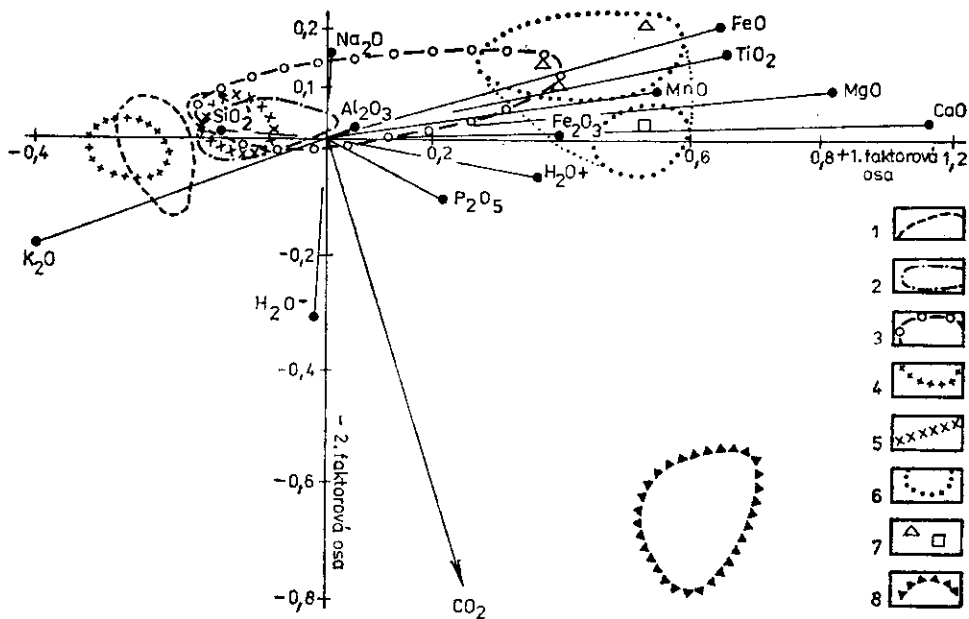
Pro matematicko-statistické vyhodnocení chemismu hlavních prvků metavulkanitů metodou faktorové analýzy byl vybrán soubor silikátových analýz z krystalinika Orlických hor. Stalo se tak proto, že počtem analýz (celkem 70 vzorků) je tento soubor ze studovaného regionu nejobsáhlejší a je navíc podložen podrobným geologickým, strukturním, petrografickým a geochemickým výzkumem (D o m e č k a - O p l e t a l 1977, 1980; O p l e t a l et al. 1980; P e c í n a 1985; O p l e t a l et al. 1989). Pro možnost posouzení geochemických vztahů k jiným horninám tohoto území byly do matematicko-statistického zpracování zahrnuty i metasedimenty novoměstského a zábřežského krystalinika a svorů stroňské skupiny, dále ortoruly a migmatity jádra orlicko-kladské klenby, granitoidy a žilné vyvřeliny. Počet hodnocených vzorků tak dosáhl 188.

Jako matematického aparátu bylo použito korespondenční analýzy (Benzecri 1970, David et al. 1977, Belonin et al. 1982). Analýza sdružuje Q a R způsob faktorové analýzy a není ovlivněna statistickým rozdělením dat. Výsledkem analýzy je sdružení proměnných (zde 14 složek silikátové analýzy) v souřadnicovém faktorovém prostoru, zároveň se seskupením příbuzných vzorků hornin. Tím je rovněž určeno, které soubory znaků se podílejí na rozčlenění vzorků. První faktorová osa vysvětluje 60,2 % a druhá 14,7 % celkového rozptylu. Proto je výhodné redukovat původní mnoharozměrový faktorový prostor na dvourozměrný, aby bylo umožněno přehledné grafické znázornění chemismu hlavních prvků studovaných vzorků. Jak ukázal výpočet a názorně pak obrázek 9, hodnoty zátěží na 1. faktorové ose jsou ovlivňovány v záporném úseku faktorového diagramu hlavně K_2O a SiO_2 , v kladném úseku CaO , MgO , TiO_2 , FeO , MnO , Fe_2O_3 a H_2O^+ . Zátěže na 2. faktorové ose ovlivňují především CO_2 a H_2O^- . (Kromě prvních dvou faktorových os je zde zajímavá i osa 3., vysvětlující 9,2 % celkového rozptylu. Hodnoty zátěží na ní ovlivňují především Na_2O a P_2O_5 .)

Na základě uvedeného sdružení znaků pomocí faktorové analýzy můžeme v našem případě vyčlenit 2 základní faktory ovlivňující seskupování vzorků: faktor I vyjadřuje koncentraci salických minerálů (převážně křemene a K-živce) na jedné straně a koncentraci femických minerálů na straně druhé. Faktor II vysvětluje proces povrchového zvětrávání a endogenní alterace.

Pro účely interpretace faktorové analýzy byly studované horniny rozděleny do 8 skupin: 1. metakeratofyry a porfyroidy novoměstského krystalinika, 2. metasedimenty téhož krystalinika, 3. „tonality“, 4. acidní granitoidy novohrádeckého a kudowsko-olešnického masívu, 5. intermediární granitoidy kudowsko-olešnického masívu, 6. metabazity novoměstského krystalinika, 7. gabrodiorit (Špičák), gabro (Pěčín), 8. metamorfované „bazické tufy“. Další vyčleněné typy horninových grup (metasedimenty a porfyroidy stroňské skupiny a ortoruly) byly využity pro vzájemné porovnání, ale z důvodu přehlednosti obrázku 9 byly vypuštěny. Horninové grupy vytvářejí v diagramu větší či menší „pole“, která vznikla idealizovaným omezením rozptýlených průmětných bodů (tj. jednotlivých analýz vzorků hornin). Pozice „polí“ horninových grup ve faktorovém diagramu (obr. 9) naznačuje vzájemnou chemickou podobnost jednotlivých souborů a jejich vztahy k vyčleněným faktorům I a II. Podle velikosti a tvaru lze hodnotit variabilitu v chemickém složení vyčleněných horninových souborů.

Kyselé metavulkanity jsou na obrázku 9 soustředěny kolem záporného úseku první faktorové osy a jsou tedy ovlivňované faktorem I. Metakvarceratofyry jsou blízké metasedimentům novoměstské a zábřežské skupiny



9. Chemické složení horninových souborů z novoměstského krystalinika, vyjádřené ve dvourozměrném faktorovém prostoru spolu s osami jednotlivých složek
 1 — metakeratofyry a porfyroidy; 2 — metasedimenty; 3 — „tonality“; 4 — acidní granitoidy novohrádeckého a kudovsko-olešnického masívu; 5 — intermediární granitoidy kudovsko-olešnického masívu; 6 — metabazity nerozlišené; 7 — gabrodiorit Špičáku (trojúhelník), gabro z Pěčína (čtverec); 8 — metabazity (nerozlišené) vzniklé z bazických tufů

a současně intermediární granitoidům kudovsko-olešnického masívu. Porfyroidy a keratofyry novoměstského krystalinika jsou geochemicky sblížené s acidními granitoidy a zároveň s ortorulami. Horninový komplex „tonalitů“ má velmi proměnlivý chemismus zřetelně spjatý s faktorem I, jak dokazuje jeho elipsovitě protažené „pole“ podle 1. faktorové osy. Žilné lamproidní horniny jsou převážně ovlivněny také faktorem I a leží jako skupina s větším rozptylem vně „pole“ acidních granitoidů, keratofyrů, metasedimentů a metakvarceratofyrů. Metabazity (amfibolity a zelené břidlice) novoměstského krystalinika tvoří „pole“ vázané hlavně na faktor I. Gabrodiority Špičáku spadají do „pole“ metabazitů. Gabro od Pěčína a několik dalších vzorků metabazitů lze vyčlenit jako samostatnou podskupinu, prodlužující „pole“ amfibolitů a zelených břidlic ve směru záporného úseku 2. faktorové osy. Od vlastních metabazitů se svým chemismem výrazně odlišují horniny vzniklé metamorfózou bazických tufů, spjaté zejména s faktorem II (zvětrávání, alterace). Lze to vysvětlit především slabou odolností primárních minerálních složek těchto hornin vůči sekundárním endogenním a exogenním procesům.

Pozice kyselých a bazických metavulkanitů na 1. faktorové ose — se-
pětí s faktorem I — svědčí o jejich komagmatickém původu. Je možné
rovněž předpokládat, že komagmatický vztah ke kyselým a bazickým me-
tavulkanitům mají všechny další studované, částečně deformované mag-
matické horniny: od gaber přes „tonality“, intermedlární granitoidy až
k acidním granitoidům.

Závěr

Ze srovnání metamorfovaných vulkanických hornin a s nimi asociova-
ných metasedimentů novoměstského, staroměstského, zábřežského a leto-
vického krystalinika vyplývají tyto závěry:

1. Přes petrografickou pestrost a různý stupeň metamorfózy si metavul-
kanity v celé studované oblasti zachovávají velmi podobné chemické
složení, doložené koncentracemi a distribucemi jak hlavních, tak sto-
pových prvků, včetně TR. Všechny mafické členy mají subalkalickou
tholeiitickou povahu, všechny felzické členy jsou vápenato-alkalické.
Geologické faktory, koncentrace prvků a distribuce TR mafických
a felzických hornin ukazují, že obě skupiny se mohly vytvořit ze spo-
lečného zdroje. Tímto zdrojem by bylo subalkalické bazaltové magma,
chemicky podobné magmatu recentních bazaltů dnešního oceánského
dna. Negativní Eu-anomálie na normalizovaných distribučních křiv-
kách TR felzických metavulkanitů ukazuje, že jejich vlastní magma
mohlo být zbytkovým magmatem výrazně obohaceným o lehké TR,
vzniklým po frakcionaci bazického plagioklasu.
2. Charakter metavulkanitů ve studovaných geologických jednotkách od-
povídá sedimentačnímu prostoru s kůrou oceánského typu. To potvrzu-
je závěry Domečky a Opletala (1977, 1980) a Opletala
et al. (1980) pro novoměstské krystalinikum. Mísař et al. (1984)
a Jelínek et al. (1984) považují letovické a staroměstské krysta-
linikum za součásti jedné metaofiolitové zóny. Jakeš et al. (1975)
zjistili, že svrchní proterozoikum tepelsko-barrandienské oblastí vznik-
lo rovněž v prostředí s oceánským typem kůry. Zábřežské krystalini-
kum, které se považuje za ekvivalent středočeského svrchního prote-
rozoika už od dob Kettnerovy srovnávací studie (1922), má rov-
něž metavulkanity shodného typu jako předešlé tři jednotky.
3. Metasedimenty všech čtyř jednotek mají podobný ráz. V novoměstské
skupině byly původně pelitické až peliticko-psamitické, v zábřežské
skupině převážně peliticko-psamitické, často drobového charakteru.
V heterogenním staroměstském krystaliniku lze zjistit horniny, odpo-
ovídající horninám jak zábřežského, tak novoměstského krystalinika.

Metasedimenty letovického krystalinika jsou blízké horninám krystalinika zábřežského.

4. Výsledky faktorové analýzy podporují předchozí představy o komagmaticnosti mafických a felzických metavulkanitů a spolu s koncentracemi a distribucemi hlavních a stopových prvků (včetně TR) ukazují, že také částečně deformované intruzivní typy hornin, od gaber přes „tonality“ až po granity, by mohly pocházet z téhož magmatického zdroje. Ze dvou základních vyčleněných faktorů nám faktor I vysvětluje proces koncentrace salických minerálů na jedné straně a femických minerálů na straně druhé; faktor II vysvětluje proces povrchového zvětrávání a endogenní alterace metavulkanitů.

Autoři děkují dr. P. Jakešovi a recenzentovi dr. J. Chábovi za řadu podnětných připomínek k předložené práci. Dále děkují ing. D. Fialové a dr. P. Rambouskovi za pomoc při odběru vzorků a jejich vyhodnocení faktorovou analýzou.

K tisku doporučil J. Cháb

Literatura

- Belonin, M. D. - Golubeva, A. N. - Skublov, V. I. (1982): Faktornyj analiz v geologii. — Izdat. Nedra. Moskva.
- Benzecri, J. P. (1970): Distance distributionelle et mètrique du Chi deux en analyse factorielle des correspondances. — 3rd ed Lab. Statist. Math., Fac. Sci. Paris.
- Bukowski, G. (1883): Über den Bau der südlichen Sudetenausläufer östlich von der March. — Verh. K.-Kön. geol. Reichsanst. Wien.
- David, M. - Dagbert, M. - Beauchemin, Y. (1977): Statistical analysis in geology: correspondence analysis method. — Quart. Color. Sch. Mines, 72, 1, 1—60. Golden. Colorado.
- Domečka, K. - Opletal, M. (1976): Stratigrafie, stavba a metamorfóza severní části novoměstské série. — Sbor. geol. Věd, Geol., 28, 157—187, Praha.
- (1977): Metamorfované svrchnoproterozoické tholeiity v západní části orlicko-kladské klenby. — MS Geofond. Praha.
- (1980): Metamorphosed Upper Proterozoic tholeiites of the NE part of the Bohemian Massif. — Krystalinikum, 15, 55—80. Praha.
- Frey, F. A. - Haskin, M. A. - Poetz, J. A. - Haskin, L. A. (1968): Rare earth abundances in some basic rocks. — J. geophys. Res., 73, 6085—6098. Washington.
- Harazim, S. - Pacltová, B. - Pouba, Z. (1981): Organické zbytky v krystaliniku silesika a východního luga. Sbor. Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek, 6, 224—247. — Úst. geol. věd přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.
- Havelka, J. - Hofrichterová, L. (1983): Studium radioaktivity křemenné mineralizace a okolních křemitých hornin v oblasti Hrubého a Nízkého Jeseníku a Oderských vrchů. — Geol. Průzk., 25, 6, 168—170. Praha.
- Irvine, T. N. - Baragar, W. R. A. (1971): A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. — Can. J. Earth. Sci., 8, 523—548. Ottawa.

- Jakeš, P. - Zoubek, J. - Zoubková, J. (1979): Graywackes and metagraywackes of the Teplá-Barrandian Proterozoic area. — Sbor. geol. Věd, Geol., 33, 83—122. Praha.
- Jelínek, E. - Pačesová, M. - Mísař, Z. - Martinec, P. - Weiss, Z. (1984): Geochemistry of a dismembered metaophiolite complex, Letovice, Czechoslovakia. — Trans. Ray. Soc. Edinburgh Earth Sci., 75, 37—48. Edinburgh.
- Jensen, L. S. (1979): A new kationt plot for classifying subalkalic volcanic rocks. — Miscellaneous pap., 66, Ontario division of Mine, 1—22. Ontario.
- Kettner, R. (1922): Algonkium na Moravě. — Čas. Vlasten. Spol. mus., 33, 1, 1—4. Olomouc.
- Kodym, O. - Svoboda, J. (1949): Zpráva o geologických výzkumech v Orlických horách (list generál. mapy Vysoké Mýto). — Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ., 24, 2—3, 106—109. Praha.
- Konzalová, M. (1978): Some results of micropaleontological research in the East Sudetic sedimentary sequence. — Čas. Mineral. Geol., 23, 4, 389—394. Praha.
- Kopa, D. (1982): Horniny s hyperstenem nebo cummingtonitickým amfibolem v Rychlebských horách. — Čas. Slez. Muz., Sér. A, 31, 3, 229—236. Opava.
- Koverdinský, B. - Konzalová, M. (1986): Problematika stratigrafického zařazení záměškové skupiny. — Věst. Ústř. Úst. geol., 61, 3, 159—167. Praha.
- Kretschmer, F. (1902): Die nutzbaren Minerallagerstätten Westmährens. — Jb. K.-Kön. geol. Reichsanst., 52, 354—495. Wien.
- Macdonald, G. A. - Katsura, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. — J. Petrology, 5, 82—133. Oxford.
- Mísař, Z. (1958): K rozšíření a charakteristice metamorfovaného proterozoika na severovýchodním okraji Českého masívu. — Acta Univ. Carol., Geol., 3, 215—220. Praha.
- (1963): Předdevonský geologický vývoj sv. okraje Českého masívu. — Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 73, 1—60. Praha.
- (1979): The position of ultrabasic rocks in geotectonic cycles and geological units of the Bohemian Massif. — In: Vanek, J. et al. (editor): Geodynamic investigations in Czechoslovakia, 167—177. Veda, Bratislava.
- Mísař, Z. - Dudek, A. - Havlena, V. - Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. — Stát. pedagog. nakl. Praha.
- Mísař, Z. - Jelínek, E. - Pačesová, M. (1984): The Letovice dismembered metaophiolites in the framework of the Saxo-Thuringian zone of the Bohemian Massif. — Mineral. Slovaca, 16, 13—28. Bratislava.
- Opletal, M. et al. (1980): Geologie Orlických hor. — Ústř. Úst. geol. Praha.
- Opletal, M. - Jelínek, E. - Poubová, E. - Pecina, V. (1985): Geochemie metavulkanitů sv. okraje Českého masívu. Dílčí zpráva, In: K. Pošmourný - P. Jakeš et al.: Shrnutí výsledků výzkumů na úkole C 52-347-201/DÚ04. — MS Geofond. Praha.
- Opletal, M. - Pecina, V. - Pošmourný, K. - Rambousek, P. (1989): Geochemická charakteristika hornin krystalinika Orlických hor pomocí faktorové analýzy. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1986, 107—108. Praha.
- Pearce, J. A. - Cann, G. R. (1974): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. — Earth. planet. Sci. Lett., 339—349. Amsterdam.
- Pecina, V. (1985): Geochemie metavulkanitů novoměstského krystalinika [Diplom. práce.] — MS přírodověd. fak. Univ. Karl. Praha.
- Poubová, E. (1984): Amphibolites of the Letovice Crystalline Complex and their genetic interpretation. — Krystalinikum, 17, 112—121. Praha.
- Rivalenti, G. (1976): Geochemistry of metavolcanic amphibolites from south-west

- Greenland. — In: „The early history of the Earth“. Editor B. F. Windley, 213—223. John Willey, London.
- Skácel, J. (1981): Geologie krystalinických sérií v okolí města Jeseníku. — Sbor. Prací Univ. Palackého (Olomouc), 70, Geogr. Geol., 20, 107—126. Olomouc.
- Suess, F. E. (1926): Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — Berlin.
- Svoboda, J. et al. (1964): Regionální geologie ČSSR I/1. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Svoboda, J. - Chaloupský, J. et al. (1961): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-33-XVII Náchod. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Urban, K. (1934): Předběžná zpráva o geologických poměrech v území mezi Zábřehem a Šilperkem na severní Moravě. — Čas. Vlasten. Spol. mus., 47, 3—4, 85—89. Olomouc.
- Zapletal, K. (1932): Geologie a petrografie země Moravskoslezské s ohledem na užitková ložiska. — Vlastivěd. čas. jz. Moravy „Od Horácka k Podýjí“, 283. Brno

Metavolcanites of the SE part of the Lugicum, their geochemistry and geotectonic interpretation

(Summary of the Czech text)

Mojmír Opletal - Emil Jelínek - Vratislav Pecina - Karel
Pošmourný - Eva Poubová

Received February 22, 1988

Metamorphosed, predominantly basic volcanites occur in the Nové Město, Zábřeh, Staré Město and Letovice crystalline complexes. The volcanites in the Nové Město, Staré Město and Letovice crystalline complexes are associated also with felsitic metavolcanites (Domečka - Opletal 1976, Skácel 1981). The rock successions of the Letovice and Staré Město crystalline complexes exhibit quite frequently ultramafite or metagabbro bodies (single occurrences were observed also in the Zábřeh and Nové Město crystalline complexes).

The rocks of the four regional units are metamorphosed in the greenschist and amphibolite facies; single occurrences of strongly retrograde-metamorphosed eclogites are known from the Staré Město crystalline complex (Kopa 1982). The rocks of the Staré Město, Zábřeh and Letovice crystalline complexes (prevalingly staurolite zone, locally sillimanite or cordierite zones, especially in the vicinity of "tonalite" bodies) are the most strongly metamorphosed ones.

Beside the above rocks the Nové Město, Zábřeh and Staré Město crystalline complexes exhibit also intrusive rocks such as gabbros to granites. The most common of them are relatively dark intermediate intrusive rocks usually described as tonalites in literature.

Metavolcanites in the entire studied area exhibit very similar chemical composition documented by concentrations and distributions of both the major and trace elements including REE. All mafic rocks show a subalcalic tholeiitic character while the felsitic rocks attain calc-alcalic character. Geological factors, element concentrations and distribution of REE mafic and felsitic rocks provide evidence that both groups may have originated from a common source — subalcalic magma. The magma was comparable with the basaltic magma of the recent mid-ocean ridges. The negative Eu-anomaly on standard distribution curves of REE felsitic metavolcanites shows that their own magma was a residual magma after

fractionation of basic plagioclase. The residual melt was significantly enriched with light REE.

The character of the metavolcanites indicates that the sediments and volcanites of all the four described geological units were formed in the sedimentary area with an ocean-type crust.

The set of 188 silicate analyses from the Orlické hory Mts. crystalline complex including mafic and felsitic metavolcanites, metasediments of the Nové Město and Zábřeh crystalline complexes, mica schists, orthogneisses and migmatites of the Orlice-Kladsko crystalline complex, granitoids and dyke rocks was processed using factor (correspondence) analysis. On the basis of combining codes using correspondence analysis two basic factors influencing grouping of the studied rock samples in the given set can be defined: the factor I explains concentration of the salic minerals on one, and femic minerals on the other hand. The factor II explains the process of surface weathering and endogenic alteration. The results of the correspondence analysis support the theory of comagmatic origin of the mafic and felsitic metavolcanites and together with concentration and distributions of the major trace elements show that partially deformed intrusive rocks — gabbros, tonalites to granites — may have originated from the same magmatic source.

Přeložila T. Hlavatá

Explanation of tables

Table 1. Chemical composition of basic metavolcanites of the Nové Město crystalline complex.

1 — amphibolite — Poříčí-Skuhrov, right bank of the Bělá river, 1200 m SE of Osečnice village limits, 200 m S of the Nový hrad castle; 2 — amphibolite — Antonínovo údolí valley, 200 m SE of gamekeeper's lodge, 1500 m E of Osečnice village limits; 3 — amphibolite — Souvlastní, 1200 m SSE of Souvlastní village limits, 100 m N of Bělá—Nebeská Rybná road crossing; 4 — amphibolite schist — Rokytnice v Orlických horách, 600 m E of sawmill, 800 m NE of the church in the square; 5 — amphibolite — Rokytnice v Orlických horách, 150 m E of sawmill, 500 m NE of the church in the square; 6 — amphibolite — Přím, 500 m W of Pěčín village limits, 600 m N of 480 m elevation; 7 — amphibolite — Bredůvka, 500 m E of Bredůvka village limits, 1500 m SW of 638 m elevation; 8 — amphibolite — Jablonné nad Orlicí, 500 m SE of 537 m elevation, 600 m SW railway station Jablonné nad Orlicí; 9 — amphibolite — Jablonné nad Orlicí, 900 m SSE of 537 m elevation, 1000 m SW of railway station Jablonné nad Orlicí; 10 — amphibolite — Bystřec, 400 m E of 588 m elevation (Na Vartě); 11 — amphibolite — Štítý, 1800 m W of Štítý village, 500 m ENE of Polsko settlement; 12 — amphibolite — Horní Heřmanice, 500 m SE of 645 m elevation, 750 m N of Horní Heřmanice—Rýdrovice road crossing; 13 — amphibolite — Koburk, 100 m SE of bridge across the Moravská Sázava river; 14 — amphibolite — Výprachtice - Halda, 900 m W of 620 m elevation, 1300 m NE of Horní Čermná—Výprachtice road crossing; 15 — amphibolite — Koburk, 500 m NE of 548 m elevation, 1000 m W of Koburk village

center; 16 — amphibole schist — Výprachtice, 800 m N of 576 m elevation, 900 m SE of Lanškroun—Bystřec road crossing; 17 — amphibole schist — Bystřec, 500 m W of 536 m elevation, 1200 m NW of 588 m elevation; 18 — amphibolite — Souvlastní, 250 m NW of road crossing in the village; 19 — amphibolite — Klášterec nad Orlicí, 500 m SW of 658 m elevation, 200 m N of 543 m elevation; 20 — amphibole schist — Klášterec nad Orlicí, 500 m NE of 551 m elevation.

Table 2. Trace elements in basic metavolcanites of the Nové Město crystalline complex.

Table 3. Rare earth elements in basic metavolcanites of the Nové Město crystalline complex.

Table 4. Chemical composition of acid metavolcanites of the Nové Město crystalline complex.

1 — porphyroid — Dobřany, 400 m NE of 598 m elevation, 800 m S of 655 m elevation; 2 — keratophyre — Polom, 50 m SE of 668 m elevation; 3 — keratophyre — Sedloňov, 650 m N of the village church; 4 — keratophyre — Sedloňov 30 m E of the village church; 5 — keratophyre — Šedivín, 70 m N of 566 m elevation, 1100 m SE of 657 m elevation; 6 — keratophyre — Klečkov, 1200 m NE of gamekeeper's lodge in Antonínovo údolí valley, left bank of the Bělá river; 7 — metaquartzkeratophyre — Uhřínov pod Deštnou, 150 m SE of the village church; 8 — metaquartzkeratophyre — Uhřínov pod Deštnou, 900 m NE of Bukový village limits, right bank of the Kněžna rivulet; 9 — metaquartzkeratophyre — Uhřínov pod Deštnou, 950 m NE of Bukový village limits, right bank of the Kněžna rivulet; 10 — metaquartzkeratophyre — Uhřínov pod Deštnou, 900 m ENE of Bukový village limits, 2500 m S of Polanka lonely house; 11 — metaquartzkeratophyre — Prorůbky, 1400 m NE of 581 m elevation (Šibeník); 12 — quartz keratophyre — Rampuše, 350 m SSW of 660 m elevation, 1300 m NE of the north limits of Hláška village; 13 — metaquartzkeratophyre — Rampuše, 550 m SW of Kovárna cottage, 500 m SE of 660 m elevation; 14 — keratophyre — Souvlastní, 150 m N of Bělá—Nebeská Rybná road crossing, 800 m ESE of Souvlastní village limits; 15 — quartz keratophyre — Popelov, 200 m of Bělá—Nebeská Rybná road crossing, 1200 m NW of Nebeská Rybná church; 16 — quartz keratophyre — Nebeská Rybná, 350 m ESE of the village church; 17 — metaquartzkeratophyre — Nebeská Rybná, 700 m ESE of the village church.

Table 5. Trace elements in acid metavolcanites of the Nové Město crystalline complex.

Table 6. Rare earth elements in acid metavolcanites of the Nové Město crystalline complex.

Explanation of text-figures

- Metabasites, amphibolites and metagabbros of the Nové Město (a), Zábřeh (b), Staré Město (c) and Letovice (d) crystalline complexes in the diagram $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$ (mass %). Boundary between alkaline and subalkaline rocks: I — after T. N. Irvine - W. R. A. Baragar [1971], II — after G. A. Macdonald - T. Katsura [1964]. 1 — metagabbros, 2 — amphibolites, 3 — metabasites, undistinguished.
- Metavolcanites of SE part of the Lugicum in the AFM diagram; (a — Nové Město, b — Zábřeh, c — Staré Město, d — Letovice crystalline complexes). Boundary between tholeiitic and alkali-calcic fields after T. N. Irvine - W. R. A. Baragar 1971. 1 — amphibolites; 2 — metabasites undistinguished; 3 — "tonalites"; 4 — meta-keratophyres; 5 — porphyroids; 6 — ultrabasites; 7 — metagabbros.

3. Metavolcanites of SE part of the Lugićum in the cation diagram of L. S. Jensen (1979) (*a* — Nové Město, *b* — Zábřeh, *c* — Staré Město, *d* — Letovice crystalline complexes). Boundary between the komatiite and basalt series is marked by a vertical full line.
1 — amphibolites; 2 — metabasites undistinguished; 3 — metakeratophyres; 4 — "tonalites"; 5 — ultrabasites; 6 — metagabbros; 7 — porphyroids.
4. Metavolcanites of SE part of the Lugićum in the diagram $Al_2O_3 : FeO^{\text{Fe}}/FeO^{\text{Fe}} + MgO$ (*a* — Nové Město, *b* — Zábřeh, *c* — Staré Město, *d* — Letovice crystalline complexes). Boundaries determined on the basis of a petrographic study.
1 — metagabbros; 2 — amphibolites; 3 — metabasites undistinguished; 4 — "tonalites"; 5 — metakeratophyres; 6 — porphyroids.
5. Basic metavolcanites of the Nové Město crystalline complex in the discrimination diagram $Ti/100 : Zr : Y \times 3$ (after J. A. Pearce - G. R. Canne 1974).
OFB — ocean floor basalt; LKT — low-potassium tholeiite; WPB — within-plate basalts; CAB — calc-alkaline basalts. 1 — amphibolites; 2 — metabasalts undistinguished.
6. Metavolcanites of the Nové Město crystalline complex in the diagram K/Rb.
For explanation see fig. 4.
7. Distribution of rare earth elements (TR) in metavolcanites of the Nové Město crystalline complex. Contents of trace elements are standardized by chondrite (F. A. Frey et al. 1968).
a — determined fields for undifferentiated metabasites (horizontal shading) and amphibolites (vertical shading — total 15 samples; *b* — field of acid metavolcanites determined from 16 samples.
8. Distribution of rare earth elements in amphibolites (1) and greenschists (2) of the Zábřeh (*a*) and Staré Město (*b*) crystalline complexes.
For explanation see fig. 2.
9. Chemical composition of rock sets of the Nové Město crystalline complex expressed in two-dimension factor area together with axes of individual components.
1 — metakeratophyres and porphyroids; 2 — metasediments; 3 — "tonalites"; 4 — acid granitoids of the Nový Hrádek and Kudowa-Olešnice massifs; 5 — intermediary granitoids of the Kudowa-Olešnice massif; 6 — metabasites undifferentiated; 7 — gabbrodiorite of Mt. Špičák (triangle), gabbro from Pěčín (square); 8 — metabasites (undifferentiated) from basic tuffs.

**Метавулканы ю.-в. части Лужицкой зоны,
их геохимия и геотектоническая интерпретация**

Мафические метаморфизованные вулканические породы (зеленосланцы и амфиболиты) кристаллических комплексов новоместского, староместского, забржежского и летовицкого обладают составом, близким к щелочному. Распределение в них больших литофильных элементов, плосковершинные кривые распределения редкоземельных элементов и слабая положительная европиевая аномалия подобны тем, которыми характеризуются современные толеитовые базальты морского дна. Фельзитические метавулканы области исследования обладают известково-щелочным составом, чему соответствует также их микрохимизм. Все метавулканы можно считать комагматическими. Характер мафических метавулканитов указывает на то, что все четыре вышеприведенных комплекса возникли, по всей вероятности, в среде осадконакопления с корой океанского типа.

Přeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 45	Pages 65—90	4 figs.	3 tabs.	1 pl.	Praha 1990 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	----------------	------------	------------	----------	------------------------------

Geology of Palaeozoic sediments of the deep borehole Jablůnka 1 (Beskydy Mts., NE Moravia) – comparison with the deep borehole Münsterland 1

Geologie paleozoických sedimentů vrtu Jablůnka 1 (Beskydy) – srovnání s vrtem Münsterland 1

Jaroslav Dvořák¹

Received June 12, 1987

1: 50 000
25-14

*Carpathians
Middle Devonian
Upper Devonian
Lower Carboniferous
Upper Carboniferous
Stratigraphy
Anchimetamorphism
Geothermal palaeogradient*

Dvořák, J. (1990): Geology of Palaeozoic sediments of the deep borehole Jablůnka 1 (Beskydy Mts., NE Moravia) — comparison with the deep borehole Münsterland 1. — Sbor. geol. Věd, Geol., 45, 65—90. Praha.

Abstract: Palaeozoic rocks of the borehole Jablůnka 1 were drilled between 2890—6318 m. They are represented by the lower part of the Ostrava Formation (base of the Namurian A — coal-bearing molasse), the Hradec-Kyjovice Formation (boundary between the Namurian and Viséan — flyschoid sediments), the Moravice Formation (Upper Viséan — calcareous shales), the Líšeň Formation (Upper Viséan—Upper Frasnian — organoclastic and nodular micritic limestones), the Macocha Formation (Frasnian—Givetian — reef-limestones) and a terrestrial Basal Clastic Formation (?Eifelian—Emsian?). The beds lie mainly subhorizontally. The metamorphic gradient is very steep — from diagenesis to strong anchimetamorphism. The thermal palaeogradient during Carboniferous times reached 70—80 °C.km⁻¹. A comparable borehole Münsterland 1 was situated symmetrically near the NW margin of the Variscan foreland basin of the Rhenohercynicum.

¹ Ústřední ústav geologický, Leitnerova 22, 602 00 Brno

Introduction

A partly cored deep borehole Jablůnka 1 served as a reference borehole for prospecting for potential oil- and gas-bearing structures below the Carpathian flysch nappes in NE Moravia. Palaeozoic sediments overlie

the Proterozoic crystalline rocks which formed the foreland of the Variscan tectogene. The tectogene was situated to the W of the borehole. The Palaeozoic sediments in the borehole were investigated by a team of geologists from the Geological Survey in Prague and Brno, the Institute of Geology of the Czechoslovak Academy of Sciences, the Moravian Petroleum Survey in Hodonín, the Geological Survey in Ostrava, and the Silesian Museum in Opava. The overlying sequence — the Carpathian flysch — had been evaluated previously (P e s l et al. 1982).

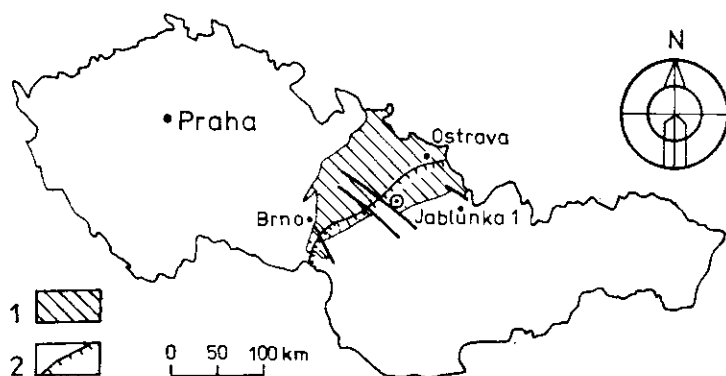
Biostratigraphy was taken as a basis for the evaluation of facies development, thickness, and tectonic development. A complete list of fauna, relevant for the stratigraphical setting, was given in the paper by F r i á k o v á and Z u k a l o v á (1986) which is referred to herein. The stromatoporoid fauna was investigated by V. Zukalová, rugose corals by A. Galle, tabulate corals by J. Hladil, conodonts by O. Friáková, foraminifers by J. Kalvoda, ostracods by M. Bless (the Netherlands), and flora by E. Purkyňová. J. Polický studied sediments of the coal-bearing Carboniferous, Z. Kukul the underlying deposits. M. Adamová evaluated sedimentary geochemistry. The intensity of metamorphism was studied by means of light reflectance of disseminated organic matter (P. Müller), illite crystallinity (K. Weber — FRG) and mineral and structural and textural changes traced by standard optical microscopy (Z. Kukul). All the reports (except for the contribution by K. Weber) are deposited in Geofond, Prague (Geological Documentation Centre) (P e s l 1983). Lithostratigraphic subdivision is based on the interpretation of well logging data. The author thanks Dr. A. Whittaker (Nottingham) for revision of the English text.

Stratigraphic and facies development

Basal Clastic Formation (6278 — 6318 m)

The sediments of Devonian age were deposited on the intensively weathered basement consisting of biotitic gneisses of Prepalaeozoic age. This process started in Lower, and continued into Middle Devonian times. The lowest part of the section consists of a 40 m thick sequence of grey and green conglomerates, sandstones, siltstones and shales. These sediments are mostly of continental origin and were deposited in rivers. The marine transgression proceeded gradually from the west eastwards. The conglomerates and sandstones are composed of mature detritus which indicates intensive weathering of the underlying crystalline rocks. The source area, lying in the east, was predominantly of gneisses with some contribution from granitoids and partly also from erosional relics of quartzites and phyllites, possibly of Upper Proterozoic age.

Granitoids of the basement are characterized by a large positive regional magnetic anomaly E of the borehole Krásná 1 and NE of the borehole Jablůnka 1. It is probable that the stable granitoid massif limited the Devonian marine transgression to the east. This massif formed a part of the Variscan foreland in this part of the basin.

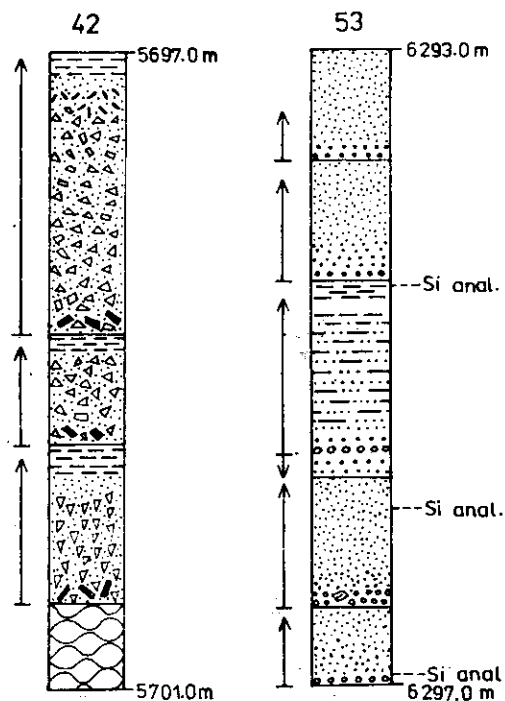


1. Location of the borehole Jablůnka 1
 1 — Devonian and Carboniferous in Moravia; 2 — outer border of the Carpathian nappes

Some quartz clasts of volcanic origin have been found which indicate contemporaneous (and/or immediately preceding) acidic volcanism in the environs. This is the first occurrence of volcanic quartz in Moravia at this stratigraphical level.

Clastic material was mature to supermature (83—85.5 % of SiO_2 in the sandstones — see tab. 1). The higher content of K_2O (2.26—2.8 %) corresponds to the presence of potassium feldspars. Even the clayey sediments exhibit considerable maturity (the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ ratio attains to 104.8). Great amounts of K_2O (up to 7.24 %) together with volcanic quartz might indicate an admixture of acidic volcanogenic material. Quartz clasts are generally angular which speaks in favour of rapid transport and deposition of washed weathered residue from the peneplain surface. The sediments are arranged in fining-upward sequences 0.6—1.3 metres thick. The grain size of the sandstones can be characterized by a pronounced bimodality. All these facts suggest deposition from unstable periodic river flows (see figs. 1 and 2).

It is highly probable that the upper parts of the Clastic Formation have been reworked during the marine transgression.



2. Detailed sections of two cores of the borehole Jablůnka 1
 Core bit No 42: limestone breccias with graded bedding. At the base nodular limestones (Famennian). Core bit No 53: rhythmic arrangement of conglomerates and sandstones of the river deposits (Basal Clastic Formation — Lower to Middle Devonian in age). Si anal. — samples for the silicate analyses. For lithological symbols see pl. 1. The *arrows* indicate graded bedding of the rhythms (which is also negative in one of the cases)

Macocha Formation

Lažánky Limestone (5 836—6 278 m)

Impure carbonates were deposited soon after marine transgression over a flat surface. At the base there are dark micritic clayey limestones, often laminated, which alternate with dark, fine-grained dolomites. These are devoid of macroorganisms; only some indeterminate shell fragments and some possible biogenic sphaeroids have been found. Large amounts of pyrite are present in the clayey laminae. Dolomitization is of early diagenetic character and witnesses a possible origin in a hypersaline supratidal environment.

The sea encroached step by step over shallow depressions in the highly peneplanized relief, where stagnant water accumulated, and the life conditions of the reef-building organisms were highly unfavourable. These conditions improved later, when the transgression advanced and the sea flooded a large surrounding area.

Rich coral and stromatoporoid faunas occur around the core depth of 6 150 m and indicate an Upper Givetian age. The thickness of the Middle Devonian sediments in the borehole Jablůnka 1 does not exceed 200 m (including the Basal Clastic Formation).

Intensive dolomitic sedimentation continued up to the lowest Frasnian, as evidenced also by geophysical logging. This type of sedimentation fades out slowly, but even at the depth of 6 000 m some intercalations of dark dolomitic limestones occur and at the depth of 5 905 m some scattered dolomite rhombs are present. The dark colour is typical also for the upper part of the Lažánky Limestone, a predominantly limestone sequence. The limestones are mostly biomicritic. Some lenses of coarser biosparites consist of crinoid debris, brachiopod and pelecypod shells, some fragments of bryozoans, corals and stromatoporoids. On the other hand, in the micrites, ostracodes, sponge spicules, sphaeres and primitive foraminifers predominate. Some micritic intraclasts with obscure algal texture have been also observed. Bioclasts are sometimes rounded and reworked and micrite washed away. The ubiquitous organic matter is, together with pyrite, concentrated into streaks and films. The terrigenous admixture is mostly represented by clay, except that in the uppermost parts of the sequence some slight admixture of clastic quartz of silt size occurs.

The sedimentary environment can be characterized as a shallow carbonate platform. Locally a stagnant anoxic environment influenced the pyrite and organic matter accumulation. Clay suspension in water prevented the development of reef fauna. Two alternating stages can be recognized: the first, one accompanied by faster subsidence rates of the sea floor, characterized by rich fauna and pure carbonates (corals, stromatoporoids) and the second, one characterized by slow subsidence and condensed sedimentation of clayey micrites with microfauna typical of sheltered lagoons. The presence of conodonts indicates temporary communication with the open sea. The terrigenous admixture, small thickness of the unit (for the Frasnian about 300 m) and the anoxic environment suggest the proximity of the coast.

The uppermost part of the Lažánky Limestone of Upper Frasnian age differs from the underlying sequence. It is characterized by the presence of biodetrital and microbrecciate limestones together with biomicrites comprising laminae of dark shales with sandy admixture. In the coarse-grained layers many fragments of crinoids, brachiopods and corals occur; also clasts of micritic, biomicritic, intraclastic and biodetrital limestone (average size 1 cm) are present. In the micrites some silicified valves of ostracods (Genera *Acratia* and *Zeuchnerina*) have been found; there are typical Middle and Upper Devonian forms.

The dark shale is highly mature chemically (Al_2O_3/Na_2O ratio 60.07) and rich organic matter ($C_{org} = 1.89\%$). Scattered quartz grains (up to 0.25 m) and the rich silty admixture indicate the proximity of a shoreline. Temporary strong currents transported limestone clasts eroded in neigh-

bouring shallows together with fragments of shallow water organisms, corals and also the terrigenous detritus. This can be considered as a first signal of the commencing regression.

Table 1

Thickness of Palaeozoic lithostratigraphic units, borehole Jablůnka 1

		Depth interval [m]	Thickness [m]
Lišeň Formation 431 m	Ostrava Formation	2 900—3 950	1 050
	Hradec-Kyjovice Formation	3 950—5 283	1 333
	Moravice Formation	5 283—5 405	122
	Hády-Říčka Limestone	5 405—5 495	90
	Křtiny Limestone	5 495—5 500	5
	Hády-Říčka Limestone	5 500—5 800	100
	Křtiny Limestone	5 600—5 625	25
	Hády-Říčka Limestone	5 625—5 730	105
	Křtiny Limestone	5 730—5 836	106
	Lažánky Limestone (dolomites)	5 836—6 278	442
	Basal Clastic Formation	6 080—6 265	185)
	6 278—6 318	40	

Total thickness of Palaeozoic rocks is 3418 m.

Lišeň Formation (5405—5836 m)

The unit consists of two lithofacies — the Křtiny Limestone and the Hády - Říčka Limestone which exhibit a mutual interdigitation. The Křtiny Limestone is characterized by a prevalence of micritites and clayey sediments, which were deposited in a quiet marine environment. By contrast, the Hády-Říčka Limestone is rich in bioterritus. Stronger currents played an important role during their deposition. In the Jablůnka 1 borehole, the total sequence of this formation, except for some thin layers, is of dark grey colour.

The limestones at the depth of 5730—5836 m are mostly dark grey to black, of micritic character, generally with nodular structure or in layers 1—5 m thick with some laminae and thin beds (1—4 cm) of black calcareous shales (with 24.48 % CaO). Large amounts of disseminated pyrite characterize the shales (2.20 % C_{org}). These pyrite aggregates group in places into large concretions of up to several centimetres in diameter.

The limestones are mostly micrites and biomicrites with some ostracod valves, sponge spicules, pelecypod shells and crinoid debris. No erosion of bioclasts can be observed. Some micrites have increased amounts of organic matter.

Quartz admixture is generally present; silty quartz attains to 3 %. Individual corroded quartz clasts of up to 0.2 mm in diameter can be observed and some phosphatized bioclasts have been also found.

Chemical maturity of these sediments is lower as evidenced by the Al_2O_3/Na_2O ratio [18.72] and the K_2O/Na_2O ratio [4.8]. Less weathered material was washed into the basin.

Table 2

Approximate thicknesses of Palaeozoic biostratigraphic units, borehole Jablůnka 1

		Thickness [m]	Borehole depth [m]
Namurian	over	1 050	3 950
Namurian A/Upper Viséan		1 333	5 283
Viséan	ca	227	5 510
Tournaisian	ca	100	5 610
Famennian	ca	210	5 820
Frasnian	ca	300	6 120
Givetian	ca	158	6 278
Emsian—Eifelian?		40	6 318

The sedimentary environment was quiet, mostly anoxic, below wave base and possibly could be interpreted in terms of a shallow bay. The Křtiny Limestone was depositing during a period of regression from the eastern part of the basin, where land uplift took place accompanied by a more intensive erosion of coarser and finer terrigenous material.

A huge input of fine terrigenous material in suspension caused reefal associations to perish. However, rich conodont fauna indicates communication with an open sea and enables more precise stratigraphic correlation.

Deposition of the Křtiny Limestone, commenced probably during the Upper Frasnian. However, in Middle Famennian times (? the *Palmatolepis marginifera* Zone ?) deposition of the Hádý-Říčka Limestone started. The thickness of the Křtiny Limestone (106 m) hereabout is comparable with surrounding regions and indicates a local instability of the basement.

The stratigraphical interval 5 625—5 730 m is documented by only two cores which are not representative of the whole section. From the cores, and also from the logging, it can be concluded that dark grey biotrital and microbreccial limestones prevail with some interlayers of biomicrites and calcareous shales. In the lower parts of this interval three graded units were found — 1.8, 0.7 and 1.0 m thick. They have breccia at their base overlain by biotrital and micritic limestone (fig. 2). The breccia contains angular and subangular fragments of limestones (1—3 cm in diameter). Near the base of the rhythm shales of calcareous shales are present. Some subrounded limy clasts can be considered as reworked, already diagenetically lithified nodules. Limestone fragments are mostly composed of biomicrites with foraminifers, sponge spicules, ostracods, crinoid debris and trilobites. They are slightly silicified in places. A fragment of bituminous dolomite was also found which might indicate a presence of shallow coastal sedimentation in wider surroundings.

Biotrital limestones contain, locally, a slight admixture of silty quartz. Bioclasts are of the same character as in the microbreccias. They show, however, better sorting. Clasts with algal texture have also been found. The admixture of organic matter with disseminated pyrite is generally present.

The conodont fauna indicates an Upper Famennian age of this limestone horizon (the zones *Palmatolepis gracilis expansa* and *Palmatolepis rugosa trachytera* were identified). In the limestone breccia the same conodont association as in the immediately underlying bituminous micrite was found. This means that these bituminous limestones were eroded, reworked and deposited within the limestone breccia soon after their sedimentation.

Chemical parameters (ratio $Al_2O_3/Na_2O = 97.92$) show that the clayey material was strongly weathered and highly mature. Deposition took place in anoxic environment within a shallow water basin, which was temporarily supplied with coarser detritus by episodic currents. The basin can be taken for a near shore environment.

As to the logging, the topmost interval, 18 m thick, is similar to the interval 5 540—5 600 m where crinoidal biotrital limestones are present.

The core and the logging curves show a 25 m thick (5 600—5 625 m) horizon of dark grey to black biomicrites with clayey admixture. The increased amount of organic carbon (1.28 C_{org}) is accompanied by pyrite occurring in massive laminae on a millimetre scale. In the biotritus, ostracod valves, gastropods, sphaeres, foraminifers and sponge spicules prevail. Crinoid debris is commonly silicified. In places, pronounced lamination of biomicrites with biotrital limestones is present.

The exact age of this unit could be identified neither on the basis of conodonts, nor by means of foraminifers. According to the silicified ostracods, the upper layer of this horizon conjoins the lowermost Tournaisian. The depositional environment was shallow with quiet conditions episodically replaced by a current dominated marine basin. Clay material washed from the landmass was moderately mature ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} = 13.52$). Deposition took place mostly in an anoxic environment below wave base. High values of $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio (4.72) are caused by secondary silicification.

Core data (core No 39) and geophysical log (5 500—5 600 m) show similarity of the lower parts of this interval with the preceding interval.

The overlying sequence, however, is somewhat different, with prevailing thinly bedded biotrital limestones, similar to core Nos 36 and 37 (see pl. 1).

The lower part, evidenced from core No 39, is developed as light grey biotrital limestones (the light colour is exceptional) passing in places into biomicrites. In the whole core, large scale fragments of crinoid debris prevail (two cross-sections of the whole calix were observed). Clasts up to 4 cm in size, of dark coloured micrites or light coloured biotrital limestones are present. The micrite clasts have no sharp outlines. Some fragments of corals and bryozoans are also present. The presence of micrite pockets within bioclasts is typical.

The conodont fauna proved the age of core No 39; it belongs to the lower part of the Upper Tournaisian.

The sediments were deposited in an agitated oxygenated shallow water environment. This is exceptional within the predominantly dark limestones deposited mostly in the anoxic environment.

The topmost 5 m thick bed of the Křtiny Limestone (5 495—5 500 m) is markedly characterized by geophysical logs and by core No 38. A 1.5 m thick bed of dark grey shale occurs in the core. It has a heterogeneous character: in the 0.2 m thick topmost interval pure clayey shale, possibly with volcanogenic material, is present (as evidenced by a silicate analysis, Al_2O_3 amounts to 29.88 %, TiO_2 1.17 % an increased amount of Na_2O is 2.31 %). The low $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio (1.74) indicates the absence of free quartz.

20 centimetres lower, a thin section identified sandy shale with 10 % of fine- and medium-grained sand (maximum grain size 0.5 mm). Monocrystalline quartz prevails being accompanied by porphyry and aphanite grains.

At 0.7—0.8 metres below the top of core No 38, siliceous shale with

Table 3

Chemical analyses of the rocks from the borehole Jablůnka 1

Core bit. No	Borehole depth [m]	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
11	3 063.00	63.07	0.70	9.21	2.06	1.79	0.050	1.31	6.52	0.68	1.68	0.15
13	3 207.00	58.59	0.95	19.76	0.90	3.47	0.040	1.86	0.20	1.50	3.93	0.32
14	3 317.00	56.06	1.02	21.98	1.30	3.87	0.095	2.24	1.33	1.52	4.05	0.48
18	3 695.00	61.34	0.83	22.59	0.95	3.30	0.045	1.87	0.29	1.84	3.70	0.65
20	3 894.00	56.26	0.91	20.47	1.67	5.54	0.116	2.84	0.46	1.89	3.22	0.35
21	4 000.80	57.72	0.96	18.63	0.66	5.67	0.094	2.74	1.51	2.02	2.95	0.19
26	4 500.00	57.40	1.25	19.49	1.97	4.44	0.052	2.50	0.36	2.46	2.74	0.30
27	4 602.30	55.25	0.94	20.79	0.79	6.82	0.069	2.83	0.79	1.89	3.22	0.21
28	4 696.00	54.86	1.11	21.33	0.84	4.98	0.045	2.34	0.30	1.85	3.06	0.33
30	4 903.00	56.85	1.04	20.87	1.72	5.29	0.065	2.62	0.27	1.94	3.05	0.18
31	5 002.80	55.01	0.82	19.82	0.60	6.39	0.093	3.33	1.64	2.02	3.32	0.17
32	5 098.60	65.54	0.87	14.44	0.79	4.63	0.083	2.29	1.62	2.74	1.94	0.20
34	5 303.50	55.84	0.85	20.05	2.61	4.45	0.100	2.71	0.89	1.98	3.55	0.15
38	5 497.20	52.09	1.17	29.77	0.39	1.79	—	1.23	0.69	2.31	3.34	0.066
40	5 602.70	52.41	0.55	11.09	1.11	1.11	0.004	2.64	13.59	0.82	2.83	0.051
42	5 698.00	22.93	0.17	5.19	0.34	0.98	0.011	2.36	35.81	0.053	1.38	0.065
44	5 804.40	35.84	0.34	8.24	0.50	0.93	0.013	3.05	24.48	0.44	2.11	0.090
45	5 852.70	47.68	0.79	15.62	2.54	1.58	0.018	3.43	10.65	0.26	5.37	0.085
53	6 294.45	59.16	1.06	23.06	1.37	1.62	0.034	1.00	0.29	0.22	7.24	0.056
53	6 295.90	85.48	0.25	6.80	0.77	0.82	0.054	0.38	0.55	0.10	2.26	0.092
53	6 296.95	83.02	0.26	7.50	0.83	2.04	0.087	0.56	0.32	0.23	2.80	0.081

The analyses were performed by the staff of the chemical laboratory of the Geological

an admixture of silty quartz was identified. It is rich in sericite, microcrystalline quartz, phosphatized organic remains, and even silica ooids (0.15 mm across). Chain-like and spherulitic aggregates are typical of this chalcedonic silica. The porous and streaky structure strongly suggests decalcified sediments. Macroscopically, some clay fragments have been near the base.

The remaining part of the core consists of dark biomicrites, with a faintly developed nodular structure in places and with an interlayer of calcareous shales with some small clasts of limestones. Also some intercalations of microbreccias with small intraclasts (0.12 mm across) appear, which consist of algal micrite. Calcitic sphaeroids, foraminifers, radiolarians (?), sponge spicules have also been identified. In the surrounding layers foraminifers prevail together with brachiopod valves and fragments. Pyrite is concentrated on bituminous films. Chemical analyses indicate strong silicification and only low clay content. This corresponds also to macroscopically identified chert concretions in the interval of 5 499.30—5 499.40 m.

According to the conodonts this interval could be roughly identified as corresponding to the Tournaisian—Viséan boundary, but the foraminifera-

Table 3

CO ₂	C _{org.}	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Al ₂ O ₃ /Na ₂ O	K ₂ O/Na ₂ O	Fe ₂ O ₃ /FeO	SiO ₂ /Al ₂ O ₃	Rock composition
8.27	0.68	4.02	0.54	13.54	2.47	1.15	6.84	siltstone
3.56	0.39	4.62	0.20	13.17	2.62	0.26	2.96	shale
1.01	1.10	4.43	0.32	14.46	2.66	0.36	2.55	shale
0.32	0.25	1.74	0.19	12.27	2.01	0.29	2.71	shale
1.53	0.70	3.99	0.34	10.83	1.70	0.30	2.75	shale
1.61	0.71	4.08	0.32	9.22	1.46	0.11	3.09	shale
1.68	0.41	4.44	0.22	7.92	1.11	0.44	2.94	shale
0.46	0.72	4.91	0.32	11.00	1.70	0.11	2.65	shale
3.59	0.30	5.57	0.22	11.53	1.65	0.17	2.57	shale
0.53	0.29	4.99	0.22	10.75	1.57	0.32	2.72	shale
1.38	0.68	4.39	0.27	9.81	1.64	0.09	2.77	shale
1.46	0.25	2.92	0.13	5.27	0.70	0.17	4.53	shale
0.55	0.99	5.00	0.27	10.12	1.79	0.58	2.78	shale
0.48	0.57	5.13	0.89	12.88	1.44	0.21	1.74	shale
10.58	1.28	3.85	0.21	13.52	3.45	1.00	4.72	calcareous shale
28.62	1.47	0.55	0.17	97.92	28.03	0.35	4.41	clayey limestone
20.47	2.20	0.28	0.12	18.72	4.79	0.53	4.32	clayey limestone
8.07	1.89	3.98	0.38	60.07	20.65	1.60	3.05	calcareous shale
0.19	0.04	3.85	0.57	104.80	32.90	0.84	2.56	shale
0.55	0.04	1.38	0.23	68.00	22.60	0.93	12.57	sandstone
0.33	0.04	1.51	0.15	32.60	12.17	0.40	11.06	sandstone

Survey, Prague.

feral fauna, which is rich and better preserved, enabled the identification of a Lower Viséan age.

Coarse terrigenous detritus suggests rapid episodic inflow to the quiet anoxic environment.

The source of authigenic silica can be found in the volcanogenic material and possibly also in the organic skeletons built by silica.

The highest limestone unit (5 405—5 495 m) consists of dark grey to black, fine-grained, biotrital limestones, passing into biomicrites. There is a fining-upward of detritus. Large brachiopods are pressure-deformed; rugose corals, crinoid fragments, gastropods, foraminifers, bryozoa, sponge spicules and trilobites are present. Moreover there are algal intraclasts, calcareous sphaeroids and cortoids. Micritization of bioclasts is very common, but silicification is rare. Some peloids were found. A terrigenous admixture of silty quartz is ubiquitous. In the topmost core there is a 3 cm thick layer of black clayey shale with a lamina of siliceous shale. Films and streaks of organic matter with pyrite are abundant in places.

Conodonts have not been found in this interval and this is why the

foraminifers were used for age identification. These allow an identification of the base of the Upper Viséan from cores No 35 up to 37.

The rich coral fauna, the association of large and small brachiopods, foraminifers and crinoids indicate a shallow water environment of an open sea with slight currents which were mostly incapable of removing the micrite. During diagenesis anoxic conditions prevailed.

Moravice Formation (5283—5405 m)

This interval displays special log characteristics and consists of black and dark grey clayey shales with pyrite concretions (up to 3 cm across) and rare brachiopod shells and crinoid stems. Some bioclasts are pyritized. The admixture of organic matter is considerable (2.76 to 5.77 %). Coarser terrigenous material is absent, even though the $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratios show the presence of free silica (2.78 and 2.63). The shales are partly slightly calcareous.

The exact age could not be palaeontologically determined. This interval possibly belongs to the higher parts of the Upper Viséan judging from the palaeontologically proved Upper Viséan in the top of the underlying Hádý-Říčka Limestones and the Namurian A in the overlying beds.

The sediments contain immature clastic material as evidenced by low values of the $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}$ ratio (13.25 and 10.12). Fine clayey detritus was deposited in quiet anoxic environment. Strong clayey input prevented the sea floor from colonisation by sessile and vagile benthos.

Hradec-Kyjovice Formation (3950—5283 m)

The bottom and top of this interval was determined by geophysical logging. The base coincides with the disappearance of the last sandy and silty bed in the shales. The top is marked by the base of a pronounced sandstone bed in the overlying formation.

This sequence is 1 333 m thick and consists mostly of dark grey and black silty shales with laminae of grey calcareous siltstones which are grouped in laminites. The sandstones layers are very rare. All the siltstones and sandstones are slightly calcareous, while some calcareous sphaeroids were found in the matrix. Sandstones and siltstones exhibit streaky lamination, ripple bedding and lenticular bedding. Some laminae and beds have sharp bottoms with load casts and flute casts. Graded bedding was also observed and micro-slump structures are common.

The clastic material consists predominantly of quartz plus some aphanites and plagioclases. Muscovite flakes are common; in siltstones some phosphate grains were found.

Black colouring corresponds to an admixture of organic matter (C_{org} generally below 1.0 %, maximum 1.23 %). Plant fragments were found in places, but fauna occurs only in the form of indetermined "ghosts".

Siltstones from the 5 100 m depth yielded the following heavy mineral association (J. Otava): zircon — 54.8 % (rounded grains prevail), apatite — 31.9 %, tourmaline — 12.3 % (mostly brownish and greenish varieties), rutile — 5.5 %, sagenite in biotite — 4.1 % and brookite — 1.4 %.

In Jablůnka 1, the sandstone and siltstone layers are quite rare if compared with those from the borehole Branky 1 and Branky 2, where greywackes and polymictic silstones are abundant. This hints at the sorting mechanism of material coming from the west, or at local input from the southern or eastern environs.

The probable model combines the input of clayey and silty material from the west with the input of sand and some silt from the local source in the south and the east.

The clayey material is immature (Al_2O_3/Na_2O — mean value 9.31 calculated from 8 analyses). This is in contrast with the quartzose nature of the sandstones and siltstones. It is thought that shales and siltstones were transported from the W (with biotites) and were deposited in a shallow bay in a quiet anoxic environment. Lighter coloured calcareous silstones and sandstones were washed into the basin episodically from the east during storms and similar events. During this time, the stagnant conditions were changed into current-dominated environment.

The Hradec-Kyjovice Formation corresponds in age to the boundary interval between the Lower and Upper Carboniferous.

Ostrava Formation (2900 — 3950 m)

This interval was delimited on the basis of logging. It was subdivided into the lowest part, corresponding to the Štůr Marine Band (95 m), Petřkovice Beds (thickness 548 m) and lower part of the Hrušov Beds (thickness 307 m). The Petřkovice and Hrušov beds are separated by a volcanogenic siltstone bed (core No 13).

In the Štůr Marine Band sandstones prevail over siltstones and shales (as judged from the logging). In core No 20 a marine fauna was found (crinoid stems, pelecypods and *Euphemites sudeticus* — kindly identified by F. Řehoř), which, unfortunately, is not stratigraphically diagnostic. Sandstones are represented by greywackes; in core No 20 phosphatic

greywacke with 8 % phosphate grains was found. This greywacke has a mean grain size of 0.12 mm, maximum grain size 0.32 mm. At this time a sudden input of coarse-grained material into the basin took place. This deposition had not been accompanied by subsidence which means that after some time the shallow sea was silted and converted into a fresh-water environment. Proximity of coastal marshes is documented by abundant flora remains. The sedimentation rate was faster than the rate of subsidence and thus marine sedimentation passed into molasse deposition, which filled the foredeep (easternmost zone of maximum subsidence).

Petřkovice and Hrušov Beds (2 900—3 855 m)

The beds are similar from the viewpoint of petrography and facies. Because of this, and also because of discontinuous coring, these two units are described together in one section.

According to the logging records, sandstones are a predominant component of the two units. They are represented by greywackes, but calcareous sandstones occur, too. The greywackes are commonly coarser grained with all the transition into finer varieties. Coarse grained greywackes occur near the basis of sandstone layers; their bottoms are often sharp. They are ill-sorted with more than 10 % of feldspars. Finer-grained varieties are dark grey, although sometimes a pale colour is caused by silicification. Even a brown colour was recognized, the cause being a siderite admixture. The greywackes generally have a poorly developed matrix, although there are abundant clasts of sedimentary quartzites, graphitic quartzites, silicites, clayey shales, phyllites and also gneisses. Some pegmatite and porphyry clasts are also recorded. Plagioclases are represented by an acid oligoclase. Mica is common, mostly in finer sandstones and siltstones. Biotite is commoner than muscovite (in the underlying Hradec-Kyjovice Formation muscovite predominates). This change is possibly caused by an intensification of detritic transport from the west, because for this source area biotite with sagenite inclusions is typical.

A heavy mineral suite is represented by zircon, apatite, tourmaline, sphene and garnet. The greywacke matrix is of illite and sericite, only rarely with kaolinite. Silicification is common, while carbonatization is represented by siderite growth. Carbonatic sandstones in core No 13 exhibit much evidence of the replacement of feldspars and matrix by siderite.

Siltstones and shales are generally dark coloured containing coaly pigment and plant detritus. Lamination, parallel and ripple laminations

are typical structures. The siltstones with chaotic bedding and *Stigmaria* traces betoken the presence of underclays deposited in marshes. They are accompanied by coal seams.

Apart from plant detritus, the siltstones contain biotite. Larger flakes of muscovite are scarce.

Claystones are mostly of freshwater origin. They contain a silty admixture and bitumens and replace coal seams in places.

All the above sediments were deposited quickly in the environment including marine basin margins. The following local environments are suggested: marine alluvial (with siltstones and fine sandstones parallel-bedded with plant detritus), delta lobes (fine-grained to coarse-grained greywackes, with siltstone fragments and oblique bedding), lagoons and bays (fine-grained sandstones, siltstones and clayey siltstones with irregular lens-like and wavy bedding), swamps and peats (underclays, coal seams), ephemeral lakes and swamps (dark sandstones, claystones and shales rich in bitumen).

The broader environment can be characterized as a lowland rich in lakes and lagoons, gently sloping seawards. The western margin of the basin was uplifted episodically and this influenced the cyclic sedimentation of the Ostrava Formation. The material washed into the basin was not mature ($Al_2O_3/Na_2O = 12.28$ — mean value from eight analyses). Some slight increase in maturity can be observed compared with the underlying formation. This trend continues upwards and in the Westphalian sediments the values of the above ratio reach 49.

The Petřkovice Beds are coal-bearing. By means of geophysical logging 55 coal seams with a total thickness of 27 m were registered (38 seams with thickness less than 0.5 m, 15 seams between 0.5 and 1.0 m and 3 seams thicker than 1 m).

The Hrušov Beds have 27 coal seams with a total thickness of 11.9 m (19 seams with thickness less than 0.5 m, 4 seams between 0.5 and 1 m and 4 seams thicker than 1 m). This characteristics corresponds to the general appearance of the Ostrava Formation in the western part of the basin.

The Petřkovice and Hrušov Beds are stratigraphically divided by a layer of volcanogenic siltstones (in Czech known by a local term "brousek" — whetstone) which was found in core No 13 in the incomplete thickness of 2.6 m (its maximum thickness in the Ostrava Coal Basin is 13 m). This bed contains I-M mixed layer clay minerals. The lamination is pronounced; some minor cross bedding and incomplete slump structures were observed. Plant detritus accompanies the dark laminae. Volcanogenic material is partly carbonatized, partly silicified. Quartz grains are in the form of shards but bipyramidal corroded grains are also present.

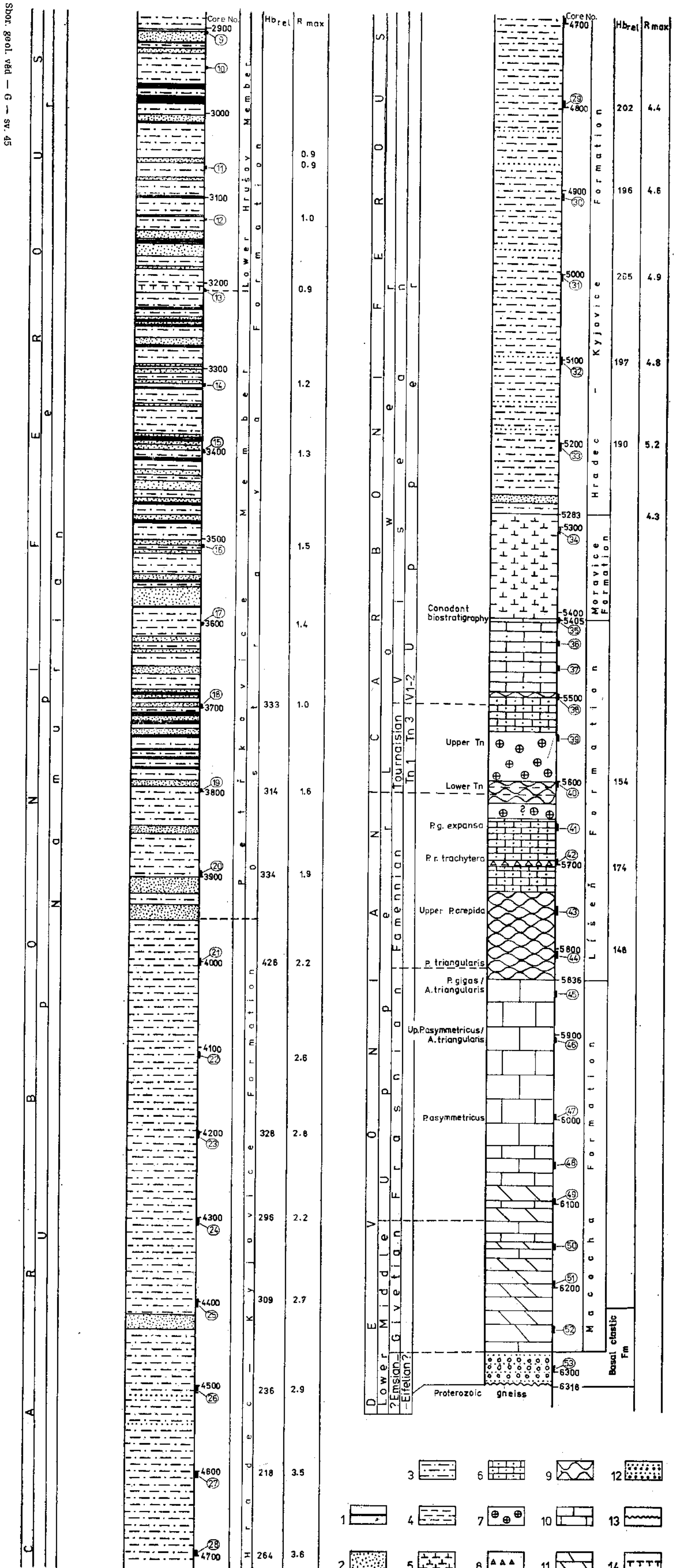
Feldspars are generally kaolinized; sanidine strongly prevails among them. Plagioclases (albite to oligoclase) are scarce. Siderite growth is commonly at the expense of micas, bleached biotite contains needles of sagenite, while zircons are euhedral and subhedral. The sorting of detritus is considerable; the sediment bears the character of aeolian silt (K u k a l 1964). The chemical composition of these sediments approaches that of some acidic magmatic rocks. The ratio of $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ is low (0.04—0.06). It is quite probable that the deposition of the above mentioned layer accompanied a strong volcanic eruption. Aeolian transport of volcanic dust took place and this material was partly mixed with terrigenous detritus. The layer was quickly covered with overlying sediment which prevented it from subsequent erosion. It can be supposed that this activity is connected with the culminating subsequent volcanism in the Zwischengebirge (Median mass) of the Variscan tectogene.

Metamorphism and tectonics

The light reflectance of disseminated organic matter (studied by P. Müller) indicates a rapid transition from a zone of diagenetic changes (depth 2 900—4 600 m) to the zone of anchimetamorphism (deeper than 4 600 m). The lower zone corresponds to the meta-anthracite stage. Maximum light reflectance was found at the depth of 2 906.5 — 0.7 %, to 5 201.6 m — 5.2 %. The gradient is steeper for coal fragments (0.3 % R_{max} for 100 m) than for finely disseminated organic matter in claystones and siltstones (average 0.2 % R_{max}). This difference is caused by a more rapid migration of organic matter from the coal than from claystones. The migration possibilities are the lowest in early lithified micritic limestones. The possibility of migration of organic compounds during early diagenesis is evidenced by the quantity of organic carbon in shales (av. 0.65 %) and limestones (av. 1.7 %). Except for this, the gradient of reflectance changes in the finely disseminated organic matter becomes steeper with increasing depth: up to 3 900 m — 0.1 $R_{\text{max}} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$, from 3 900 to 4 300 m — 0.2 $R_{\text{max}} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ and to 5 200 m — 0.3 $R_{\text{max}} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$. In the underlying carbonates the metamorphism cannot be evaluated by means of reflectance because it is influenced by limestone diagenesis.

The illite crystallinity also rises with increasing depth (the results are courtesy of K. Weber from FRG). The gradient is 15 $\text{Hb}_{\text{rel}} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ (see pl. 1). However, there is a drop in the illite crystallinity by about 100 Hb_{rel} close to the depth of 4 000 m. This is caused by the presence of marine deposits which exhibit lower values of illite crystallinity than the fresh water ones (Weber *in* Teichmüller et al. 1979).

SECTION THROUGH THE PALAEOZOIC ROCKS, BOREHOLE JABLŮNKA 1 (BASED ON THE RESEARCH OF THE CORES AND LOGGING CONSTRUCTED BY J. DVOŘÁK AND A. TĚŽKÝ)



1 - thicker coal seams; 2 - greywackes and sandstones; 3 - siltstones and shales; 4 - shales; 5 - calcareous shales; 6 - biotrital limestones; 7 - crinoidal limestones; 8 - limestone breccias; 9 - nodular limestones; 10 - reefal limestones with reef-building fauna; 11 - dolomites and dolomitic lime-

stones; 12 - quartz sandstones and conglomerates; 13 - break in sedimentation; 14 - tuffites; R_{max} - the values of maximum reflectance of finely disseminated organic matter; H_{rel} - illite crystallinity values

Based on the method of Bunter bath (Bunter bath et al. 1982), the thermal palaeogradient for the Carboniferous was calculated by P. Müller. The resulting value amounts to 70—80 °C.km⁻¹, about double the value of the present day one. This suggests a high heat flow regime for the whole Variscan tectogene. P. Müller calculated the thickness of eroded overlying beds. His estimate is 390 m which is in accord with the geological situation in the wider surroundings. The upper parts of the Palaeozoic in the borehole Jablůnka 1 are weathered to a depth of 100 m. Adjacent areas have been represented by a broader peneplain since the Mesozoic.

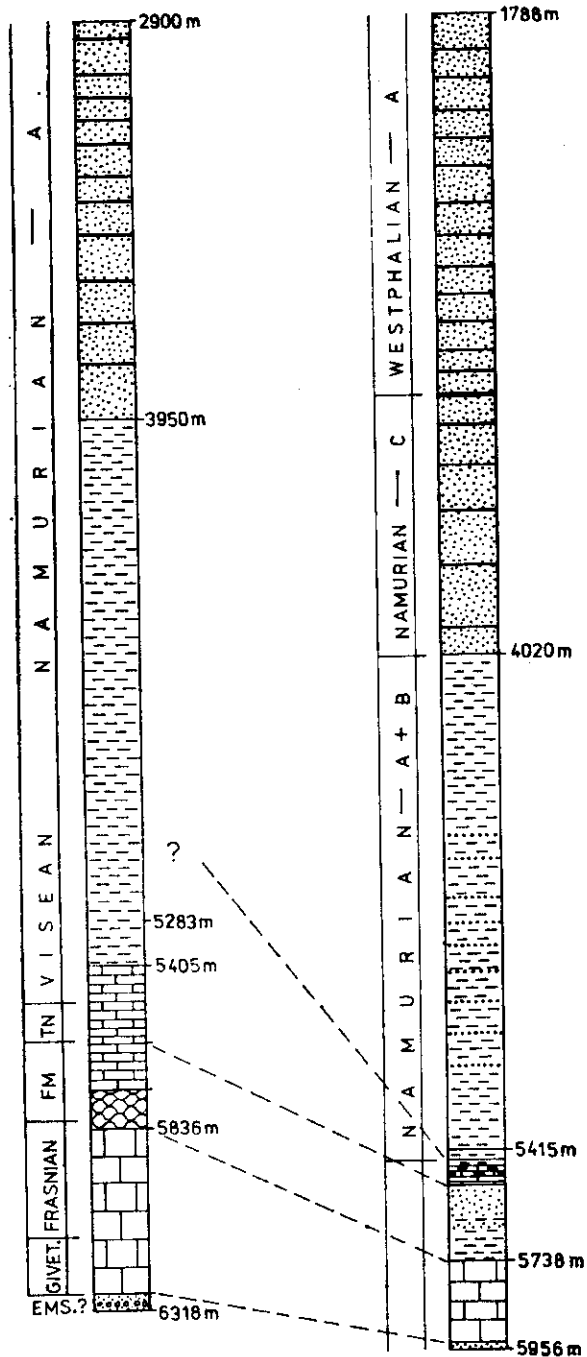
Microscopic evaluation of metamorphic changes also shows increasing recrystallization with increasing depth. Z. Kukal described the strong flattening of organic remains at the depth of 5 467 m. At the depth of 5 497 m cleavage is present in the shales and at deeper levels, around 5 752 m, quartz beards start to form in pressure shadow around the clasts. The strongest deformations were observed near the base of the Palaeozoic sequence near the depth of 6 250.5 m where the clay matrix is strongly recrystallized, into a chlorite-illite mixture. Cleavage is pronounced and calcite totally recrystallized. Near a 6 290 m depth the sandstones have already attained quartzitic texture; quartz grains are subject to tectonic crushing and chloritic cumulo blasts are developed.

The dip of beds was measured from cores and proves that it is very gentle for the whole area. Local steepening of the dip (20—30°) was found for instance between 3 790 and 4 120 m. They are related to some local normal faults which can be observed in core No 19 (3 794—3 799 m). This core shows detailed folding interrupted by fault planes dipping 60—70°. Near the base of the Palaeozoic (6 248—6 300 m) the dip steepens up to 20—36°. This can be explained by the influence of local heterogeneities in the Proterozoic basement.

At most levels shales exhibit abundant fault polishing, parallel to the bedding planes. Local slickensides are parallel to dip direction. Limestones exhibit pencil structure in places. Similar structures are unknown from Palaeozoic zones, influenced by Variscan tectonics, but they were identified in the boreholes Němčičky 1 and 2, SE from Brno, deep below the Carpathian nappes. Palaeontological proof of the existence of an overthrust there has been put forward. It is highly probable that the deformation style is not of Variscan but of Alpine type and age. A great complex of the horizontally layered Palaeozoic in the vicinity of Jablůnka was evidently divided by numerous thrust planes parallel to bedding planes into overthrusting slices during the movement of the overlying Carpathian nappes. The intensity of movement along the individual thrust planes, however, amounted only to several millimetres or centimetres.

Jablůnka 1

Münsterland 1

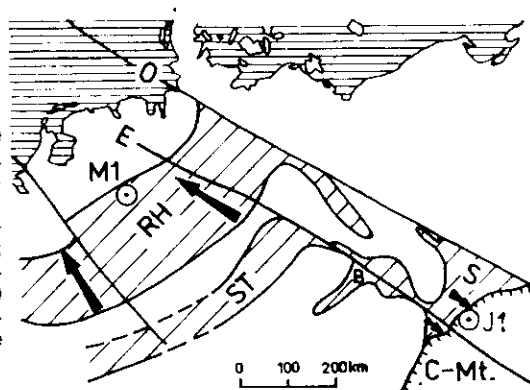


3. The correlation of schematized sections of boreholes Jablůnka 1 and Münsterland 1. True thicknesses in the borehole Münsterland are given

Münsterland. Nevertheless, all these lithotypes were deposited during a continuous marine regression. In the Münsterland borehole the regression started earlier — from Middle to Upper Frasnian times dark dolomitic shales were deposited.

4. The tectonic map of the Middle European Variscides with position of boreholes Jablůnka 1 and Münsterland 1

RH — Rhenohercynicum; ST — Saxothuringicum; B — Barrandian; S — Sudeticum [Moravian Palaeozoic]; C-Mt. — Carpathian Mts.; O — Odra (Oder) — lineament; E — Labe (Elbe) — lineament. The arrows indicate tectogene polarity



Reefal limestones with coral and stromatoporoid faunas of Givetian and Frasnian ages correspond to a marine transgression. Their thickness at Jablůnka is double that in the Münsterland borehole (442 m and 220 m respectively). Basal clastic sediments are of marine origin in their uppermost parts at Jablůnka as well as at Münsterland which, unfortunately, did not reach the lower portions of this sequence.

The total apparent thickness of the Palaeozoic in the Münsterland borehole exceeds 4 168 m, while in the Jablůnka borehole it is 3 418 m (in the latter case it is the true thickness). The true thickness in the Münsterland borehole is 3 550 m.

The stratigraphical sequence and general trends in development are closely comparable in the two sequences. However, there are some vertical shifts in several important lithostratigraphic boundaries. In the Rhenohercynicum, marine sedimentary conditions persist till the end of Namurian B times, due to greater mobility of the basin basement. The paralic conditions lasted till the end of Westphalian C times for similar reasons. In the borehole Jablůnka 1 rapid sedimentation started sooner, influenced by the rejuvenated subsidence — as early as near the Viséan — Namurian boundary. In the Münsterland 1 borehole the corresponding event can be dated to the Namurian A. In Moravia, the tectonegetic process during its last stage was far faster and more pronounced, evidently due to limited mobility of the Variscan foreland, which is deeply buried beneath the Carpathians.

Metamorphism is less intense in the borehole Münsterland 1 (see Teichmüller et al. 1979). Gradient $R_{max} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ is 0.17 %, and

$H_{b_{rel}} \cdot 100 \text{ m}^{-1}$ is 11.5. The thermal palaeogradient in the Münsterland 1 borehole was calculated to be $50^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ (Buntebarth - Teichmüller 1979). This is in accordance with the generally higher metamorphism of the Moravian Palaeozoic as compared to the Rhenohercynicum. It can also be concluded that there is no direct relation between basement mobility and thermal metamorphism.

*K tisku doporučili I. Chlupáč a V. Skoček
Přeložil Z. Kukul*

References

- Buntebarth, G. - Koppe, J. - Teichmüller, M. (1982): Palaeogeothermics in the Ruhr Basin. — In: Čermák, V. - Haenel, R. (eds.): Geothermics and geothermal energy, 45—55. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. Stuttgart.
- Buntebarth, G. - Teichmüller, R. (1979): Zur Ermittlung der Paläotemperaturen im Dach des Bramscher Intrusivs aufgrund von Inkohlungsdaten. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 27, 171—182. Krefeld.
- Dvořák, J. (1975): Interrelations between the sedimentation rate and the subsidence during the flysch and molasse stage of the Variscan geosyncline in Moravia [Sudeticum]. — Neu. Jb. Geol. Paläont., Mh., 6, 339—342. Stuttgart.
- (1982): The Devonian and Lower Carboniferous in the basement of the Carpathians south and southeast of Ostrava [Upper Silesian Coal Basin, Moravia, Czechoslovakia]. — Z. Dtsch. geol. Gesell., 133, 551—570. Hannover.
- Dvořák, J. - Paproth, E. (1969): Über die Position und die Tektogenese des Rhenohercynikums und des Sudetikums in den mitteleuropäischen Varisciden. — Neu Jb. Geol. Paläont., Mh., 65—88. Stuttgart.
- Friáková, O. - Zúkalová, V. (1986): Biostratigraphy of the Devonian carbonates in the region south of Ostrava (Moravia). — Čas. Morav. Muz., Vědy přír., 71, 23—53. Brno.
- Kukul, Z. (1964): Geologie recentních sedimentů. — Nakl. Čs. akad. věd, 1—444. Praha.
- Pesl, V. (1983): Komplexní zhodnocení epěrného vrtu Jablůnka 1. — MS Geofond. Praha.
- Pesl, V. - Hanzlíková, E. - Peslová, H. (1982): Stratigraphie tektonischer Einheiten der äußeren Karpaten in der Bohrung Jablůnka-1 bei Vsetín (Mähren). — Věst. Ústř. Úst. geol., 57, 1—15. Praha.
- Teichmüller, M. - Teichmüller, R. - Weber, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westf., 27, 201—276. Krefeld.
- sine (1963): Die Aufschlußbohrung Münsterland 1. — Fortschr. Geol. Rheinl. Westph., 11, 1—568. Krefeld.

Geologie paleozoických sedimentů vrtu Jablůnka 1 (Beskydy) - srovnání s vrtem Münsterland 1

(Résumé anglického textu)

Jaroslav Dvořák

Předloženo 12. června 1987

Vrt Jablůnka 1 byl situován poblíž mobilní zóny ssv.—jjz. směru, vyznačené v s. části Ostravska orlovskou vrásou a ji doprovázejícími diskontinuitami (Dvořák 1982). Vliv této mobilní zóny můžeme spatřovat v téměř neustálé komunikaci s otevřeným mořem (přítomnost kondontové fauny) a relativně proti okolí ve větších mocnostech famenu, tournal a hlavně hradecko-kyjovického souvrství (rozhraní spodní/svrchní karbon).

Vápence lažánecké se ukládaly během pozvolné transgrese moře ve směru od Z k V. Proti tomu souvrství líšeňské bylo deponováno v době ústupu moře z v. platformní části pánve, což se projevilo silnějším přínosem klastického materiálu z pevniny. Obnovená zrychlená subsidence celého okolí ve svrchním visé vedla k rozsáhlejší transgresi moře do oblastí již dříve zaplavených devonským mořem. Při rozhraní spodního a svrchního karbonu byl do pánve snášen též klastický materiál z blízkého v. a j. okolí. Změna nastala až s nástupem hrubozrnné klastické sedimentace ostravského souvrství, kdy byla většina materiálu přinášena od Z.

Přechod z mořské do paralické (molosové) sedimentace je dán vztahem mezi subsidencí a přínosem klastického materiálu do pánve (Dvořák 1975). I když subsidence z absolutního hlediska byla v té době nejintenzívnější (bylo deponováno ca 120 cm sedimentů za 1 000 let), přínos klastického materiálu z vyvrásněného a vyzdviženého variského pohorí na Z byl ještě rychlejší. Popisované vztahy mezi rychlou subsidencí a přínosem klastického materiálu byly primární příčinou nakupení a zachování rostlinného materiálu ve formě uhelných slojí. Převážně tmavé zbarvení všech paleozoických sedimentů dokládá usazování ve špatně větrané mělkovodní zátocě s redukčním prostředím.

Strmému teplotnímu gradientu v karbonu odpovídá do hloubky rychle stoupající přeměna hornin ze silnější diagenese v nejvyšších metrážích

až do silnější anchimetamorfózy na bázi paleozoika. Alpínská tektogeneze se projevila vznikem hojných, s vrstevními plochami paralelních tektonických zrcadel s rýhováním, svědčícím o hojných, ale nepřilíš rozsáhlých posunech se z. vergencí („hromádka karet“).

Paleozoikum na vrtu Jablůnka 1 nebylo porušeno žádnou významnou dislokací.

Srovnání vrtu Jablůnka 1 s vrtem Münsterland 1

Vrt Münsterland 1 byl situován zrcadlově symetricky při sz. okraji variské předhlubně rhenohercynika [k pozici srov. Dvořák - Paproth 1969, k vrtu Münsterland 1 — sine (1963)]. Oba vrty mají podobný stratigrafický sled a faciální vývoj. Pouze část vrstev svrchního karbonu vrtu Münsterland 1 je porušena vrásovým ohybem, doprovázeným přesmykem. Nadloží paleozoika vrtu Jablůnka 1 je tvořeno téměř 2 900 m mocným karpatským flyšem, u vrtu Münsterland jen 1 788 m mocnou platformní křídou, terciérem a kvartérem. Uhlonosný svrchní karbon je reprezentován na vrtu Jablůnka 1 přes 1 050 m mocnou spodní částí namuru A, na vrtu Münsterland 1 010 m mocným vestfálem A a 700 m mocným namurem C (pravé mocnosti). Bezuheľný svrchní karbon (event. přechod do karbonu spodního) má na vrtu Jablůnka mocnost 1 333 m a na vrtu Münsterland 1 320 m (namur A a B), přičemž báze je tvořena černými břidlicemi (Alaunschiefer — 23 m). Proti vrtu Jablůnka je spodní karbon na vrtu Münsterland silně kondenzován (celková mocnost 69 m), i když na vrtu Jablůnka nedosahují převážně vápencová souvrství velkých mocností (327 m). Litologicky se spodní karbon vrtu Münsterland poněkud liší — v tournai převládají níže tmavé vápence, výše černé břidlice se silicity, kdežto ve visé se níže střídají silicifikované vápence se silicity a výše černé břidlice, lokálně s vložkami biodetritových vápenců. Tyto připomínají moravické souvrství na vrtu Jablůnka a přechod do podložních vápenců.

Mocnosti sedimentů famenského stáří jsou prakticky shodné (Jablůnka — 210 m, Münsterland — 203,5 m). I když jsou litologicky tyto sedimenty velmi odlišné — na jedné straně hlíznaté a biodetritové vápence a na druhé straně (vrt Münsterland) břidlice a výše pískovce, ukládaly se všechny tyto litotypy během postupné mořské regrese. V okolí vrtu Münsterland započala regrese někdy uprostřed frasnu — ve svrchním frasnu se ukládaly tmavé dolomitické břidlice.

Mořské transgresi odpovídají níže uložené útesové vápence s korálovou a stromatoporoidovou faunou givetského a frasnského stáří, které však na vrtu Münsterland mají poloviční mocnost (220 m) než na vrtu

Jablůnka (442 m). Bazální klastické sedimenty jsou jistě v okolí vrtu Jablůnka v nejvyšší části mořské (transgresivní) jako na vrtu Münsterland, kde však nebylo hlouběji vrtáno (pod 5 956 m).

Celková nepravá mocnost paleozoika na vrtu Münsterland přesahuje 4 168 m, na vrtu Jablůnka 3 418 m (v tomto případě je to též mocnost pravá). Pravá mocnost na vrtu Münsterland je 3 550 m. Jsou zde tedy značné analogie vrstevního sledu a tendencí celkového vývoje. Některá významná litostratigrafická rozhraní jsou jen poněkud časově posunuta. V důsledku vyšší mobility podkladu pánve setrvává v rhenohercyniku déle sedimentační prostředí mořského charakteru (do konce namuru B) a paralické do konce vestfálu C. Zrychlená sedimentace jako důsledek obnovené subsidence podkladu nastala v okolí vrtu Jablůnka dříve — již kolem rozhraní visé/namur, kdežto v okolí vrtu Münsterland až během namuru A. Na Moravě probíhal celý tektogenetický proces v závěrečné etapě rychleji a výrazněji, patrně v důsledku omezené mobility variského předhoří, dnes hluboce ukrytého pod Karpaty.

Metamorfóza je na vrtu Münsterland méně intenzivní než na vrtu Jablůnka (srov. Teichmüller et al. 1979). Gradient $R_{\max}/100$ m — 0,17 ‰, $Hb_{rel}/100$ m — 11,5 a teplotní paleogradient byl na vrtu Münsterland vypočten na 50 °C/km (Buntebarth - Teichmüller 1979). Tato skutečnost je v souladu s celkově vyšší metamorfózou moravského paleozoika proti rhenohercyniku. Současně dokládá, že mobilita podkladu pánve s teplotní přeměnou nemají společnou závislost.

Vysvětlivky k tabulkám

- Tabulka 1. Mocnosti litostratigrafických jednotek paleozoika na vrtu Jablůnka 1.
Tabulka 2. Přibližné mocnosti biostratigrafických jednotek paleozoika na vrtu Jablůnka 1.
Tabulka 3. Silikátové analýzy vrtu Jablůnka 1.

Vysvětlivky k obrázkům a příl. 1

1. Situace vrtu Jablůnka 1.
1 — devon a karbon na Moravě; 2 — vnější okraj karpatských příkrovů.
2. Detailní profily dvou jader vrtu Jablůnka 1.
J. č. 42: Gradačně zvrstvené vápencové brekcie (famen). Na bázi hlíznaté vápence.
J. č. 53: Rytmičká stavba slepenců a pískovců říčních sedimentů bazálního klastického souvrství devonu (spodní—střední devon?). Si anal. — silikátové analýzy. Litologické symboly jako u příl. 1. Šipky ukazují gradační zvrstvení rytmů (v jednom případě též z části negativní).
3. Korelace schematizovaných profilů vrtů Jablůnka 1 a Münsterland 1. Mocnosti u vrtu Münsterland 1 přepočítány na pravé.
1 — uhlonosná souvrství; 2 — břidlice a prachovce; 3 — tmavě šedé biodetritové

vápence; 4 — útesové karbonáty; 5 — hlíznaté vápence; 6 — silicifikované vápence a břidlice se silicity; 7 — pískovce.

4. Strukturální mapa středoevropských variscid s vyznačením pozice vrtů Jablůnka 1 a Münsterland 1.

RH — rhenohercynikum; ST — saxothuringikum; B — Barrandien; S — sudetikum (moravské paleozoikum); C-Mt. — Karpaty; O — oderský lineament; E — labský lineament. Šipky značí polaritu tektogenu.

Příl. 1

Profil paleozoika vrtu Jablůnka 1. Sestavil na základě výzkumu jader a karotáže J. Dvořák a A. Těžký.

1 — mocnější uhelná sloj; 2 — droby a pískovce; 3 — prachovce a břidlice; 4 — břidlice; 5 — vápnité břidlice; 6 — biotritové vápence; 7 — vápence krinoidové; 8 — vápencové brekcie; 9 — vápence hlíznaté; 10 — převážně čisté vápence s útesotvornou faunou; 11 — dolomity a dolomitické vápence; 12 — křemenné pískovce a slepence; 13 — přerušení sedimentace; 14 — tufity, R_{max} — hodnoty maximální odraznosti jemně rozptýlené organické hmoty, H_{rel} — hodnoty krystalinity illitu.

Геология палеозойских отложений в глубокой буровой скважине Яблунка-1 (Бескиды, с.-в. Моравия) — сравнение со скважиной Мюнстерланд-1

Палеозойские породы во скважине Яблунка-1 были добыты на глубине 2890-6318 м. Они представлены нижней частью остравской свиты (нижний намюр А — угленосная моласса), градецко-киёвской свитой (предел между намюром и визе — флишоидные отложения), моравицкой свитой (верхний визейский ярус — известковистые снапцы), лишеньской свитой (верхний визейский ярус до верхнего франа — биодетритовые и микритовые ступковые известняки), мацошской свитой (фран до живета — рифовые известняки) и терригенной базальной свитой обломочных пород (? эйфель до эмса?). Слои залегают преимущественно субгоризонтально. Градиент метаморфизма очень крутой — с диагенеза по сильный анхиметаморфизм. Температурный палеоградиент во время карбона достигал 70–80 °С/км. Сравнимая буровая скважина Мюнстерланд-1 была расположена симметрично вблизи с.-з. окраины варисского предгорья Реногерцинской зоны.

Пřeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 45	Str. 91—122	8 obr.	3 tab.	8 příl.	Praha 1990 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	----------------	-----------	-----------	------------	------------------------------

Stefanská jezernědeltová sekvence ve středních a severovýchodních Čechách

Stephanian lacustrine-deltaic sequence in central and north-eastern Bohemia

Vladimír Skoček¹

Předloženo 4. Mjna 1987

1: 50 000

02-34, 41—44

03-31—34, 41—44

04-11, 24, 31, 33, 42, 44

12-11—14, 21—23, 31, 33

13-11, 12

*Bohemian Massif
Upper Carboniferous
Lacustrine sedimentation
Deltaic sedimentation
Environmental analysis
Paleolimnology
Rhythmic bedding*

Skoček, V. (1990): Stefanská jezernědeltová sekvence ve středních a severovýchodních Čechách. — Sbor. geol. Věd, Geol., 45, 91—122. Praha.

V ý t a h: Zhruba před 290 milióny let, během stefanu B, se vytvořilo v oblasti dnešních Čech jezero o rozloze několika tisíc čtverečních kilometrů. Rozsáhle zachované zbytky výplně jezera představují ideální materiál pro studium paleogeografického vývoje pánve za stabilizovaných tektonických poměrů. Mímořádně velké rozšíření mají varviticky laminované jílovce bazálního oddílu. Tyto jílovce byly ukládány ze zředěných suspenzí v iniciální etapě, kdy byla hladina jezera nejvyšší. Na hlubokovodní jílovce všude nasedají rytmicky zvrstvené uloženiny deltového čela a převážně písčité uloženiny podvodní části deltové plošiny. Nejvyšší část výplně je tvořena cyklicky uspořádanými sedimenty nadvodní části deltové a konečně aluviální plošiny.

V sedimentech byla prokázána periodická sedimentace podmíněná sezónními změnami klimatu a méně pravidelným kolísáním jezerní hladiny. Analýza sedimentů umožnila charakterizovat hydrodynamické a hydrochemické poměry a vyslovit hypotézy o příčinách vzniku a délce trvání jezera.

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

Úvod

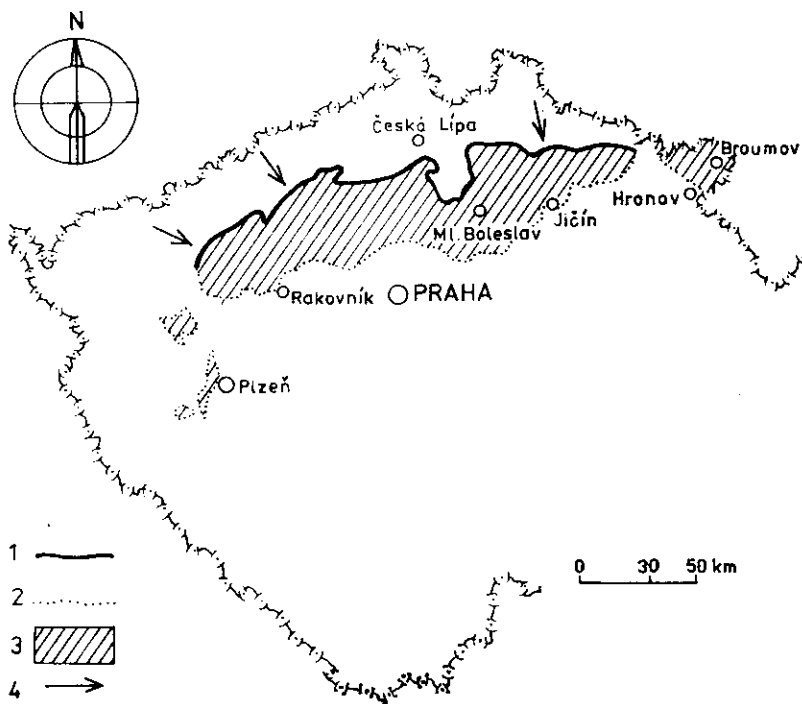
Vrtný průzkum uhlonosných sedimentů permokarbonu v Českém masívu poskytl podrobný obraz jejich rozšíření a vývoje i tam, kde jsou skryty pod mocným pokryvem svrchnokřídových sedimentů. Pravidelný vertikální sled uloženin obdobného charakteru v jednotlivých pánvích a oblastech prokázal možnost jejich paralelizace. Jedním z nejvýznamnějších

poznatků je odhalení existence obrovského tělesa jezernědeltových sedimentů, které se během stefanu B ukládaly na ploše o rozloze několika tisíc km². Relativně dobré zachování pánevní výplně umožnilo rekonstrukci vývoje sedimentačního prostoru. Jezernědeltové sedimenty obsahují velké množství rozptýlené organické hmoty převážně rostlinného původu. Průmyslový význam mají jílovce, které vytvářejí geologicky stálý a kvalitativně homogenní obzor.

Lokalizace a stratigrafická pozice jezernědeltové formace

Limnické pánve západních, středních, severních a severovýchodních Čech jsou vyplněny téměř výhradně klastickými uloženinami terigenního původu. Jedním z nejvýraznějších odlišovacích znaků litostratigraficky definovaných souvrství je jejich barva. Ve všech pánvích se vertikálně střídají sekvence terestrických sedimentů, které lze ve smyslu klasifikace Turnera (1980) označit za aluviální red beds, se sekvencemi převážně aluviálních uhlonosných sedimentů. Jemné sedimenty periodických i stálých jezer se vyskytují jak v šedých, tak i v pestře zbarvených souvrstvích. Drobná tělesa jezerních sedimentů jsou obvykle zahrnována do aluviální makrofacie, mocnější nebo laterálně stájejší tělesa jsou označována jako tzv. obzory. Většina těchto obzorů se vyznačuje značnou laterální proměnlivostí a jejich vzájemná paralelizace mezi pánvemi je často nejistá. Výjimku představují jezerní sedimenty stefanu B, které byly zjištěny na obrovské rozloze (obr. 1) od pánve plzeňské na Z po čs. část dolnoslezské pánve na SV. Jsou to vesměs šedě zbarvené sedimenty s charakteristickými texturami. Naspodu převládají jemné jílovce s tenkými vrstvičkami argilizovaných tufů, které směrem do nadloží přecházejí do aleuropelitů a pískovců. Mocnost celé sekvence kolísá od několika metrů do 180 m, jak dokumentuje obr. 2. Vzhledem k tomu, že permokarbonské uloženiny byly na řadě míst postiženy hlubokou popermskou erozí, lze předpokládat, že původní rozsah jezera byl větší. Platí to zejména o j. okraji, kde se podle Holuba et al. (1975) jedná o rozsah redukovaný erozí. Také Pešek (1985), který se zabýval analýzou mocnosti a koeficientu písčitosti stefanských sedimentů, dospěl k závěru, že někdejší okraj sedimentačního prostoru byl během stefanu B daleko za hranicí současného rozšíření.

Vzhledem k tomu, že litostratigrafická klasifikace permokarbonu se v jednotlivých oblastech vyvíjela nezávisle, skrývá se jezerní formace stefanu B pod různými lokálními názvy. Ve středních a západních Čechách odpovídá mšeckým a hředelským vrstvám (Orhel 1958), respektive malesickým vrstvám (Němjec 1934) slánského souvrství.



1. Současné plošné rozšíření sedimentů jezernědeltové sekvence stefanu B v západních, středních a severovýchodních Čechách
 1 — okraj sedimentačního prostoru zhruba koincidující s dnešním rozšířením; 2 — erozní hranice; 3 — plocha, kde je sekvence zachována; 4 — předpokládané směry přínosu

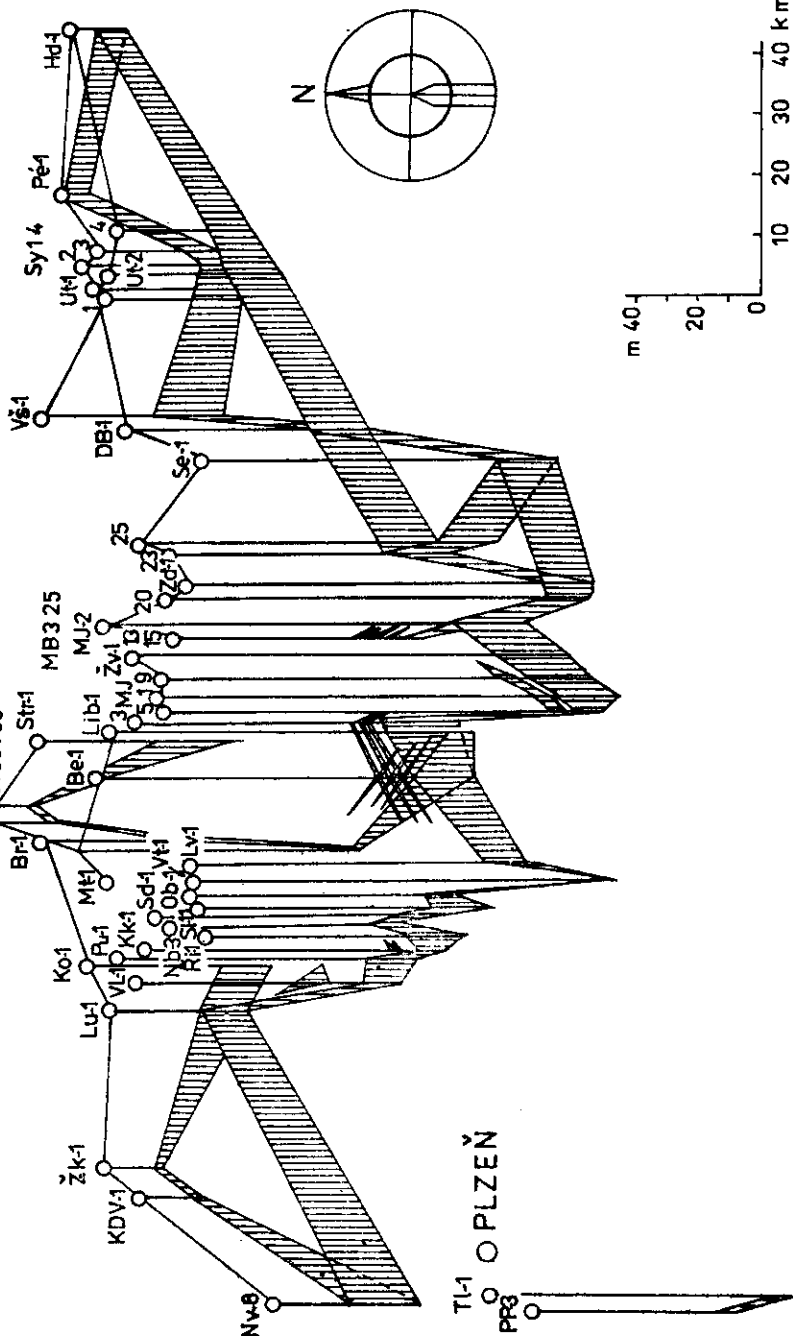
V podkrkonošské a mnichovohradištské pánvi tvoří svrchní oddíl syřenovského souvrství (Tásl er et al. 1981). V čs. části dolnoslezské pánve tvoří jezerní formace nejvyšší část jíveckých vrstev (Tásl er et al. 1979). Nomenklatorické rozdíly a údaje o nadloží a podloží jezerní formace jsou shrnuty v obrázku 3. Obecně je možno konstatovat, že jezernědeltová formace nasedá na aluviální cyklotémy, které jsou na řadě míst uhlonosné. Vývoj podložních sedimentů je značně nejednotný. Tak např. v j. části podkrkonošské pánve a při sv. okraji pánve roudnické převládají arkózy a slepence, zatímco na jiných místech se vyskytují jemnější sedimenty.

Nejvyšší část jezernědeltové sekvence je často seříznuta erozí. Platí to zejména pro dolnoslezskou a podkrkonošskou pánev, kde bazální hrubá klastika chvalečského, respektive semilského souvrství indikují přerušení sedimentace a erozi způsobenou intrastefanskými tektonickými pohyby (Tásl er et al. 1979). Ve středočeských a západočeských pánvích

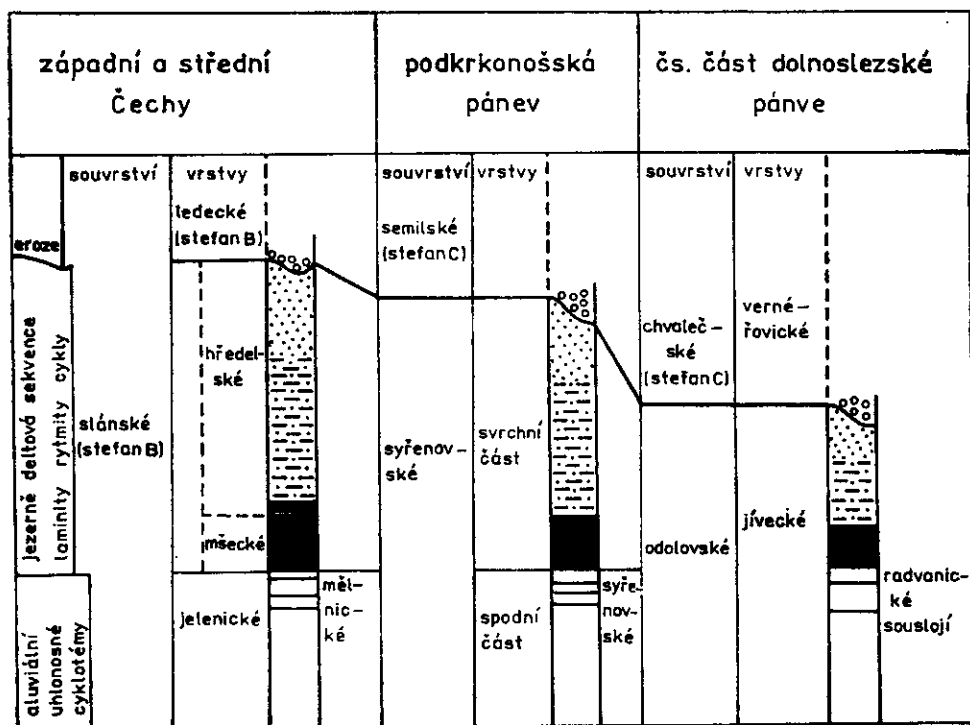
OLIBEREC

ÚSTÍ n. Labem

J 803 703
J 736 735



2. Mocnost jezernédeltové sekvence v různých částech studovaného prostoru. Vertikální šrafovou je odlišena hlubokovodní litofacie



3. Pozice jezernědeltové sekvence v permokarbonské výplni jednotlivých pánví a oblastí. Hlubokovodní litofacie (vyznačena černě) nasedá na uhlonosné cyklotémy a je ve všech případech překryta hrubšími sedimenty okrajové litofacie. Megacyklus je ukončen erozí, případně dlouhotrvajícím přerušením sedimentace (v severních a severovýchodních Čechách).

je rozsah eroze menší. Lze ji předpokládat tam, kde na sekvenci nasedají hrubá klastika ledeckých vrstev [P e š e k - S p u d i l 1972]. V pánvi manětínské, v z. části pánve plzeňské a ve v. části pánve mšenské je hranice jezerního megacyklu proti nadloží neostrá. Jezernědeltová sekvence zde přechází do vyšších jednotek stefanu B plynule tzv. otrubskými vrstvami [H a v l e n a - P e š e k 1975, 1980].

Základní litofacie skládající jezernědeltovou sekvenci

Těleso sedimentů se skládá z jílovců, aleuropelitů a pískovců. V malém rozsahu se vyskytují tufy a přeplavené tufty, nepatrné rozšíření mají karbonáty (vápenec, dolomit, pelosiderit). Dvě základní litofacie, které mají ve středočeských pánvích povahu dobře definovatelných litostratigrafických jednotek, odlišil O b r h e l (1958). Bazální těleso jemně lamino-

vaných jílovců označil jako mšecké vrstvy a nadložní sled tvořený rychlým střídáním sedimentů různé zrnitosti jako vrstvy hředelské. Podrobné profilování ukázalo, že jílovce typu mšeckých vrstev tvoří vložky ve spodní části nadložních vrstev hředelských (obr. 2, 6) a vyskytují se i v Podkrkonoší a v dolnoslezské pánvi, kde středočeské dělení neplatí. Vzhledem k uvedeným skutečnostem a k tomu, že tyto jílovce reprezentují sediment hlubokých částí jezera neovlivňovaných přínosem hrubšího materiálu, považujeme za jejich nejpřiléhavější označení hlubokovodní litofacie. Sedimenty typu hředelských vrstev byly uloženy při jezerním okraji a mohou být proto označovány souhrnně jako okrajová litofacie. Tato litofacie se ve srovnání s hlubokovodní vyznačuje značnou heterogenitou, což umožňuje její dělení na několik subfacií.

Charakteristika sedimentů hlubokovodní litofacie

Typickým sedimentem jsou strukturně zralé jílovce. V nich se jako heterogenní vložky vyskytují polohy impregnované sideritem o mocnosti od několika milimetrů do několika centimetrů, jedna až dvě několik centimetrů mocné polohy vápence a proměnlivý počet vrstviček argilizovaných tufů.

Jílovce se vyznačují rozpadavostí podle paralelních ploch vrstevnatosti. Mikroskopicky byla zjištěna přednostní orientace šupinek jílových minerálů a slíd. Vzhledem k tomu, že usměrnění souhlasí s plochami primární vrstevnatosti, je možno soudit, že vznikaly sedimentací v dostatečně hluboké stagnující vodě. Podle rentgenometrických a diferenčně termických analýz v jílovcích je hlavním minerálem kaolinit. Značný obsah K_2O však ukazuje na podstatnou příměs illitu. Ve výbrusech byla zjištěna zrna klastického křemene prachové velikosti. Významnou složkou je organická substance. Charakteristickou biogenní složkou jsou fosfátové koprolity a zbytky skeletu ryb (šupiny, ostny, drobné kosti). Ve výbrusech byly zjištěny zbytky planktonních řas (příl. I-1, 2), Autigenní minerály jsou zastoupeny pyritem a sideritem. Pyrit je většinou rozptýlen v podobě prachových zrn, framboidů a řidčeji i kongrecí (příl. I-3). Siderit je často akumulován v diagenetických vrstvičkách a polohách mocnosti až několik centimetrů. Struktura sideritu v polohách je často sférolitická.

Výsledky chemických analýz jílovců jsou sumarizovány v tabulce 1. Poměrně vysoké hodnoty koeficientu SiO_2/Al_2O_3 ukazují na příměs klastického křemene nejen v prachové, ale i v pelitické frakci. Příměs illitu je dokázána značným obsahem K_2O . Železo je v jílovcích vázáno převážně v autigenních dvojmocných minerálech, což ukazují vysoké hodno-

Tabulka 1

Výsledky chemických analýz jílovců

	počet vzorků	mínimum %	maximum %	aritmetický průměr
SiO ₂	14	44,13	59,31	52,43
Al ₂ O ₃	14	19,65	30,46	23,25
TiO ₂	10	0,54	1,15	0,90
P ₂ O ₅	5	0,13	0,60	0,34
MgO	8	1,02	3,35	1,77
CaO	8	0,42	0,99	0,84
Na ₂ O	7	0,18	0,46	0,33
K ₂ O	10	2,85	3,96	3,50
CO ₂	6	0,08	1,82	0,96
C _{org.}	22	0,42	9,77	3,13
Fe _{celk.}	11	2,25	6,54	4,15
H ₂ O do 110 °C	10	1,7	6,3	3,82
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	14	1,59	2,70	2,29

ty poměru FeO/Fe₂O₃ od 3,6 do 4,6. Technologické zkoušky jílovců z řady středočeských lokalit (Třebichovice, Šternberk, Saky, Přelíc a Řisuty) prokázaly možnost použití pro výrobu nežáruvzdorné kameniny, obkládových pásek, jemného cihlářského zboží a případně i keramzitu (Hnízdišová 1972). Žáruvzdornost nepřesahuje 1 450 °C.

Analýzy obsahu vybraných stopových prvků neprokázaly žádné obohacení. V jílovcích se v množství pod 1 ppm vyskytuje Ge, Sn, Bi, Cd, Ag, Mo, mezi 1—10 ppm Pb, Ga, Cu, Ni, V, Co a mezi 10—20 ppm Zn. Obsah bóru podle Boušky et al. (1974) kolísá mezi 35 až 65 ppm, což je zmíněnými autory interpretováno jako doklad nízké mineralizace jezer-ních vod.

Kvantitativní analýzy organické složky v jílovcích jsou sumarizovány v tabulce 2. Organická hmota je tvořena převážně kerogenem nerozpustným v neutrálních rozpustidlech. Podíl bitumených a huminových látek je vesměs nízký a nepřesahuje několik desetín procenta z původního vzorku. Lehká převaha bitumenů nad huminovými látkami ukazuje na značný podíl řas na produkci organického podílu jílovců.

Polohy světle šedých krystalických „vápenců“, které se často vyznačují strukturou typu cone in cone, mají podle diferenčně termických a chemických analýz proměnlivé složení. Uhličitanová složka je složením blízká nejčastěji kalcitu nebo dolomitu. Typická je proměnlivá příměs sideritové molekuly.

Hnědé polohy pelokarbonátu mají složení blízké sideritu až sideroplesitu. Podle sedmi chemických analýz obsahují od 17,6 do 43,5 % FeO, od 0,44 do 4,40 % MnO, od 1,00 do 11,80 % MgO a konečně od 1,10 do 7,60 % CaO.

Tabulka 2

Obsah a složení organické frakce v jílovcích

vzorek	Corg. celkový	Corg. bituminózní	Corg. humínový	Corg. zbytkový
1	3,10	0,04	0,01	3,05
2	4,56	0,05	0,01	4,49
3	3,36	0,04	0,01	3,30
4	2,50	0,01	0,03	2,45
5	9,77	0,22	0,08	9,46
6	1,62	0,00	0,04	1,58
7	2,70	0,02	0,11	2,58
8	5,21	0,07	0,01	5,14
9	3,69	0,04	0,01	3,29
10	2,96	0,02	0,02	2,91

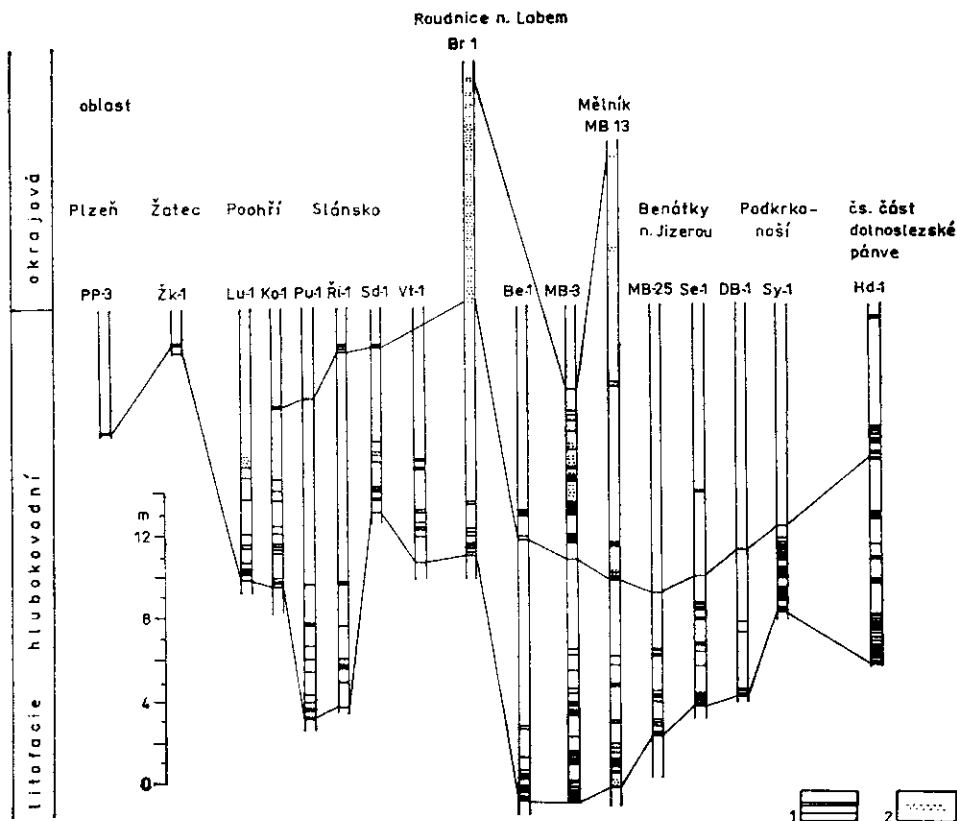
Označení vzorků: 1 — vrt MB-27 hl. 494,40 m; 2 — vrt MB-13 hl. 355,40 m; 3 — vrt PP-3 hl. 219,20 m; 4 — vrt Be-1 hl. 1030,40 m; 5 — vrt MB-6 hl. 545,75 m; 6 — vrt MB-20 hl. 596,00 m; 7 — vrt MB-20 hl. 614,00 m; 8 — vrt VL-1 hl. 513,30 m; 9 — Zd-1 hl. 770,70 m; 10 — MJ-8 hl. 568,70 m
Vzorky byly analyzovány v laboratoři organických látek ÚÚG, pobočka Brno.

Chemické analýzy koprolitů prokázaly jejich apatitové složení. Fosfatizované koprolity obsahují kolem 20 % P_2O_5 a do 2,5 % FeO , který je pravděpodobně vázán na pyrit nebo siderit. Spektrálními analýzami byla v koprolitech prokázána lehká akumulace Ba, Cu, Mn a Sr.

Vulkanogenní proplástky

Jako první si všiml vrstviček tufů v mšeckých vrstvách Obrhel (1958). Tyto horniny tvoří v jílovcích hlubokvodní litofacie nápadné, ostře omezené horizonty. Mocnost vrstviček a poloh argilizovaných tufů kolísá mezi desetinnými milimetru až 67 cm (ve vrtu MB-3 Chloumek). Mocnost jílovců s příměsí rozloženého vulkanického materiálu a vulkanomiktních prachovců a pískovců (vyskytují se v okrajové facií) dosahuje až několika metrů. Počet a celková mocnost tufogenních hornin silně kolísá. Na obr. 4 je schematicky zaznamenán jejich výskyt ve vybraných vrtech z jednotlivých oblastí. Nejslaběji jsou tyto horniny zastoupeny v plzeňské pánvi. Poněkud více je jich v j. části kladenské pánve, kde jejich množství roste od Z k V a od J k S. Velký počet vrstviček je v pánvi mšenské, v mnichovohradištské a podkrkonošské pánvi je jejich počet nižší. Paralelizace souborů tufogenních vrstviček (obr. 4) prokázala laterální zastupování hlubokvodní a okrajové litofacie v roudnické pánvi.

Podle struktury byly odlišeny pískové a popelové tufy. V mocnějších



4. Výskyt argilizovaných tufogenních hornin ve vybraných vrtných profilech. Soubory vrstviček a poloh je možno paralelizovat na velkou vzdálenost. Tufogenní horniny dokumentují laterální zastupování profundální a marginální lithofacie
1 — argilizovaný tuf; 2 — přepravené tufity

vrstvičkách je možno často pozorovat negativní gradaci ukazující na diferenciaci materiálu způsobenou jednak vzdušným transportem, jednak pádem sloupcem stagnující vody. Stejným způsobem je možno vysvětlit i anomálie ve složení tufů. Tak např. některé vrstvičky jsou tvořeny převážně lupínky a tabulkami biotitu (až 80 %), které jsou degradované nebo karbonatizované [příl. I-4]. Jiným typem jsou tufy tvořené kaolinitovými kroupami. Vnitřní struktura krup je buď mikrokrytalická, nebo agregátní (vějířky nebo krystalky kaolinitu). Kroupy mohou představovat kaolinizované lapilli (M a š e k 1973) nebo argilizované agregáty druhotného zeolitu (S k o č e k 1973). Zeolitizace pyroklastického materiálu v jezerním prostředí je uváděna často z recentních i fosilních sekvencí (S h e p p a r d - M u m p t o n 1984). Běžnou součástí tufů je vulkanický křemen. Z těžkých minerálů je rozšířen hnědý zirkon a apatit,

Tabulka 3

Výsledky chemických analýz argilizovaných tufů

	minimální obsah [%]	maximální obsah [%]	aritmetický průměr (5 vzorků)
SiO ₂	44,06	61,02	50,60
TiO ₂	0,67	1,83	1,18
Al ₂ O ₃	22,65	31,46	27,80
FeO	1,80	3,67	—
Fe _{celk.}	1,99	6,05	3,38
MnO	0,01	0,05	0,03
MgO	0,86	2,55	1,78
CaO	0,87	2,05	1,23
Na ₂ O	0,22	0,48	0,35
K ₂ O	1,51	2,70	2,16
P ₂ O ₅	0,39	0,50	0,44
CO ₂	0,40	5,10	2,36
H ₂ O nad 110 °C	10,80	11,94	11,37
H ₂ O do 110 °C	0,88	1,40	1,17
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	1,40	2,52	1,86

v některých vzorcích byl zjištěn i amfibol. Z opakních minerálů je běžný leukoxen. V základní hmotě tufů je kryptokrystalický až mikrokystalický kaolinit někdy doprovázen šupinkami minerálu se smíšenou IM-strukturou. Autigenní minerály jsou představovány karbonátem a sulfidy (pyrit, vzácně sfalerit). Mineralogické složení karbonátu je variabilní. Diferenčně termickými analýzami byl zjištěn kalcit, dolomit, ankerit i siderit. Chemické analýzy argilizovaných tufů jsou sumarizovány v tabulce 3. Obsah SiO₂ v tufech kolísá v závislosti na množství křemene a biotitu. Nízké hodnoty SiO₂/Al₂O₃ v některých vzorcích ukazují na vysoký obsah čistého kaolinitu. Obsah většiny hlavních a stopových prvků v tufech je řádově obdobný jako v okolních jílovcích. To ukazuje, že pyroklastický materiál podlehl hluboké přeměně.

Rentgenometrické a diferenčně termické analýzy prokázaly většinou dobře uspořádaný T-kaolinit. Vedle něj byl v menším množství zjištěn montmorillonit a často i minerál se smíšenou IM-strukturou.

Sedimentární textury

V hlubokovodní litofacii je možno odlišit jemně laminované (příl. II-1) a nezvrstvené jílovce. Některé nezvrstvené jílovce jsou skrytě laminované, což je možno prokázat mikroskopicky. Laminace je podmíněna vertikálními změnami v množství pigmentující organické substance. Dvojice lamin tvoří charakteristické pásy. Jednotlivé pásy se skládají ze spodní

světlejší a svrchní silněji pigmentované části. Hranice mezi těmito částmi je neostrá, naproti tomu kontakt pásku s podložím a nadložím je vždy ostrý. Mocnost pásků, považovaných za sezónní varvy (S k o č e k 1968), kolísá mezi několika desetinaми milimetru do několika centimetrů. Mikroskopicky bylo zjištěno, že ve spodní, světlejší části bývají někdy akumulována křemenná zrna velikosti prachu. V tmavší části lze mikroskopicky někdy rozlišit vlasové laminy organického pigmentu. Detailní zhodnocení (S k o č e k 1968) ukázalo, že počet pásků se v jednotlivých oblastech liší. Nejvíc jich bylo napočítáno v mšenské pánvi (zhruba 41 tisíc).

Plastické deformace lamin se vyskytují v bezprostřední blízkosti tufo-
genních hornin (příl. II-2, 3). Lze předpokládat, že k nim docházelo při
nerovnoměrném zatížení jílu vulkanickým materiálem nebo naopak silně
zvodněných tufů jílovcem.

Deformace vrásového charakteru s ostrým průběhem vrás se vysky-
tují v jedné nebo nanejvýš dvou polohách o mocnosti do 50 cm. Vzhle-
dem k morfologii (příl. II-4) a výskytu na velké ploše jsou tyto defor-
mace interpretovány jako výsledek působení zemětřesných vln na plas-
tický sediment. Podobné deformace byly nalezeny v recentních jezerech
v Kalifornii (Sims 1973) a uváděny jsou též z holocenních tidalitů
(Bartsch - Winkler - Schmoll 1984). V obou případech je pro-
kázán jejich vztah k zemětřesení.

Charakteristika sedimentů okrajové litofacie

Ve srovnání s hlubokovodní litofacií se okrajová litofacie vyznačuje
značnou litologickou heterogeností. Charakteristickým rysem je rychlé
střídání lamin, vrstviček, vrstev až lavic sedimentů různé zrnitosti (příl.
III-3, 4, příl. IV-1, 2). Vulkanogenní materiál byl zjištěn pouze lokálně
v podobě argilizovaných tufů a sedimentů obsahujících přeplavený pyro-
klastický materiál (příl. VI-3). Zcela vzácně se vyskytují tenké polohy
světlého vápence analogické polohám z hlubokovodní litofacie a vrstvič-
ky akumulované rostlinné hmoty. Časté jsou, zejména ve spodní části,
aleuropelity prostoupené diagenetickým karbonátem.

Základní litotypy

Při prohlídce velkého počtu vrtných profilů bylo zjištěno, že uvnitř
okrajové litofacie je možno objektivně vyčlenit kvalitativně nebo kvanti-
tativně odlišné úseky. Základem může být poměr mezi hrubšími a jemněj-

šími sedimenty, mocnost jednotlivých elementů skládajících rytmicky uspořádané úseky (Ashley 1975) nebo konečně vyhodnocení texturních typů sedimentů, což použil pro zhodnocení obdobných sedimentů např. Shaw (1975). Pro studovanou sekvenci byly vyčleněny následující základní litotypy:

- a) aleuropelity bez pravidelného zvrstvení,
- b) aleuropelity s horizontálně uspořádanými mikročočkami hrubšího materiálu (příl. VI-1, 2),
- c) prachovité jílovce s laminami až vrstvičkami jemnozrnných pískovců,
- d) jemnozrnné pískovce s laminami a vrstvičkami prachovitých jílovců,
- e) jemně až středně zrnité pískovce s laminami zuhelnatělé rostlinné drti,
- f) jemně až středně zrnité nezvrstvené pískovce, ostře omezené polohy o mocnosti nad 10 cm,
- g) jemně až středně zrnité pískovce s výrazným šikmým zvrstvením.

Vyčleněné litotypy jsou snadno odlišitelné a odrážejí různé faktory sedimentace (mobilitu a charakter sedimentačního prostředí, hloubku, vzdálenost od okraje jezera nebo ústí toků přinášejících klastický materiál). Litotyp uvedený pod písmenem a tvoří polohy o mocnosti od několika dm do několika metrů. Vyskytuje se v různých úrovních, nejčastěji se však nachází v těsném nadloží hlubokovodních jílovců, což ukazuje, že vznikal nejčastěji na vnější straně deltového čela. Polohy ve vyšší části okrajové litofacie vznikly pravděpodobně v chráněných depresích mezi rameny říčního toku uvnitř deltové plošiny.

Aleuropelity s mikročočkovitou distribucí písčité příměsi (litotyp b) se vyskytují v asociaci s litotypem a, c a d (příl. VI-1, 2), což ukazuje, že mohly vznikat v různých částech sedimentačního prostoru. Vznik drobných horizontálně uspořádaných čoček je vysvětlován působením vlnění o malé amplitudě na nepevněný sediment litologicky blízký litotypu a. Coleman a Prior (1982) vysvětlují vznik čočkovité laminace jako důsledek působení proudů na sediment chudý na pískovou frakci (starved current ripples).

Litotypy uvedené pod písmeny c a d se vzájemně odlišují na základě převahy jedné ze dvou základních složek. Složení a textury jsou v obou litotypech stejné. Běžně se vyskytuje gradační zvrstvení s vertikálním přibýváním jemné frakce nebo ostré hranice mezi jednotlivými elementy. V písčitých polohách je časté jemné diagonální zvrstvení čeřinového typu (příl. VI-3, 4, příl. IV-3). V aleuropelitickém elementu se někdy vyskytují drobné rybí koprolity a vzácně i skeletální částice. V písčitém elementu byly nalezeny fosfatizované úlomky rostlinných os (Skoček 1969). Běžně se vyskytují pyritové konkrece. Na vrstevních plochách byly poměrně často nalezeny vtisky nepravidelného tvaru (příl. IV-4, příl.

V-2) nebo pravidelné otisky symetrických oscilačních čeřin (přil. V-1). Vzácně byly nalezeny stopy po lezení organismů typu Meandreon (přil. V-3). V sedimentech se běžně vyskytuje porušení chodbičkami organismů (bioturbace) neznámého charakteru (přil. III-4, přil. IV-1, 2, 3). Drobné nálevkovité deformace lamin (přil. VI-3) mohou být biogenního původu nebo mohly vzniknout i při úniku plynů. Popsané sedimenty jsou v jezernédeltové sekvenci značně rozšířeny, což ukazuje, že vznikaly jak v prostředí deltového čela, tak i v podvodní části deltové plošiny.

Výrazným litotypem jsou pískovce se zuhelnatělou rostlinnou drtí (litotyp e). V hornické praxi jsou označovány jako žřhance (přil. VII-2, 3). Typická je pravidelná horizontální laminace podmíněná výraznou separací klastické a rostlinné složky. Spolu s fuzitizovanými úlomky rostlinných os a listů (přil. V-4) se v tmavých laminách vyskytují i lupínky slíď. Hlavním diagenetickým minerálem je pyrit, který se vyskytuje v podobě zrn a drobných konkrecí (přil. VII-4). Z recentních sedimentů podvodní plošiny rýnské delty, vznikající v Bodamském jezeře, uvádějí podobné sedimenty Förstner et al. (1968).

Litotyp f tvoří ostře omezené polohy uvnitř jiných litotypů. V některých případech má jeho spodní hranice nerovný, erozní charakter. Hlavním diagenetickým minerálem je pyrit, někdy se ve tmelu vyskytuje i karbonát. Sedimentaci v drobných korytech erodujících jílovité sedimenty dokazují plovoucí útržky aleuropelitů (přil. VII-1). V souhlase s Hamiltonem (1985) je možno soudit, že mocnější polohy nezvrstvených pískovců vznikaly během povodní při protržení podélných říčních valů lemujících ramena toku v podvodní i nadvodní části deltové plošiny.

Litotyp označený písmenem g se vyskytuje v podobě poloh o mocnosti od několika dm do několika metrů v nejvyšší části sekvence. Šikmé zvrstvení je buď planární, nebo korytovité. Spodní hranice litotypu má často nerovný průběh. Vytřídění klastického materiálu je většinou dobré, množství slíďových šupinek je sníženo ve srovnání s jinými typy pískovců. Litotyp vznikl ukládáním materiálu z podkritických trakčních proudů v prostředí říčního koryta. Pískovce tohoto typu mohly vznikat jak v nadvodní, tak i v podvodní části deltové plošiny.

Složení pískovců

Vrstvičky a polohy jemnozrnných pískovců se skládají z dobře vytříděného klastického materiálu (σ_1 se většinou pohybuje mezi 0,40—0,60). Středně a hrubě zrnité pískovce jsou obecně hůře vytříděné. Koeficient asymetrie je v pískovcích většinou negativní, což ukazuje na plochý průběh zrnitostní křivky hrubších frakcí. Nejrozšířenější součástí pískovců

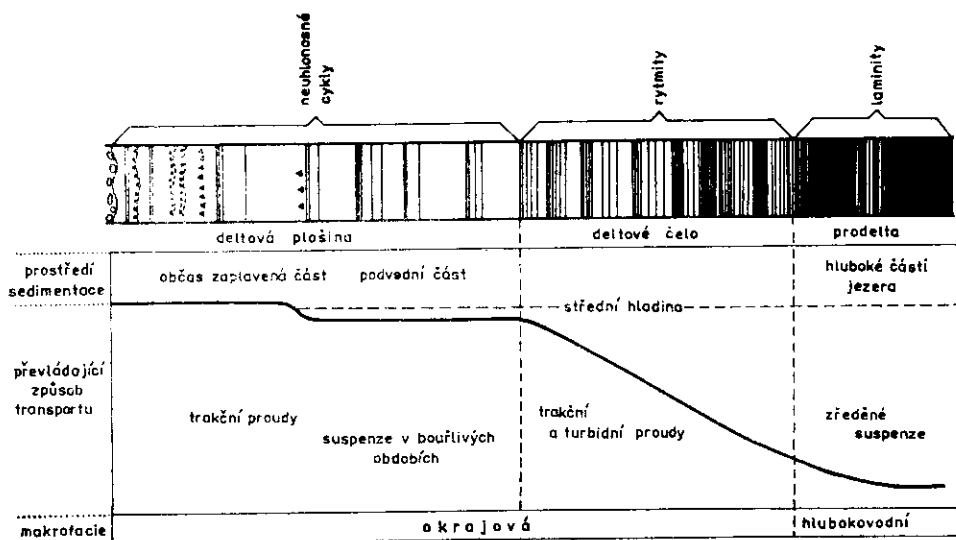
je křemen plutonického původu. Zrna křemene pocházející ze sekrečních čoček a z metamorfovaných hornin jsou méně častá. Obsah živců závisí na zrnitosti. Je nižší v jemnozrnných a vyšší ve středně a hrubě zrnitých pískovcích, které mají většinou arkózovitý charakter. Obvykle silně převládá ortoklas nad kyselým plagioklasem. V jemnozrnných pískovcích je však obsah plagioklasu vyšší než v obdobných pískovcích z jiných litostratigrafických jednotek. Živce jsou často narušeny kaolinizací a někdy jsou zatlačovány karbonátem. Množství slíd je značně proměnlivé. Tyto bývají akumulovány v horizontálních nebo šikmých laminách. Obecně se vyskytuje muskovit i tmavě hnědý biotit. Úlomky stabilních hornin mají nejčastěji kvarcitický charakter, méně časté jsou mikrokrystalické agregáty, které mohou představovat silicity nebo silicifikované horniny. Nestabilní horniny jsou zastoupeny slabě. Byly zjištěny zaoblené úlomky fylitického charakteru a vzácně i jemnozrnné granitoidy. Těžká frakce obsahuje vždy velké množství zrn zirkonu, rutilu, turmalínu a granátu. V mezerní hmotě se vyskytuje často kaolinit. Silicifikace je vesměs slabá a projevuje se srůsty klastických zrn v rovných a mírně zubovitých hranicích. Ve tmelu se vyskytuje často karbonát. Obvykle lze rozlišit dvě generace: drobná zrna a shluky zakaleného pelokarbonátu a čirá zrna a zrnité agregáty světlého karbonátu. Podle fázového rozkladu karbonátu při diferenčně termické analýze lze soudit, že pelokarbonát je tvořen sideritem až ankeritem a světlý karbonát buď kalcitem, nebo dolomitem.

Složení aleuropelitů

Pelitické polohy v okrajové litofacii mají povahu slabě až silně prachovitých jílovců až jílovitých prachovců. Prachová zrna křemene jsou doprovázena často zrny velikosti velmi jemného písku. Podle mikroskopických pozorování se zdá, že množství živců je vesměs nízké. Běžně se však vyskytují lupínky slíd, které bývají akumulovány v laminách spolu s organickou hmotou. Pelitická frakce je vždy tvořena směsí kaolinitu a illitu. Obsah karbonátu je vesměs nepatrný s výjimkou vrstviček prostoupených diagenetickým sideritem až ankeritem. Na zuhelnatělou rostlinnou hmotu jsou vázána zrníčka pyritu.

Rozšíření jednotlivých litotypů

Okrajová litofacie nasedá na hlubokovodní jílovcé nejjemnějšími litotypy. Ve všech profilech lze vysledovat v okrajové litofacii přibývání hrubšího materiálu od podloží do nadloží (obr. 5). Sedimenty vytvářejí



5. Idealizovaný sled sedimentů jezernědeltového megacyklu s interpretací sedimentačních procesů a prostředí

výrazný inverzní megacyklus, který vzniká při přestupování sedimentů deltové plošiny přes sedimenty deltového čela, jak uvádějí Förstner et al. (1968). V profilech je možno vysledovat zákonitý sled litotypů od a do g s častými oscilacemi, což je dokumentováno fotografiemi (příl. VIII-1, 2, 3). V některých profilech má megacyklus neúplný vývoj buď v důsledku eroze nejvyšší části, nebo tektonického porušení. V nejvyšší části okrajové litofacie byly na řadě míst zjištěny hematitové konkrce nebo sedimenty pigmentované hematitem (příl. VII-4). Hematit je prokazatelně sekundární, konkrce vznikly oxidací pyritu, šmouhy a laminy ukazují na někdejší přítomnost karbonátu obsahujícího Fe. K oxidaci došlo v pozdním stadiu lithifikace, což dokazuje zachování zuhelnatělé rostlinné hmoty. V případě časně diagenetické oxidace by byla tato hmota zničena.

Cyklická stavba jezernědeltové sekvence

Studovaná sekvence se vyznačuje mnohonásobným opakováním sedimentů různé zrnitosti s výrazným trendem přibývání hrubšího materiálu od podloží do nadoží. Z hlediska různého charakteru opakování byl megacyklus rozdělen na tři úseky (obr. 5). V nejspodnější části mají elementární, opakující se jednotky mocnost do několika milimetrů a pro označení tělesa sedimentů se jeví jako příléhavý termín laminity. Opakování stejných elementů v nadožní části má poněkud jiný charakter.

Vyskytují se gradačně zvrstvené jednotky o mocnosti několika centimetrů a střídání tenkých vrstviček sedimentů oddělených ostrými hranicemi. Tato část připomíná sekvence flyšového charakteru a pro její označení byl zvolen termín rytmy. V nejvyšší části megacyklu má střídání sedimentů charakter neuhlonosných cyklů.

Laminarity

Laminace hlubokovodních jílovců je pravděpodobně odrazem sezónních změn v množství a kvalitě ukládaného materiálu. Varvitický charakter indikuje malá průměrná mocnost pásků a výrazné vertikální změny v množství organické substance. Picard a High (1972) uvádějí, že v glaciálních varvitických jílech se běžně vyskytují plovoucí zrna hrubšího klastického materiálu. Taková zrna nebyla ve studovaných jílovcích nalezena. Neglaciální varvy podobné popisovaným laminitům popsal z eocenních hořlavých břidlic Bradley (1929) a z lakustrinní formace spodnodevonského stáří ve Velké Británii Donovan (1975). Statistické studium vertikálních změn pásků-varvů prokázalo krátkodobé i dlouhodobé cykly. Tyto cykly byly pravděpodobně odrazem klimatických výkyvů vyvolaných extraterestrickými periodickými procesy. Rychlost sedimentace laminitů se pohybovala mezi 110 až 280 mm zpevněného sedimentu za 100 let (Skoček 1968).

Rytmy

V této části profilu se opakují vrstvičky a vrstvy s gradací materiálu a na druhé straně i negradované dvojčlenné „pásky“ tvořené sedimenty odlišné zrnitosti (příl. III-1, 2, příl. IV-1). Jestliže laminarity jsou skutečně převážně sezónního původu, pak rytmy, které vznikaly ve stejné pánvi, v oblastech bližších jejímu okraji, musí mít také alespoň zčásti sezónní původ. Na druhé straně je zřejmé, že v částech bližších jezernímu okraji se více uplatňovaly procesy, které sezónní sedimentaci narušovaly (povodně, bouřlivé vlnění a následné proudění, skluzy). V každém případě mocnost sedimentů usazených během jednoho roku nebo jediné krátkodobé „události“ mohla být podstatně vyšší než tomu bylo v případě laminitů. Na druhé straně však rytmy dokumentují intermitentnost sedimentace a v případě nerovné spodní hranice i možnou erozi dříve uložených sedimentů. Je proto na rozdíl od laminitů velmi obtížné soudit na rychlost sedimentace z počtu nebo mocností opakujících se elementů.

Neuhlonosné cykly

V nejvyšší části megacyklu má střídání hrubších a jemnějších sedimentů charakter aluviálních cyklů. Hranice embryonálních cyklů jsou často skryty v polohách pískovců, kde se v neostrých hranicích stýká psamitický materiál různé zrnitosti. Uvnitř těles pískovců je možno někdy pozorovat, na rozdíl od aluviálních cyklů, i inverzní gradaci materiálu, což ukazuje, že sedimentace byla ovlivňována pohybem erozní báze, dané pravděpodobně pozicí jezerní hladiny.

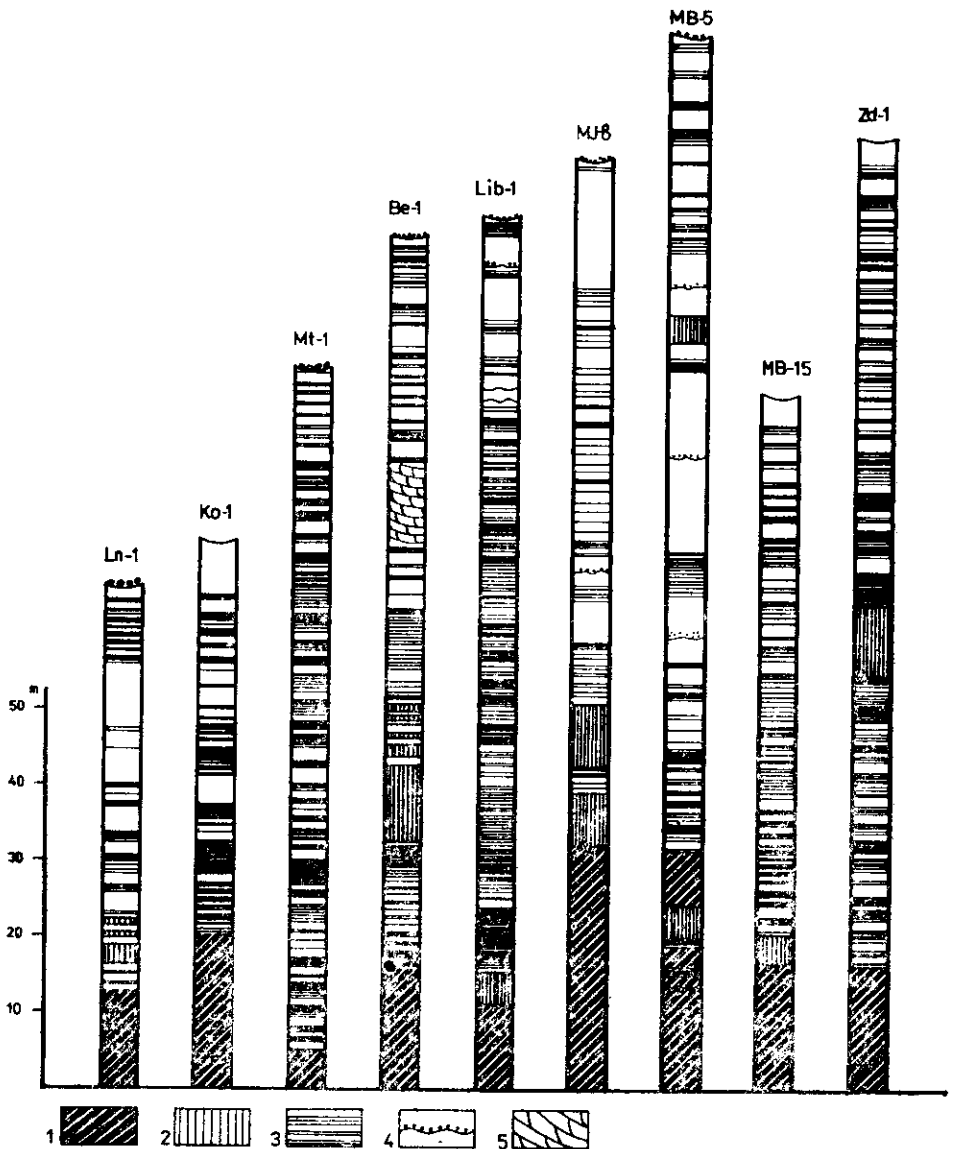
Cykly vyššího řádu

V části sekvence odpovídající laminitům byly vysledovány cykly vyššího řádu dané harmonickými změnami mocnosti varvů v intervalech odpovídajících časově několika tisícům let (S k o č e k 1968). Kromě toho střídání pravidelně laminovaných jílovců s nezvrstvenými může rovněž odrážet periodické změny vnějších geografických podmínek.

Ve spodní části sekvence rytmitů byly v některých profilech zjištěny vložky laminitů. Tyto vložky dokumentují návrat hlubokovodní sedimentace vyvolaný pravděpodobně relativně krátkodobým zvýšením jezerní hladiny. V rytmitech byly zjištěny harmonické změny projevující se zmenšováním mocnosti elementárních rytmů od podloží do nadloží (obr. 6). Zmíněné cykly vyššího řádu je možno vysvětlit postupným zvyšováním jezerní hladiny. Podobné poměry uvádějí též P i c a r d - H i g h (1972) a S t a n l e y - S u r d a m (1978) z recentních jezer. Asymetrická stavba těchto cyklů (ve spodní části jsou mocnější rytmy s převahou psamitického elementu, ve svrchní tenké rytmy s převahou aleuropelitu) byla způsobena patrně tím, že po rychlém poklesu hladiny následovala dlouhá etapa jejího pomalého stoupání. Je totiž známo (Y u r e t i c h et al. 1984), že v jezerech mají i malé změny hloubky za následek dalekosáhlé změny v zrnitosti ukládaného materiálu.

Počet odlišitelných neuhlonosných cyklů je malý. Nelze proto vysledovat cykly vyššího řádu. Není však vyloučeno, že časově neuhlonosné cykly odpovídají cyklům vyššího řádu zjištěným v rytmitech. Jejich vznik totiž pravděpodobně souvisel s přemístováním říčních koryt, což je proces, který doprovází změny jezerní hladiny (P i c a r d - H i g h 1972).

Na obrázku 6 je uvedena řada profilů, v nichž byla podrobně zhodnocena vertikální proměnlivost sedimentů z hlediska mocnosti opakujících se elementů. Ve všech profilech lze vysledovat stejnou tendenci, tj. přibývání hrubých sedimentů směrem od podloží do nadloží, což je schematicky vyjádřeno na obr. 5. Jezernédeltový megacyklus vznikl zřejmě po-



6. Cykličnost vyššího řádu ve vybraných profilech. Cykly v rytmech mají negativní gradaci mocnosti a zrnitosti, přitom však celá sekvence se vyznačuje postupným přibíváním hrubších sedimentů a růstem mocnosti cyklů

1 — hlubokodnní laminity; 2 — nezvrstvené aleuropelity; 3 — rytmy; 4 — význačnější erozní hranice; 5 — význačné proudově zvrstvené sedimenty

stupným snižováním hladiny jezera, což bylo doprovázeno přestupováním sedimentů jezerního okraje přes hlubokodnní sedimenty centrální části. Oscilace jezerní hladiny, které se opakovaly v intervalu několika tisíc

let, měly výrazný vliv na sedimentaci a způsobily vznik cyklů vyššího řádu, které jsou nejlépe patrné v rytmitech a zčásti i v laminitech.

Inverzní charakter jezernédeltového megacyklu je odrazem postupného poklesu erozní báze způsobeného pohybem březní linie do centra sedimentační pánve. Všeobecné přibývání hrubého materiálu od podloží do nadloží vylučuje možnost napájení jezera toky přicházejícími z ledovců. Pro ledovcová jezera je totiž charakteristická normální gradace (tzn. zjemňování) vyvolaná postupným ústupem ledovcového okraje (S h a w 1975).

Sedimentační procesy

Laminy vznikaly pomalým ukládáním jemných frakcí ze zředěných suspenzí. Zatímco rychlost sedimentace terigenního materiálu podléhala pravděpodobně sezónním výkyvům, vyvolaným změnami vodnatosti toků, množství organické substance, padající na dno, se měnilo v závislosti na sezónních změnách teploty povrchové produktivní vrstvy vody.

Rytmity vznikaly různými sedimentačními procesy. Gradačně zvrstvené sekvence vznikaly sedimentací z turbiditních proudů, čisté jílovce byly ukládány ze zředěných a nezvrstvené aleuropelity z hustých suspenzí. Trakční proudy lze předpokládat při sedimentaci šikmo zvrstvených pískovců. Mocnější vložky nezvrstvených pískovců byly ukládány z turbulentních proudů, které vznikaly při protržení okrajových písčitých valů, což je proces obvyklý v prostředí deltové plošiny (H a m i l t o n 1985).

Pískovce s laminami zuhelnatělé rostlinné drti (příl. VII-2) vznikly při selektivní sedimentaci terigenní a organické složky. Podobné sedimenty byly zjištěny v Bodamském jezeře a F ö r s t n e r et al. (1968) vysvětlují jejich vznik rychlou sedimentací písku a zpomalenou sedimentací rostlinné drti, která se může po jistou dobu udržet na hladině.

Středně a hrubě zrnité pískovce se ukládaly v prostředí říčního koryta, řečištních a okrajových valů. Opakovaný transport způsobil dokonalé vymytí jemných pelitických částic.

Tufové vrstvičky vznikly jedním přímým napadáním pyroklastického materiálu do stagnující vody (příl. II-2), jedním jeho redepozicí v mělkovodnějších prostředích (příl. VI-3).

Teplotní a hydrochemický režim jezera

Laminy prozrazují stabilizovanou teplotní a hydrochemickou stratifikaci v centrálních nebo hlubokých částech jezera. Taková stratifikace je totiž základním předpokladem vzniku a zachování sezónních varv (D e e v e y 1953, D e s b o r o u g h 1978). Zachování organické substan-

ca, diagenetický pyrit a siderit i naprostý nedostatek bioturbací ukazuje na stagnující anoxickou zónu při dně. Anoxické poměry jsou obvyklé v hlubších částech recentních jezer tropické a subtropické zóny (Hutchinson 1957, Yuretich 1979). Rozklad organické hmoty a nízká teplota byly příznivými faktory pro kyselou reakci vody při dně a v nejvyšší části sedimentu. Proto nedocházelo k sedimentaci Ca-karbonátů a z autigenních minerálů se nejvíce uplatnil siderit a zčásti i pyrit. V chladné vodě při dně byl patrně mobilizován i fosfor. Svědčí o tom nálezy fosfatizovaných úlomků rostlinných pletiv (Skochek 1969). Během vulkanických explozí se mohla změnit reakce jezerních vod. Rozklad vulkanického skla a popela mohl způsobit náhlé zvýšení pH, což bylo doprovázeno srážením karbonátů obsahujících Ca a Mg. Dokladem jsou polohy vápenců. Na dně jezera, uvnitř čerstvě uloženého tufu, mohly vzniknout podmínky nezbytné pro přeměnu vulkanického skla v montmorillonit, případně i v zeolity.

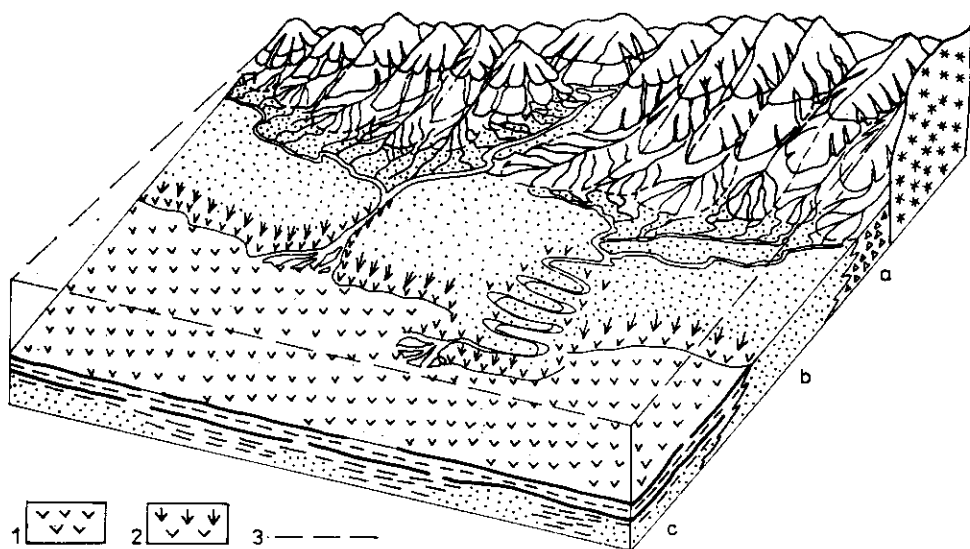
Značné množství organické substance v laminitech i časté zbytky ryb ukazují na rozvoj života v povrchové vrstvě vody. Dostatek minerálních látek a zvýšená teplota stimulovaly rozvoj planktonních řas, což bylo doprovázeno výraznou eutrofikací jezerní vody. Obecný trend snižování obsahu organických látek v laminitech od podloží do nadloží ukazuje, že rozsah eutrofikace byl nejvyšší v iniciální fázi existence jezera.

Analýzy obsahu bóru (Bouška - Pešek 1984) i sorbovaných iontů Cl^{-} (Cílek 1973) ukazují na nízkou salinitu jezerních vod. Diagenetické minerály prozrazují převážně karbonáto-sulfátovou mineralizací. Na miniaturní cirkulaci fosforu v jezerních vodách (Hakanson - Janison 1983) ukazují fosfatizované rostlinné úlomky.

V mělkých okrajových částech obsahovala jezerní voda dostatečné množství rozpuštěného kyslíku, jak o tom svědčí rozšířené bioturbace (příl. III-4, příl. IV-1, 2, 3). V jezernědeltovém megacyklu se nevyskytly polohy vápenců nebo solí, které by se měly vytvořit ve finální fázi existence bezodtokého jezera. Jedinou stopou naznačující možnost zvyšování obsahu sulfátů je trend přibývání diagenetického pyritu od podloží do nadloží. Izotopické analýzy síry (Hladíková et al. 1986) ukázaly, že pyrit je produktem biogenní redukce rozpuštěných sulfátů. Nelze tedy vyloučit možnost, že jezero se ve finální fázi přeměnilo v průtočnou pánev a akumulované soli byly vyneseny za hranice studované oblasti.

Vznik jezera a rekonstrukce jeho vyplňování

Mladopaleozoická sedimentace v oblasti Českého masívu začala v tektonicky založených, vzájemně oddělených vnitrohorských depresích. Členitý reliéf způsobil rychlé vyplňování depresí a jejich postupné spojo-



7. Paleogeografická skica vysvětlující zadržení hrubších klastik při okraji sedimentačního prostoru
 1 — bažinná vegetace; 2 — keřovitá a stromová vegetace; 3 — pozice hladiny jezera v iniciální fázi jeho existence; a — aluviální kužely; b — aluviální plošina; c — zarůstající bažiny a rašeliniště

vání. Před začátkem stefanské jezerní sedimentace nebyly pravděpodobně dílčí pánve v západních a středních Čechách odvodňovány za hranice Českého masívu. Z období předcházejícího jezerní sedimentaci jsou zachovány mocné sledy sedimentů typu aluviálních red beds. Poměr mezi hrubšími klastiky na jedné straně a aleuropelity na straně druhé se v nich laterálně mění. V období těsně předcházejícím jezerní záplavě se v sedimentačním prostoru na řadě míst vytvořily aluviální až aluviálně lakustrinní uhlonosné cyklotémy. Změna sedimentů typu red beds v uhlonosné uloženiny byla pravděpodobně podmíněna vytvořením stabilní říční sítě a na ni vázaným rozvojem uhlotvorné vegetace.

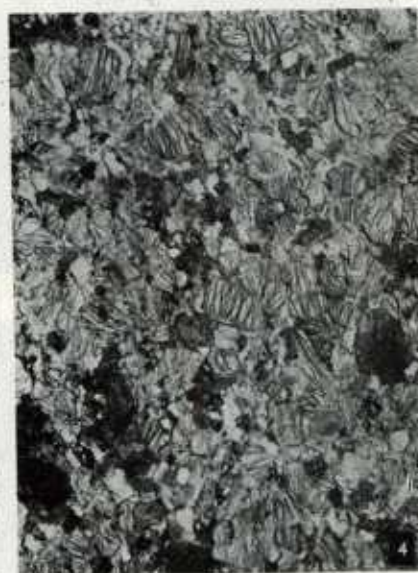
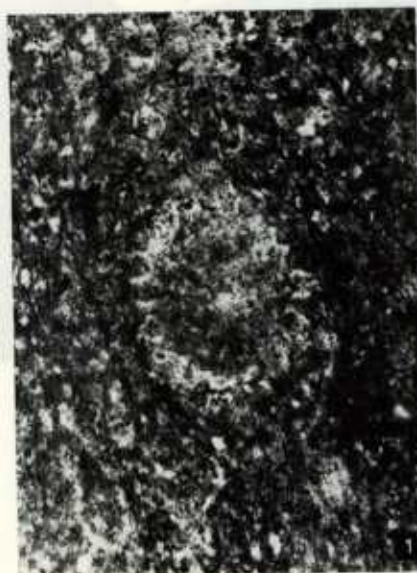
Nástup jezerní sedimentace byl náhlý. Dokazuje to vlasově ostrá hranice laminitů proti podloží. Izochronnost báze je doložena souborem vrstviček argilizovaných tufů. Výraznou paleogeografickou změnu je možno vysvětlit rychlým vzestupem hladiny jezera. Tím došlo k zaplavení značné části přiléhající pahorkatiny, která do té doby představovala snosnou oblast (obr. 7). Zvýšení erozní báze způsobilo výraznou diferenciaci přinášeného klastického materiálu. Veškerý hrubší materiál byl zadržen při okraji jezera, v zatopených údolích. Proto se na obrovské ploše ukládaly pouze hlubokovodní jílovce. Hloubka jezera v centrální části mohla přesahovat 100 m. Značná hloubka byla nezbytným předpokladem vzniku

stabilizované teplotní a hydrochemické stratifikace. Při veliké ploše jezera se pohyb vody způsobený vlněním musel uplatňovat do hloubky několika desítek metrů a při nedostatečné hloubce by zabránil vzniku anoxické zóny při dně.

Vlastní příčina vzniku jezera není jednoznačně vyřešena. Pešek (1968) vyslovil hypotézu, že vznik jezera byl vyvolán zahrazením odtoku. Havlena - Pešek (1975) dospěli k názoru, že vznik jezera byl podmíněn úplným zaplněním sedimentačních pánví a vyrovnáním erozní báze toků. Autor této práce považuje za rozhodující faktor vzniku jezera výraznou klimatickou změnu (Skoček 1974). Vyplnění bezodtoké pánve vodou je totiž nejčastěji vyvoláno zvýšením přítoku nebo snížením výparu (Bradley 1966). Je rovněž známo, že klimatické změny jsou běžnou příčinou kolísání hladiny jezer (Yuretich et al. 1984). Nástup humidního klimatu během steфанu B je ve studované oblasti dokumentován nasedáním uhlonosných uloženin na sedimenty typu red beds. Vlastní jezerní sedimentace mohla být vyvolána buď porušením rovnováhy mezi srážkami a výparem, nebo poklesem průměrné roční teploty.

Během první fáze byla hladina jezera vysoko a kolísala v malých mezích. Cykly v laminitech svědčí o oscilacích klimatu v obdobích desítek až několika tisíc let (Skoček 1968). Změny mocnosti lamin mohly být způsobeny různou vodnatostí řek v ročních cyklech a drobnými pohyby hladiny v periodách o délce trvání desítek až několika tisíc let.

Druhá fáze sedimentace začala zároveň se soustavným poklesem hladiny. Sedimenty zadržené během první fáze v okrajových částech a v horských údolích se po snížení erozní báze staly hlavním zdrojem klastického materiálu (obr. 8). Sedimentace hlubokovodních jílovců byla rychle plošně redukována a na většině plochy byla na jejich místě ukládána hrubší klastika. Rozhodující význam nabyla sedimentace v prostředí okrajové plošiny, která vznikla spojením řady delt drobných i větších toků. Podobné poměry popsal Haszeldine (1984) ze svrchnokarbonské sekvence sv. Anglie. V nejhlubších částech se ukládala jemná klastika prodeltálního charakteru, v přechodné zóně pak hrubší sedimenty deltového čela. Značný objem materiálu byl ukládán v litorální, mělkovodní zóně. Textury prozrazují značné rozšíření podvodní a menší rozsah nadvodní části deltové plošiny. Jednotlivá prostředí postupovala směrem ke středu nebo ose sedimentační pánve a ve finální fázi došlo k přeměně jezera v aluviální plošinu. Sedimentační cykly během druhé fáze byly vyvolány oscilacemi jezerní hladiny v delších časových intervalech. Při plochém dně jezera měly i malé změny hloubky dalekosáhlý vliv na zrnitost ukládaného materiálu, což bylo vyvoláno hlavně migrací řečišť toků v podvodní i nadvodní části deltové plošiny, jak uvádí z geneticky podobných sekvencí Stanley - Surdam (1978).



1. 2. Zbytky planktonních zelených řas v jílovcích profundální litofacie dokumentují anoxické podmínky v hlubokých částech jezera. Vrt MB-13, hl. 352,85 m, zvětšeno 100 \times
 3. Fosfátový koproilit obsahuje zuby drobných ryb. Základní hmota, v níž je koproilit uložen, se vyznačuje vysokým obsahem karbonifikované organické substance. Vrt Pě-1, hl. 685,50 m, zvětšeno 30 \times
 4. Tuf tvořený převážně kaolinizovanými tabulkami biotitu. Kromě nich se vyskytují zrníčka křemene, chuchvalce zakaleného karbonátu a opakní zrna rudních minerálů. Vrt Br-1, hl. 553,40 m, zvětšeno 15 \times
- Foto OÖG — D. Hejdová [1, 2, 4], S. Bártlová [3]



1



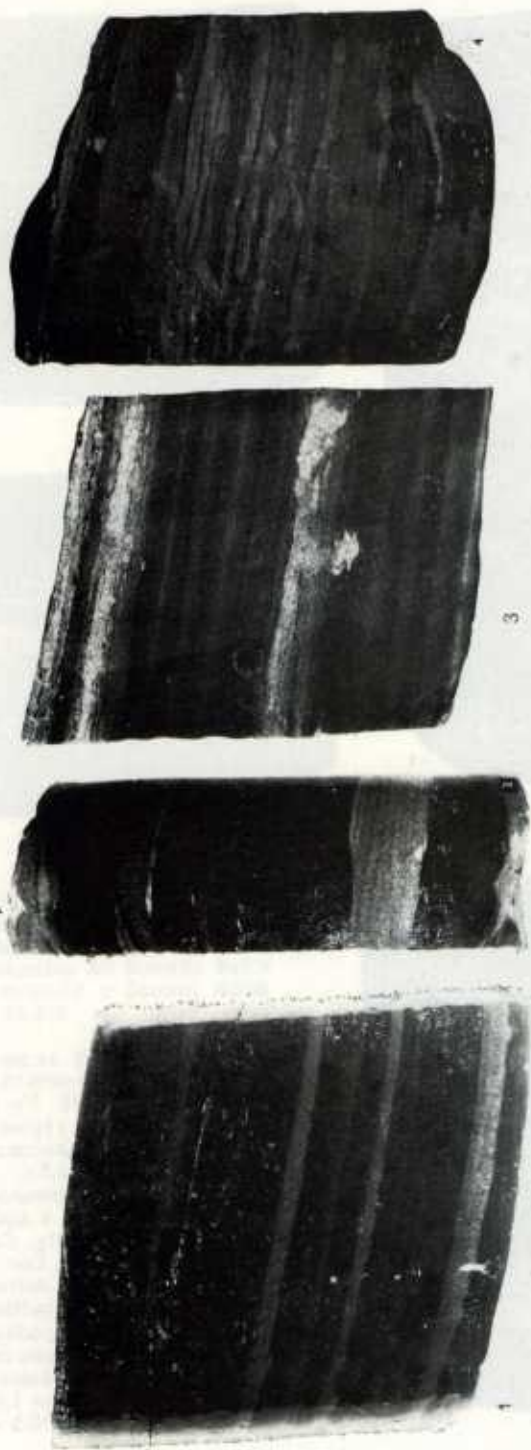
2



3

1. Laminit obsahující ve světlých částech patrně příměs jemného přeplaveného popelavého materiálu. Vrt Sa-12, hl. 128,00 m, zvětšeno 1,3 \times
2. Poloha gradacně zvrstveného tufu v laminovaném profundálním jílovci. Vrt MB-25, hl. 901,20 m, zvětšeno 1,3 \times
3. Deformace laminitu na kontaktu s mocnou polohou argilizovaného tufu, Vrt MB-5, hl. 276,75 m, zmenšeno 2 \times
4. Charakteristická deformace lamin způsobená pravděpodobně zemětřesnými vlnami, které prošly nezpěvněným sedimentem. Vrt MJ-10, hl. 127,80 m, zmenšeno 1,2 \times

Foto ÚÚG — V. Heller (1, 3), H. Vršťalová (2, 4)



1. Vrstvičky prachovitěho jílovce pigmentované organickou substancí se střídají s ostře omezenými vrstvičkami jemně zrnitých pískovců. Nerovná spodní hranice pískovců ukazuje na jejich sedimentaci z trakčních proudů, gradáční zvrstvení v jílovcí na sedimentaci ze zředěných suspenzí ve stagnující vodě. Vrt MB-23, hl. 700,20 m, zmenšeno 1,3X
2. Tmavé, nozťatélné zvrstvené aleuropelity obsahují ostře omezené vločky horizontálně až šikmo zvrstvených, jemnozrnných pís-kovců. Pravděpodobně prostředí sedimentace: deltové čelo. Vrt MB-20, hl. 576,00 m, zmenšeno 2,5X
3. Rytmit reprezentovaný gradáčně zvrstvenými aleuropelity s vrstvičkami světlých jemnozrnných pískovců. Periferní část margi-nální litofacie. Vrt MB-6, hl. 554,60 m, zmenšeno 1,8X
4. Silně bioturbované sedimenty vznikly v prostředí vyplněném vodou obsahující rozpustěný kyslík. Jemná laminace prozrazuje sedimentaci v hlubší vodě, patrně na periférii deltového čela. Vrt MB-9, hl. 345,00 m, zmenšeno 2,2X

Foto ÚUG — H. Vršťalová (1—3), V. Heller (4)

Sbor. geol. věd — G — sv. 45



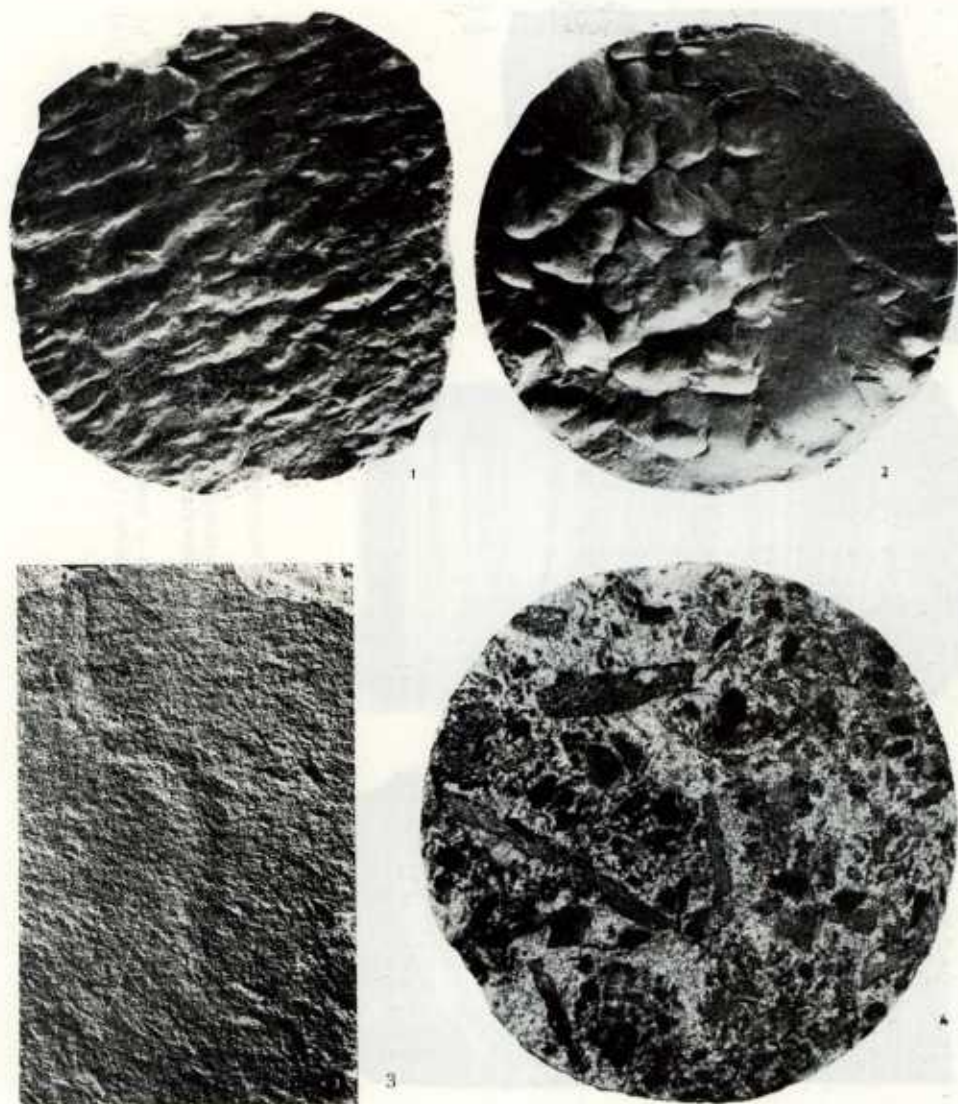
1. Bioturbovaný rytmit. V tmavých částech je vyvinuto jemné gradační zvrstvení. Ostrá spodní hranice psamitických vrstviček ukazuje na sedimentaci z nerodujících proudů v hlubších částech deltového čela. Vrt MB-25, hl. 813,55 m, zmenšeno 1,8×

2. Střídání čočkovitě zvrstvených pískovců s polohami laminovaných nebo i nezvrstvených aleuropelitů. Ve spodní části je průřez spirálovitě výpíně chodbičky zavrtávajícího se organismu. Vrt MB-7, hl. 808,80 m, zvětšeno 1,1×

3. Polohy a čočky proudově zvrstvených pískovců se střídají s horizontálně laminovanými aleuropelity. Časté bioturbace. Interpretace: mělká část deltového čela nebo podvodní část deltové plošiny. Vrt MB-13, hl. 243,70 m, zvětšeno 1,1×

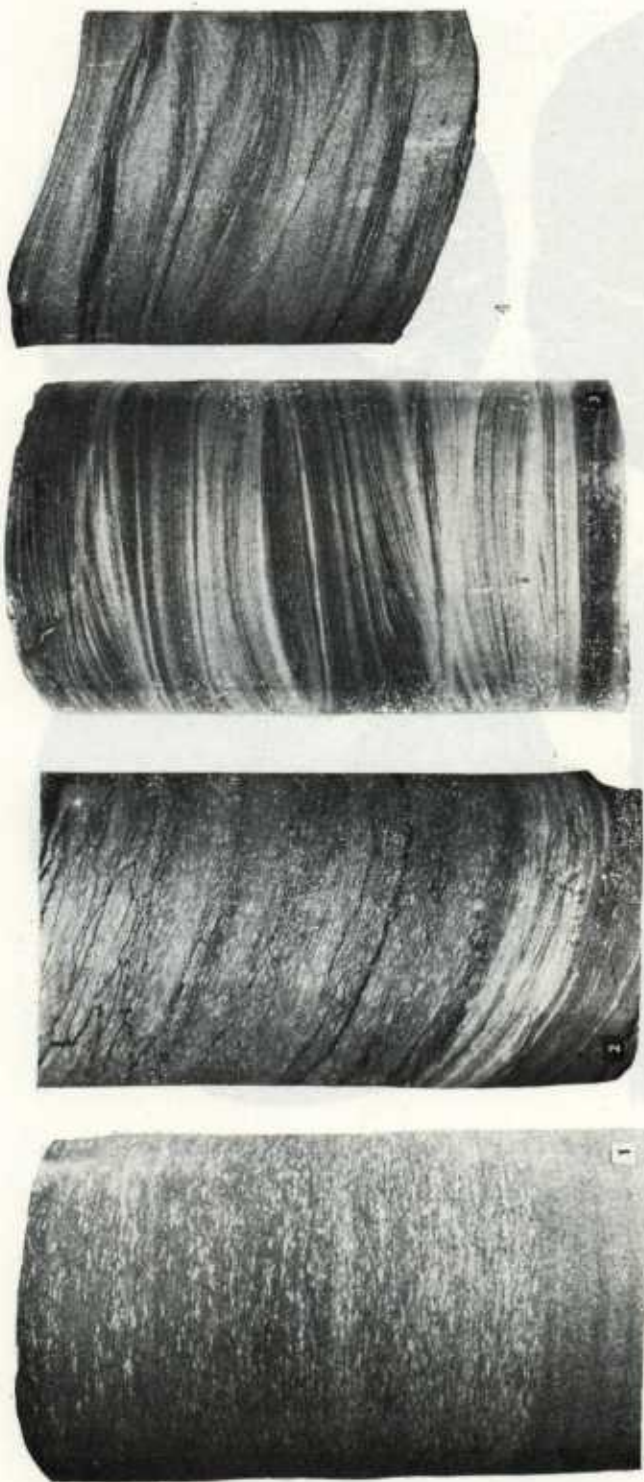
4. Vtisky pískovce do podložního sedimentu byly způsobeny nerovnoměrným zatížením podložního sedimentu. Vrt MB-25, hl. 836,70 m, zmenšeno 1,4×

Foto ÚUG — H. Vršalová



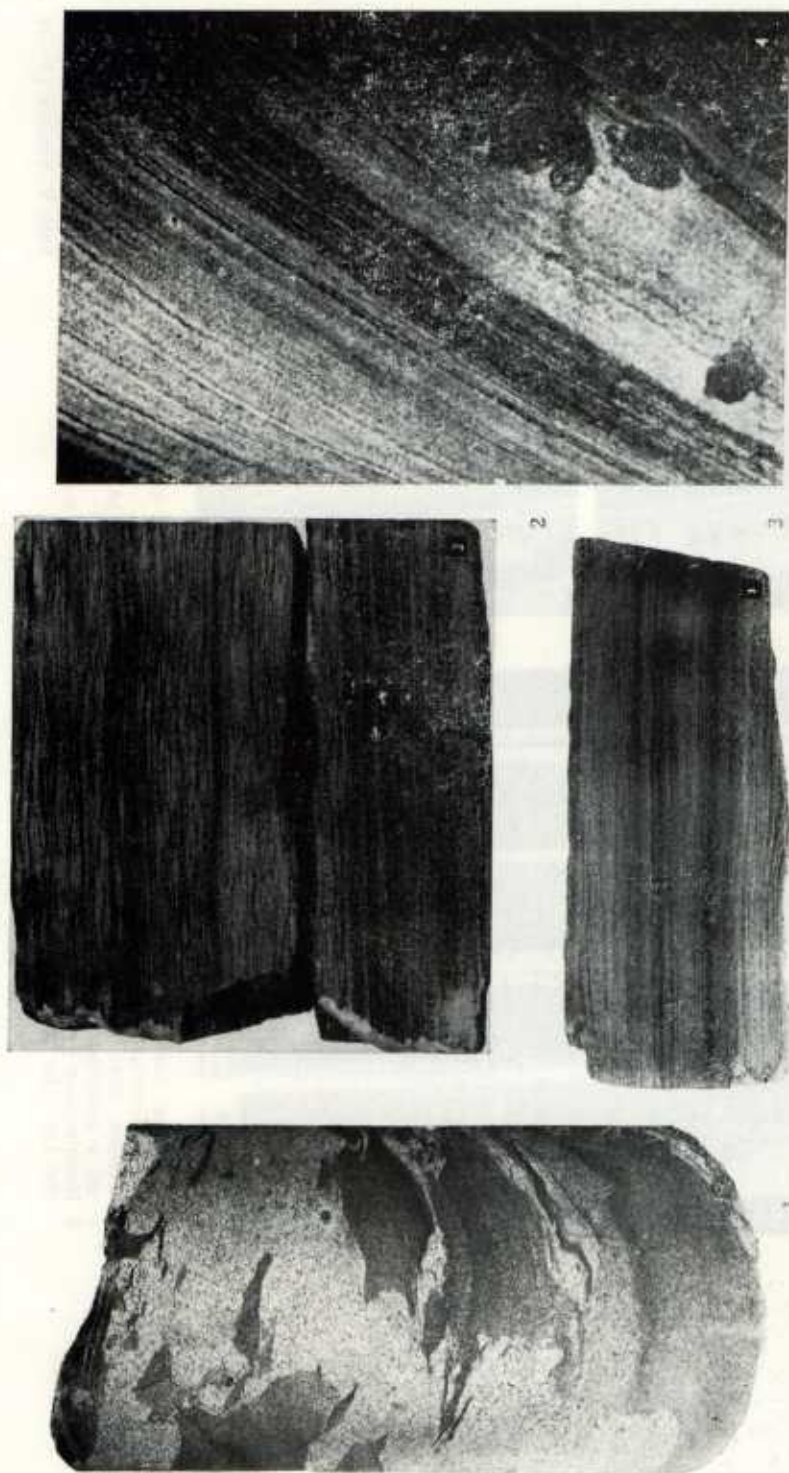
1. Otisky systému drobných oscilačních čerfín ukazují na sedimentaci v mělkých částech jezernédeltové plošiny. Vrt Sa-9, hl. 300,0 m, zmenšeno 2,4×
2. Vtisky na spodní vrstevní ploše ukazují na zabořování písku do nepevného aleuropelitu. Vrt Z4-1, hl. 19,00 m, zmenšeno 2,8×
3. Sinusovitá stopa po lezení na vrstevní ploše ukazuje na mělkou dobře větranou vodu. Vrt MB-9, hl. 313,30 m, zvětšeno 1,6×
4. Zuhelnatělá rostlinná dřv na vrstevní ploše pískovce. Černé fragmenty jsou fusitizované. Vrt Nv-8, hl. 176,30 m, zmenšeno 1,6×

Foto V. S k o ť e k (4), OÜG — H. Vršťalová (1, 2), V. Heller (3)

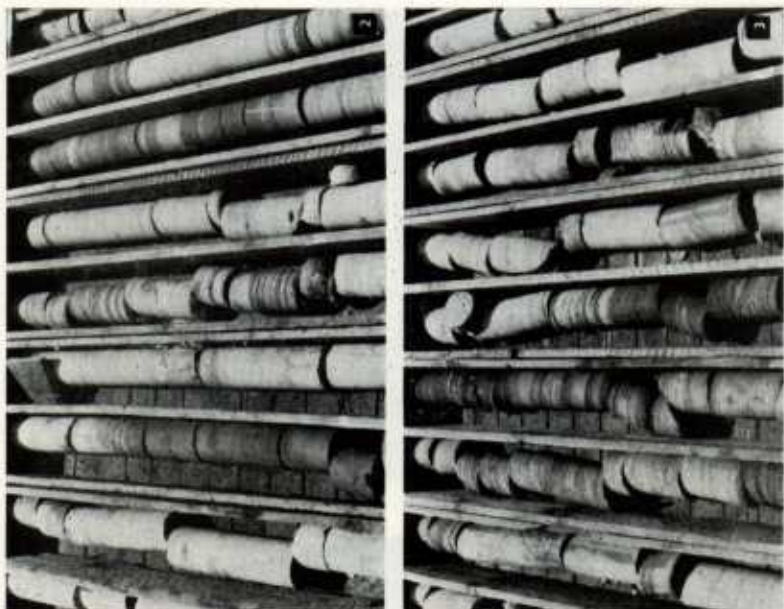
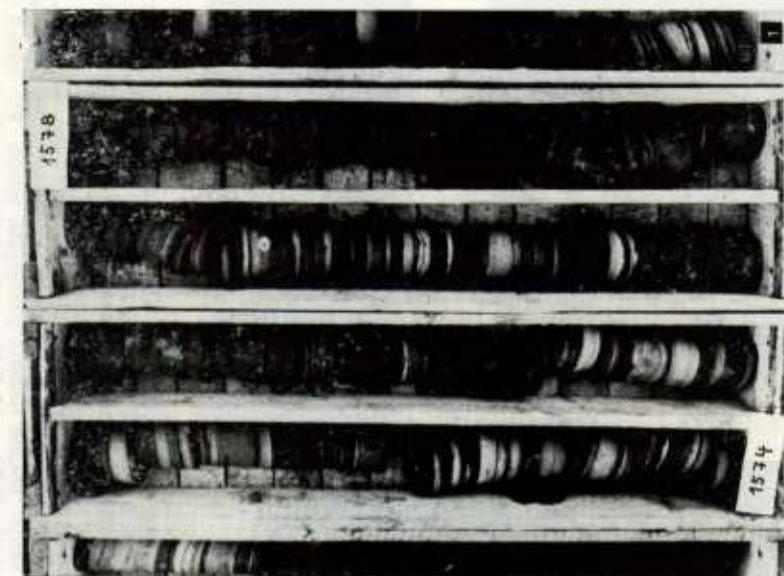


- 1, 2. Mikročočkovité zvrstvení se vyskytuje buď v asociaci s nezvrstvenými a.europelity, nebo i horizontálně laminovanými pís-kovci, Vrt Mt-1, hl. 847,5 a 907,8 m, zmenšeno 2X
3. Kombinace horizontální laminace s číhiovými zvrstvením. Nálevkovitá deformace lamin v horní části, mohla být způsobena únikem plynu. Ve světlých laminách se vyskytuje rozložený materiál vulkanického původu. Vrt Br-1, hl. 913,70 m, zmenšeno 2,2X
4. Proudové zvrstvení typu špihajících čehin. Interpretace: okrajový val toku v podvodní části deltové plošiny. Vrt MB-8, hl. 551,80 m, zmenšeno 1,8X

Foto V. Skoček (1, 2), ÚÚG — H. Vrstalová (3), V. Heller (4)

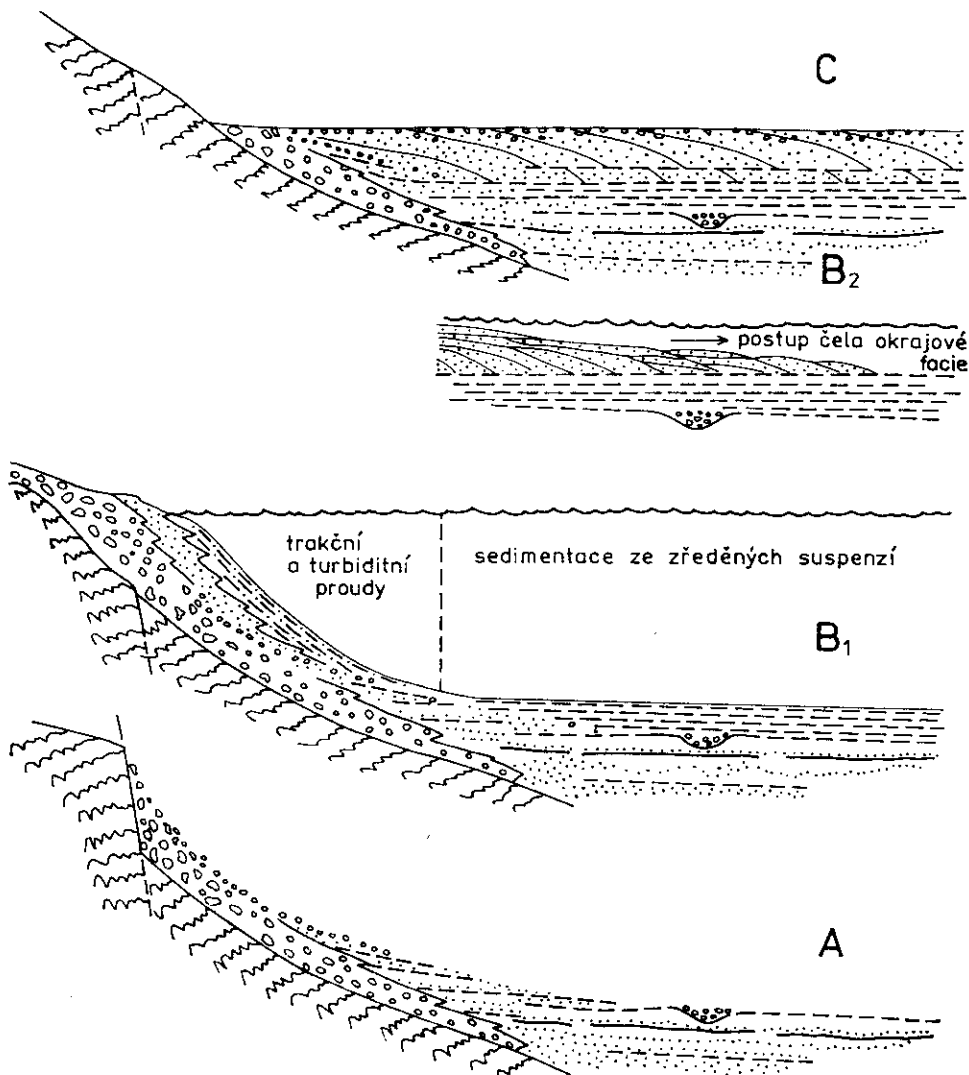


1. Výplň subakvatického koryta. Úlomky aleuropelitu pocházejí z rozrušovaných stěn koryta. Interpretace: podvodní část deltové plošiny. Vrt MJ-8, hl. 491,80 m, zmenšeno 2,3X
 2. Pravidelně laminovaný jemnozrný pískovec. V tmavých laminách je akumulována zubelmatělá rostlinná dř. Podvodní část okrajové plošiny. Vrt Ch-1, hl. 197,40 m, zvětšeno 1,1X
 3. Přejechod horizontální laminace do plochého čočkovitého zvrstvení. Vrt Ch-1, hl. 201,40 m, zmenšeno 1,4X
 4. Pravidelně laminovaný pískovec s akumulovanou rostlinnou dřív v tmavých laminách. Diagenetické konkrece jsou tvořeny hemalitem, který vznikl zřejmě oxidací pávodního pyritu. Vrt HFK-3, hl. 302,60 m, zmenšeno 3X
- Foto V. Skoček (4), ÚOG — V. Heller (1), H. Váhová (2, 3)



1. Periferní část okrajové litofacie. Převažují jemné sedimenty, vložky jemnozrnných písčivců ukazují na vliv epizodických "událostí". Vrt SČ-1, hl. 1574,0—1578,0 m
 2. Svrchní část okrajové litofacie. Rytmičky zvrstvené polohy se střídají s nezvrstvenými písčivci ušzenými v prostředí pečlivě. Vrt Lib-1, hl. 1000,0—1006,0 m
 3. Neuhomoně cyklotémý tvořící nejvyšší část jezerné deitového megacyklu, Okrajová část deltové plošiny. Vrt Lib-1, hl. 1002,0—1009,0 m

Foto V. Skoček (1—3)



8. Tři stadia vyplňování sedimentačního prostoru. A — v době ukládání podložní uhlo-nosné sekvence byl klastický materiál ukládán v prostředí koluviálních a aluviálních kuželů při okrajích a v prostředí aluviální plošiny v centrální ploché části pánve, B₁ — během iniciální fáze byl hrubší materiál zadržen při okrajích pánve, do centra postupovaly pouze nejjemnější frakce, B₂ — v druhé fázi se hrubší klastika přesou-vají přes těleso hlubokovodních jílovců, což bylo vyvoláno hlavně snížením jezerní hladiny, C — v regresní fázi byl celý sedimentační prostor postupně vyplněn hrub-ším materiálem přisunovaným z někdejších jezerních okrajů rozrušovaných erozí

Stavba celého jezernědeltového megacyklu odpovídá ideální sekvenci, jaká může vzniknout pouze v tektonicky stabilizované oblasti, kde distri-buce klastického materiálu není výrazněji ovlivňována vlněním nebo

dmutím hladiny. Podobné ideální deltové sekvence mohou vznikat na okraji epikontinentálních moří.

V iniciální fázi byla jezerní sedimentace doprovázena poměrně bohatou explozivní vulkanickou činností. Podle počtu, mocnosti a nerovnoměrného rozšíření tufogenních poloh lze soudit, že jedno z vulkanických center leželo při severním okraji roudnické pánve, další při sv. okraji mšenské pánve a poslední při hranici podkrkonošské a dolnoslezské pánve. Mezi vznikem jezera a rozvojem vulkanické činnosti mohla existovat příčinná souvislost. Průnik povrchových vod do hloubky mohl stimulovat exploze mělce uloženého kyselého magmatu. Náhlé zatížení dna jezerního prostoru mohlo vyvolat oživení pohybů po starých tektonických liniích a usnadnit výstup magmatického materiálu.

Závěry

Část sedimentární sekvence stefanu B v Českém masívu vznikla vyplněním plošně rozsáhlé jezerní pánve. Stabilizované tektonické poměry a postupné snižování hladiny jezera způsobily vznik téměř ideálního inverzního megacyklu.

Začátek jezerní sedimentace byl vyvolán rychlým vzestupem hladiny jezera, které zaplavilo značnou část sběrné oblasti. Transgresní fáze trvala přibližně 40 000 let a během ní bylo v hlubokých částech uloženo až 30 m hlubokovodních jílovců. Následující fáze byla vyvolána poklesem hladiny a zmenšením plochy jezera. Klastický materiál byl ukládán převážně v různých prostředích deltového čela a okrajové plošiny. Ve finální fázi se jezero změnilo v aluviální plošinu, kde převládala eroze a redepozice materiálu.

Rozhodujícím faktorem vertikální diferenciací materiálu byla výrazná selektivní sedimentace odpovídající různé pozici erozní báze. Hrubší frakce byly zadrženy při okrajích pánve po dobu, kdy erozní báze byla zvýšena. Snižování erozní báze bylo doprovázeno přestupováním okrajových klastik přes hlubokovodní jílovce. Selektivní sedimentace a charakter bazálních laminitů ukazuje na značnou hloubku jezera v iniciální fázi a na členitý reliéf snosné oblasti po celou dobu jeho trvání.

Během humidní epochy, předcházející vzniku jezera, se vytvořily aluviální až aluviálně lakustrinní uhlonosné cyklotémy. Akumulace rostlinné hmoty, které vznikaly v pobřežní části jezera, se nezachovaly. Pokles jezerní hladiny způsobil všeobecnou erozi okrajových rašelinišť a redepozici organické hmoty v rozptýlené formě. Ve finální fázi vyplňování pánve se nevytvořily významnější akumulace rostlinné hmoty, což bylo podmíněno převládající erozí a oxidací organické hmoty.

Vznik jezera je interpretován jako důsledek regionální změny klimatu. Ukončení sedimentace mohlo být způsobeno snížením přítoku, zvýšením výparu nebo konečně proražením odtoku za hranice studovaného sedimentačního prostoru.

Pro paralelizaci sedimentů mají největší význam vrstvičky argilizovaných tufogenních hornin. Jejich pomocí se podařilo prokázat přechod mezi hlubokovodní a okrajovou litofací, a tím i značný hloubkový gradient mezi okrajovou plošinou a centrální částí sedimentační pánve.

K tisku doporučil V. Holub

Literatura

- Ashley, G. M. (1975): Rhythmic sedimentation in glacial Lake Hitchcock, Massachusetts — Connecticut. *In: A. V. Jopling - B. C. McDonald (eds.): Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. — Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists Tulsa), 23, 281—303. Tulsa.*
- Bartsch-Winkler, S. - Schmoll, H. R. (1984): Bedding types in Holocene tidal channel sequences, Knik Arm, Upper Cook Inlet, Alaska. — *J. sed. Petrology, 54, 1239—1250. Tulsa.*
- Bouška, V. - Klíka, Z. - Pešek, J. (1974): Studium sedimentačního prostředí středočeského karbonu podle obsahu bóru. — *MS přírodověd. fak. Karl. univ. Praha.*
- Bouška, V. - Pešek, J. (1984): Boron in the Permo-Carboniferous aleuropelites of the Bohemian Massif, Czechoslovakia. — *Sbor. 9. konf. jíl. mineral. petrol., 209—216. Zvolen.*
- Bradley, W. H. (1929): The varves and climate of the Green River epoch. — *Geol. Surv. profess. Pap., 158, 87—110. Washington.*
- (1966): Tropical lakes, copropel, and oil shale. — *Bull. Geol. Soc. Amer., 77, 1333—1338. New York.*
- Cílek, V. (1973): Vývoj a uhlonosnost permokarbonu v území mezi Slaným a Perucí. — *Ložisk. Geol., 6, 5—21, Geoindustria, n. p., Praha.*
- Coleman, J. M. - Prior, D. B. (1982): Deltaic environments of deposition. *In: P. A. Scholle - D. Spearing (eds.): Sandstone depositional environments. — Amer. Assoc. Petrol. Geol., 139—178. Tulsa,*
- Deevey, E. S. jr. (1953): Paleolimnology and climate. — *H. Shapley. New York.*
- Desborough, G. A. (1978): A biogenic-chemical stratified lake model for the origin of oil shale of the Green River Formation; an alternative to the playa-lake model. — *Bull. Geol. Soc. Amer., 89, 961—971. New York.*
- Donovan, R. N. (1975): Devonian lacustrine limestones at the margin of the Orcadian Basin, Scotland. — *Quart. J. Geol. Soc. London, 131, 489—510. Oxford.*
- Förstner, U. - Müller, G. - Reineck, H. E. (1968): Sedimente und Sedimentgefüge des Rheindeltas im Bodensee. — *Neu. Jb. Mineral., Abh., 109, 33—62. Stuttgart.*
- Håkanson, L. - Jansson, M. (1983): *Lake Sedimentology.* — Springer Verlag. Berlin.
- Hamilton, D. S. (1985): Deltaic depositional systems, coal distribution and quality, and petroleum potential, Permian Gunaedah Basin, N.S.W. Australia. — *Sedimentary Geol., 45, 35—75. Amsterdam.*
- Haszeldine, R. S. (1984): Muddy deltas in freshwater lakes, and tectonism in

- the Upper Carboniferous coalfield of NE England. — *Sedimentology*, 31, 811—822. Amsterdam.
- Havlena, V. - Pešek, J. (1975): Litostratigrafické členění středočeského karbonu. — Sbor. Západočes. Muz., Odd. Přír., 11, Plzeň.
- (1980): Stratigrafie, paleogeografie a základní strukturální členění limnického permokarbonu Čech a Moravy. — Sbor. Západočes. Muz., Odd. Přír., 34, Plzeň.
- Hladíková, J. - Skoček, V. - Šmejkal, V. (1986): Výzkum izotopického složení síry v sulfidech a sulfátech permokarbonu Českého masívu. — Zpr. geol. Výzk. v Roce 1984, 77—79. Praha.
- Hnízdilová, E. (1972): Středočeské cihlářské hlíny — SZ. — MS Geoindustria, n. p., Praha.
- Holub, V. - Skoček, V. - Tásler, R. (1975): Paleogeography of the Late Palaeozoic in the Bohemian Massif. — *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 18, 313—332. Amsterdam.
- Hutchinson, G. E. (1957): A treatise on limnology. — Vol. I, J. Wiley and Sons. New York.
- Mašek, J. (1973): Vulkanické produkty středočeského karbonu. — Sbor. geol. Věd, Geol., 24, 73—124. Praha.
- Němejc, F. (1934): Kounovské čili visuté slojové pásmo středních Čech z hlediska paleobotanického. — *Horn. Věst.*, 16, 449—452, 478—484. Praha.
- Obrhel, J. (1958): Malesické lupky v kladensko-rakovnické pánvi. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 33, 68—71. Praha.
- Pešek, J. (1968): Geologická stavba a vývoj sedimentů plzeňské černouhelné pánve. — Sbor. Západočes. Muz., Odd. Přír., 2, Plzeň.
- (1985): Paleogeografie westfálu C až spodního autunu limnických pánví Českého masívu. — Mater. 8. Symp. Geol., Form. Weglonosnych Polski, 47—52. Wyd. AGH, Kraków.
- Pešek, J. - Spudil, J. (1972): Změny ve vývoji karbonských sedimentů ve slánském a líšském souvrství ve středních a západních Čechách. — Sbor. 1. uhel. geol. Konf., 237—257. Praha.
- Picard, M. D. - High, L. R. (1972): Criteria for recognizing lacustrine rocks. In: J. K. Rigby - W. K. Hamblin (eds.): *Recognition of ancient sedimentary environments*. — Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists), 16, 108—145. Tulsa.
- Reineck, H. E. - Singh, I. B. (1973): *Depositional sedimentary environments*. — Springer Verl. Berlin, Heidelberg, New York.
- Shaw, J. (1975): Sedimentary successions in Pleistocene ice-marginal lakes. In: A. V. Jopling - B. C. McDonald (eds.): *Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation*. — Spec. Publ. (Soc. econ. Paleontologists Mineralogists), 23, 281—303. Tulsa.
- Sheppard, R. A. - Mumpton, F. A. (1984): Sedimentary fluorite in a lacustrine zeolitic tuff of the Gila conglomerate near Buckhorn, Grant County, New Mexico. — *J. sed. Petrology*, 54, 853—860. Tulsa.
- Sims, J. D. (1973): Earthquake-induced structures in sediments of Van Norman Lake, San Fernando, California. — *Science*, 182, 161—163. Washington.
- Skoček, V. (1968): Svrchnokarbonské varvity ve středočeských kamenouhelných pánvích. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 43, 113—121. Praha.
- (1969): Fosfatizované rostlinné zbytky ze středočeském karbonu. — *Čas. Mineral. Geol.*, 14, 219—221. Praha.
- (1973): Contribution to the problem of tonstein origin. — *Čas. Mineral. Geol.*, 18, 233—242. Praha.

- [1974]: Climate and diastrophism, the principal factors controlling Late Paleozoic sedimentation in central Bohemia. — Čas. Mineral. Geol., 19, 27—45. Praha.
- Stanley, K. O. - Surdam, R. C. (1978): Sedimentation on the front of Eocene Gilbert-type deltas, Washakie Basin, Wyoming. — J. sed. Petrology, 48, 557—573. Tulsa.
- Tásler, R. et al. (1979): Geologie české části vnitrosudetské pánve. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Tásler, R. - Havlena, V. - Prouza, V. (1981): Nové litostratigrafické členění centrální a západní části podkrkonošské pánve. — Věst. Ústř. Úst. geol., 56, 129—143. Praha.
- Turner, P. (1980): Continental red beds. — Developments in Sedimentology, 29, Elsevier. Amsterdam, Oxford, New York.
- Yuretich, R. F. (1979): Modern sediments and sedimentary processes in Lake Rudolf (Lake Turkana), eastern rift valley, Kenya. — Sedimentology, 26, 313—331. Amsterdam.
- Yuretich, R. F. - Hickey, L. J. - Gregson, B. P. - Hsia, Y. (1984): Lacustrine deposits in the Paleocene Fort Union Formation, Northern Bighorn Basin, Montana. — J. sed. Petrology, 54, 836—852. Tulsa.

Stephanian lacustrine-deltaic sequence in central and north-eastern Bohemia

(Summary of the Czech text)

Vladimír Skoček

Received October 4, 1987

In the course of deposition of the Upper Paleozoic in the Bohemian Massif a lake extending over several thousands square kilometres was formed. The sedimentary fill of the lake basin depositing in the Stephanian B represents a unique unit within the Permo-Carboniferous sequence. The deposits constitute the first order large megacycle attaining 180 m in thickness. Finely laminated claystones of the basal lithofacies, evidencing the deep-water deposition of fine fractions from diluted suspensions, have an outstanding areal extent and lateral persistence. The lamination is interpreted as a result of seasonal changes in the amount of clastic and organic material falling to the bottom of the lake through stagnant anoxic water. The deep-water claystones are overlain by rhythmically bedded deposits of the lake margin. The deposits correspond in composition and structure to various lacustrine-deltaic facies. The deep-water laminites are overlain by graded prodeltaic claystones covered with rhythmically bedded deposits of the deltaic front passing into deposits of the subaquatic part of the deltaic plain. The topmost part of the megacycle is formed of cyclically arranged deposits of the upper part of the deltaic and alluvial plains.

The basin-fill makes up almost an ideal sequence with positive gradation of clastic material. Formation of the sequence was conditioned by tectonic stability of the basin and its margin and by a gradual lowering of water level.

In the initial phase, when the lake showed the maximum depth, a prominent lateral differentiation of the material according to grain-size led to its apparent vertical segregation. The segregation was evoked by erosion of marginal deposits which were gradually transported toward the centre or the axis of the sedimentary basin.

The deposition in the sequence was proved to be periodical, caused by climatic oscillations and fluctuation of the lake level. The initial trans-

gressive phase lasted about 40 000 years. During it up to 30 m of claystones with varved bedding was depositing in the central part of the lake. The sudden onset of the lacustrine deposition is supposed to be due to a regional climatic change. That is to say that during the Stephanian A the basin had been filled with clastic deposits of the alluvial red beds type. The onset of a humid epoch within the Stephanian B is indicated by alluvial to alluvial-lacustrine coal-bearing cyclothems superimposed by the lacustrine-deltaic megacycle. From the time of the lake existence no economically important accumulations of the organic substance have been preserved. The lowering of the lake level induced erosion of marginal marshes and peat bogs and the final phase did not favour formation and preservation of coal seams.

In the initial phase the lake might have been over 100 m deep as indicated by the occurrence of stable hydrochemical and thermal stratification. Anoxic conditions at the bottom are documented by a well preserved lamination and the presence of diagenetic pyrite and siderite. Remains of fauna and planktonic green algae evidence a considerably productivity of epilimnion conditioned by low salinity and a sufficient amount of dissolved mineral substance. In the course of volcanic explosions the water composition at the bottom was changing. Carbonates replacing tuffs or occurring in the form of grains and aggregates document a pH increase in pore waters.

The sediments of the marginal lithofacies were depositing prevalently in oxic water. This is evidenced by frequent bioturbations and current structures. The end of the deposition might have been a consequence of the inflow decrease, rise of evaporation, or cutting of an outlet beyond the limits of the studied sedimentary area.

Přeložila G. Buberlová

Explanation of tables

- Table 1. Chemical analyses of claystones.
Table 2. Content and composition of organic fraction in claystones.
Table 3. Chemical analyses of argillized tuffs.

Explanation of text-figures

1. The present-day areal distribution of deposits of the lacustrine-deltaic sequence of the Stephanian B in western, central, and north-eastern Bohemia.
1 — margin of the sedimentary basin roughly coinciding with the present distribution; 2 — erosional limit; 3 — area with a preserved sequence; 4 — supposed supply directions.

2. Thickness of the lacustrine-deltaic sequence in different parts of the area studied. Deep-water lithofacies given in *vertical shading*.
3. Position of the lacustrine-deltaic sequence in the Permo-Carboniferous filling of the individual basins and regions. The deep-water lithofacies (in *black*) is overlain by coal-bearing cyclothems and is always covered with coarser-grained deposits of the marginal lithofacies. The megacycle is terminated by erosion and/or a longer break in sedimentation (in N and NE Bohemia).
4. Occurrence of argillized tuffogenic rocks in selected borehole sections. Sets of thin beds and layers can be parallelized over a long distance. Tuffogenic rocks evidence lateral substitution of the profundal and marginal lithofacies.
1 — argillized tuff, 2 — redeposited tuffites.
5. Idealized sequence of deposits of the lacustrine-deltaic megacycle and interpretation of sedimentary processes and environments.
6. Cyclicity of a higher order in selected sections. The cycles in rhythmites have a negative gradation of thickness and grain size. The whole sequence, however, exhibits a gradual increase in coarser-grained sediments and thickness of cycles.
1 — deep-water laminites; 2 — non-bedded mudstones; 3 — rhythmites; 4 — more significant erosion boundary; 5 — distinct current-bedded sediments.
7. Paleogeographic sketch explaining the retainment of coarser clastics at the margin of the sedimentary basin.
1 — palustrine vegetation; 2 — bushes and trees; 3 — position of the lake level in the initial phase of its existence; a — alluvial fans; b — alluvial plain; c — overgrown marshes and peat-bogs.
8. Three stages of filling of the sedimentary basin. A — in the time of deposition of the underlying coal-bearing sequence the clastic material was depositing in the environment of colluvial and alluvial fans at the margins and in the alluvial plain in the central, flat part of the basin. B₁ — within the initial phase the coarser material was retained at the margins of the basin, only the finest fractions proceeded to the centre. B₂ — in the next phase the coarser clastics prograded over the deep-water claystone body. This was evoked namely by lowering of the lake level. C — in the course of regression all the sedimentary area was gradually filled with coarser material transported from the former lake margins exposed to erosion.

Explanation of plates

Pl. I

- 1, 2. Remains of planktonic green algae in claystones of the profundal lithofacies evidence anoxic conditions at depth of the lake. Borehole MB-13, depth 352.85 m, magnified $\times 150$.
3. Phosphatic coprolite containing teeth of tiny fishes. The matrix enclosing the coprolite displays a high content of dark organic substance. Borehole P6-1, depth 685.50 m, magnified $\times 40$.
4. A tuff composed mainly of kaolinized biotite tablets, moreover containing small quartz grains, clusters of tarnished carbonate, and opaque grains of ore minerals. Borehole Br-1, depth 553.40 m, magnified $\times 20$.

Photos ÚÚG — D. Hejdová (1, 2, 4), S. Bártlová (3)

Pl. II

1. Laminite containing an admixture of fine volcanic ash in light portions. Borehole Sa-12, depth 126.00 m, magnified $\times 1.5$.

2. A layer of a graded tuff in laminated profundal claystone. Borehole MB-25, depth 901.20 m, magnified $\times 2$.
3. Deformation of laminite at the contact with a thick layer of an argillized tuff. Borehole MB-5, depth 276.75 m, magnified $\times 1.2$.
4. A typical deformation of laminae probably caused by earthquake waves passing through the incoherent sediment. Borehole MJ-10, depth 127.80 m, magnified $\times 1.5$.

Photos ÚÚG -- V. Heller (1, 3), H. Vršťalová (2, 4)

Pl. III

1. Thin layers of silty claystone pigmented with organic substance alternate with sharply outlined layers of fine-grained sandstone. The uneven lower sandstone boundary points to their deposition from traction currents, graded bedding in the claystone can be attributed to deposition from diluted suspensions in stagnant water. Borehole MB-23, depth 700.20 m, magnified $\times 1.2$.
2. Dark indistinctly bedded mudstones contain sharply outlined intercalations of horizontally to cross-bedded fine-grained sandstones. Probable depositional environment: deltaic front. Borehole MB-20, depth 576 m, reduced $\times 1.2$.
3. Rhythmite represented by graded mudstones with thin layers of fine-grained sandstones. A peripheral part of the marginal lithofacies. Borehole MB-6, depth 554.60 m, reduced $\times 1.3$.
4. Strongly bioturbated deposits originated in oxygen-rich water environment. Fine lamination points to the deposition in deeper water, probably at the periphery of the deltaic front. Borehole MB-9, depth 316.80 m, reduced $\times 1.2$.

Photos ÚÚG -- H. Vršťalová (1-3), V. Heller (4)

Pl. IV

1. Bioturbated rhythmite. Fine graded bedding is visible in dark portions. The sharp lower contact of sand layers points to deposition from non-eroding currents in deeper part of the deltaic front. Borehole MB-25, depth 813.55 m, reduced $\times 1.2$.
2. Alternation of lenticularly bedded sandstones with layers of laminated or even non-bedded mudstones. In the lower part there is a cross-section through the spiral filling of a burrow. Borehole MB-7, depth 808.80 m, magnified $\times 1.3$.
3. Layers and lenses of current-bedded sandstones alternate with horizontally laminated mudstones. Frequent bioturbations. Interpretation: a shallow part of the deltaic front or the subaquatic part of the deltaic plain. Borehole MB-13, depth 243.70 m, magnified $\times 1.4$.
4. Sandstone imprints into the underlying sediment were caused by uneven loading of the sediment. Borehole MB-25, depth 836.70 m, magnified $\times 1.3$.

Photos ÚÚG -- H. Vršťalová

Pl. V

1. Imprints of a system of tiny wave ripples point to deposition in shallow parts of the lacustrine-deltaic plain. Borehole Sa-9, depth 300 m, reduced $\times 1.2$.
2. Imprints on the lower bedding plane reveal the process of sand burying into loose mudstone. Borehole ZÁ-1, depth 19 m, reduced $\times 1.3$.
3. A sinusoid trace after ploughing on the bedding plane indicates shallow and well aerated water. Borehole MB-9, depth 313.30 m, magnified $\times 3.2$.
4. Coalified plant fragments (detritus) on a sandstone bedding plane. Black fragments are fusitized. Borehole Nv-8, depth 176.30 m, reduced $\times 1.3$.

Photos V. Skoček (4), ÚÚG -- H. Vršťalová (1, 2), V. Heller (3)

Pl. VI

- 1, 2. Microlenticular bedding occurs either in association with non-bedded mudstones, or with horizontally laminated sandstones. Borehole Mt-1, depths 847.50 and 907.80 m, reduced $\times 1.4$.

3. Horizontal lamination combined with ripple bedding. The funnel-shaped deformation of laminae in the upper part could be a result of gas escape. In light laminae, there is a decomposed material of volcanic origin. Borehole Br-1, depth 913.70 m, reduced $\times 1.1$.
4. Current bedding of the climbing ripple type. Interpretation: a marginal sand bar in the subaquatic part of the deltaic plain. Borehole MB-6, depth 551.60 m, reduced $\times 1.2$. Photos V. Skoček (1, 2), ÚÚG — H. Vršťalová (3), V. Heller (4)

Pl. VII

1. Filling of a subaquatic channel. Mudstone fragments coming from disturbed walls of the channel. Interpretation: a subaquatic part of the deltaic plain. Borehole MJ-8, depth 491.80 m, reduced $\times 1.4$.
2. Regularly laminated fine-grained sandstone. In dark laminae accumulated coalified plant fragments. A subaquatic part of the marginal plain. Borehole Ch-1, depth 197.40 m, magnified $\times 1.4$.
3. Transition of the horizontal lamination into flat lenticular bedding. Borehole Ch-1, depth 201.4 m, magnified $\times 1.2$.
4. Regularly laminated sandstone with accumulated fragments in dark laminae contains diagenetic concretions. These are composed of haematite replacing the former pyrite. Borehole HPK-3, depth 302.60 m, reduced $\times 1.6$.

Photos V. Skoček (4), ÚÚG — V. Heller (1), H. Váňová (2, 3)

Pl. VIII

1. A peripheral part of the marginal lithofacies. Fine deposits prevail. Intercalations of fine-grained sandstones point to the occurrence of episodic events. Borehole Lib-1, depth 1084—1077 m.
2. Upper part of the marginal lithofacies. Rhythmically bedded layers alternate with non-bedded channel sandstones. Borehole Lib-1, depth 1000—1006 m.
3. Non-coal-bearing cyclothems forming the uppermost part of the lacustrine-deltaic megacycle. The marginal part of the deltaic plain. Borehole Lib-1, depth 1002—1009 m.

Photos V. Skoček

Озерно-дельтовая система отложений стефанского возраста в средней и с.-в. Чехии

Приблизительно 290 милл. лет тому назад, во время стефана В, в области современной Чехии образовалось озеро, занимающее несколько тысяч квадратных километров. Сохраненные на обширной площади остатки озерных отложений предоставляют идеальный материал для изучения палеогеографического развития бассейна осадконакопления в условиях стабилизированной тектоники. Чрезвычайно широко распространены ленточные аргиллиты базального отдела, которые отлагались из разреженных суспензий на начальном этапе, когда уровень воды в озере достигал высшей точки. На глубоководные аргиллиты повсюду настилаются ритмичнослоистые отложения передовой части дельты и преимущественно песчаные отложения подводной равнины дельты. Самая верхняя часть отложений состоит из циклично чередующихся осадков надводной части дельтовой и, наконец, аллювиальной равнины.

В отложениях доказано периодическое осадконакопление, обусловленное сезонными изменениями климата и менее регулярным колебанием уровня воды в озере. Анализ отложений способствовал характеристике гидродинамических и гидрхимических отношений и формулировке гипотезы о причинах и продолжительности существования озера.

Přeložil A. Kříž

Sbor. geol. věd	Geologie 45	Pages 123—150	7 figs.	1 tab.	12 pls.	Praha 1990 ISSN 0581-9172
--------------------	----------------	------------------	------------	-----------	------------	------------------------------

Clastic dikes in the brown coal seam near Most in the North Bohemian Basin (Miocene)

Klastické žíly v hnědouhelné sloji u Mostu v severočeské pánvi (miocén)

Stanislav Hurník¹

Received April 29, 1988

I: 50 000
02-32
02-34

Clastic dikes
Synsedimentary deformations
Brown coal seams
North Bohemian Basin
Tertiary

Hurník, S. (1990): Clastic dikes in the brown coal seam near Most in the North Bohemian Basin (Miocene). — Sbor. geol. Věd, Geol., 45, 123—150. Praha.

Abstract: Clastic dikes mainly with clay filling have been recently uncovered in the brown coal seam in the opencast mine Most in the North Bohemian Basin. They are bound to an intensive deformation of the main coal seam. During this deformation, part of the coal seam was uplifted and overlying clays were squeezed below it. From this body of clayey sediments clay was pushed up in the form of veins and dikes into the deformed part of the coal seam. This type of filling (from below) strongly prevails whereas the filling from above is very rare. Clastic dikes were formed during the last stage of synsedimentary deformation of the coal seam, in some cases immediately after covering of the whole deformational structure with a thick layer of the overlying sediment. Thus only exogenous factors were responsible for the origin of the investigated clastic dikes. Their genesis is being compared to the creation of well known mudlumps in the Mississippi River delta. According to their form, six types of dikes were distinguished. Secondary processes influenced the form of dikes and from the intensity of the deformation the intensity of diagenetic processes can be deduced. Today's thickness of the coal seam is about two thirds of that in the time of dike formation.

¹ Výzkumný ústav pro hnědé uhlí, k. ú. o., 434 37 Most

Introduction

Clastic dikes belong to the sedimentary structures which are not so often found during the geological investigations. Czech geological literature mentions this phenomenon only rarely. Clastic dikes occur, however, in many sedimentary formations and also in some igneous rocks.

They indicate specific processes which influence the primary sedimentary sequence.

In the North Bohemian Brown Coal Basin clastic dikes have been uncovered for the last ten years but their description and documentation are not available. Well known occurrences were mainly from the opencast mine Ležáky near Most, where the brown coal seam is cut by clay dikes. Some sand dikes were also found in the abandoned opencast mine M. Gorkij at Braňany (nowadays part of the giant mine M. Gorkij at Bílina). These dikes cut through layers of sandy clays. From the same place also veinlets of volcanic breccia are known which penetrate the Miocene coal-bearing sedimentary complex (Hruška 1929, Elznic - Hurník 1980).

In the last years clastic dikes and different clayey intrusions into the coal seam are being uncovered in the opencast mine Most. They are bound to the zone of the synsedimentary deformation of the main coal seam. Vast masses of overlying clays and partly also sands were squeezed below the uplifted part of the seam. Clastic dikes and clayey injections are of different strike and different form. Also sandy filling of clastic dikes was observed in some places.

General information on clastic dikes

In Czechoslovak literature clastic dikes are described mainly by Marschalko (1965, 1972) and Pešek (1978). Minor information is offered by some other authors. That is why we find it necessary to discuss clastic dikes first in general.

Clastic dikes were described already in the last century. First notes appeared in literature as early as in 1821 by Strangways (about clastic clay dikes near today's Leningrad — the USSR). Darwin (1851) in his notes about the voyage on the vessel Beagle (1831—1836) described the occurrence of clastic dikes in the Galápagos and Patagonia. One of the principal papers on the clastic dikes is that by Diller (1890). It concerns clastic dikes in California. Apart from the clastic dikes in the sediments, also some occurrences in magmatic and metamorphic rocks were described. It was recognized that clastic dikes occur very often in carbonaceous and namely coal-bearing deposits. There is some contradiction, however, between the number of occurrences and the types described in literature. In fact, most papers deal with clastic dikes from sediments which are not coal-bearing.

The fill of clastic dikes is variable. Sand dikes strongly predominate. That is why sand dikes and clastic dikes are sometimes taken for syno-

nyma. For instance, in the Atlas of sedimentary structures (Pettijohn - Potter 1964) only sand dikes are mentioned as sand bodies which form the filling of fissures. In the second edition of their book Potter and Pettijohn (1977) keep this approach.

As seen from literature, the genesis of clastic dikes in the coal-bearing deposits is often explained in a different way than the genesis of the others. The origin of clastic dikes in coal-bearing sequences is explained mostly by the action of exogenous processes. Sometimes some importance is also given to the effect of the initial seismic shock. On the other hand, in non coal-bearing sediments the earthquake shocks are taken for the primary and most important mechanism of the genesis.

Slumping, sliding, erosion and sometimes seismicity are regarded as the most important factors influencing the origin of clastic dikes in coal-bearing deposits. Some protrusions into the underlying or overlying layers are often explained only as erosion-induced. Some authors, however, do not include these purely erosional features into clastic dikes. Some examples from literature can be mentioned: Clastic dikes cutting through a coal seam were first described from the coal basin in Saxony (Weissenbach 1850) and later from the American continent, from western Pennsylvania (Stevenson 1875 after Newsom 1903). Hausse (1892) described in detail clastic dikes in the Döhlen Basin near Dresden (Saxony) which were later investigated by Reichel (1970). The dike fill is called „Kämmen“ in German and consists of clay shale, arcose or conglomeratic shale. Based on their structure, Reichel (1970) distinguished massive, bedded and breccia dike fillings. As to him, the origin of dikes was related to primary slides and seismic shocks during a certain tectonic stage of the basin development. Damberger (1973) also associates seismic shock effects with the clastic dike origin in the eastern parts of the Central Basin (Illinois, USA). On the other hand, Wanless (1952) favours the origin resulting from the erosion of a coal seam. The same factor Richardson (1877 after Newsom 1903) considered principal in the case of sand dikes from the coal fields Nanimo and Comax in Canada. Pešek (1978) explained in the same way the genesis of clastic dikes in the Carboniferous sediments of the Plzeň (Pilsen) Basin of Czechoslovakia. As to him, erosion caused disruption of pressure equilibria in the coal seam. Moreover, the coal seam deformation followed after the sliding of the material into the erosional depressions. Fissures, which had developed, were filled with clastics during the following transgression. Dzens-Litovskaja (1954) described vertical joints several tens of centimetres thick from a many-metres thick coal seam of the Karaganda Basin (USSR). As to her, the dike filling in the lower parts of the coal seam represents

erosional wash-outs, whereas in the upper parts of the seam the filling represents a narrow stream flowing across the swamp.

Diagenetic processes are considered principal in the formation of clastic dikes by Newsom (1903), Lambrecht-Thorez (1966), Pruvost (1943). Nelson and Ledvina (1984) prefer the explanation by means of a process of mud diapirism.

Many occurrences of clastic dikes in coal-bearing sediments perhaps from all the states of the USA are described by Shrock (1948). Also in the USSR numerous occurrences are known (e. g. along the Volga River — Pawlow 1896, in the environs of the Aral Sea — Gareckij 1956, in the Fergana Basin — Verzilin 1963, in the Caucasus Mts. — Ružencev 1932). Clastic dikes are known from many occurrences in Japan (Hayashi 1966). African outcrops were described by Oomkens (in Libya — 1966) and Brunn-Talbot (in Natal — 1986). Laubscher (1961) described clastic dikes from Venezuela.

Apart from exogenous factors, also endogenous factors are often mentioned. Seismic shocks are probably the main factor discussed. In the paper by Laubscher (1961) all the genetic possibilities are enumerated. This author gives six possible sources of energy when describing the sand dikes in bituminous shales from the San Antonio Formation in Venezuela: chemical, seismic, tectonic, volcanic, gravity, and cosmic energy. The concept of chemical energy is interesting, because it is connected with the accumulation of organic matter. During the bacterial decomposition gases use to escape and partial pressure in the rock is increased. Laubscher (1961) compared this process to mud volcanoes in Trinidad, where during 20 minutes 0.5 million cubic metres of mud ejected and destroyed forests on the area as large as 100 acres. Moreover, mud volcanoes of Trinidad are dwarfs in comparison to some giant Asian mud volcanoes. Laubscher (1961) also added that diapirism often triggers the activity of mud volcanoes. He mentioned also the eruption of gases in the swamps of Venezuela, where the gas escaped from buried subrecent mangrove swamps. According to him, earthquake often deforms porous sediments which are prone to liquefaction. He referred to some cases when during an earthquake a great amount of water, sand and coal was ejected, or when alluvial sediments were liquefied. After this, intensive land subsidence followed. As to the cosmic energy, its source Laubscher (1961) regarded in meteorite impacts which might deform liquefied sediments and which also might propagate the pressure wave in the pore waters. He referred to some observations of the eruption of mud volcanoes during the explosion of bombs.

From the described it follows that clastic dikes may be formed due to various processes, both endogenous and exogenous. Great importance

should be ascribed to pressure fluidization of the material which fills the fissures. It means that the clear erosional wash-outs, filled with the synsedimentary and postsedimentary material, should not be taken for clastic dikes but only for the erosional features. Cryogenic features, too, should not be included into clastic dikes (for instance some till wedges, described by Mörner 1972). From this viewpoint also some other structures could not be included into clastic dikes, as frost wedges, frost joints and polygons in hard rocks (e. g. Birman 1952). On the other hand, dikes and wedges formed through the loading of an advancing glacier (Kruger 1938, Dione - Shilts 1974, Brunn - Talbot 1986) fully correspond to the concept of clastic dikes.

Jaroš - Vachtl (1978) defined clastic dikes as protrusions of liquefied sand or clay into the fissures of the overlying rocks. In the Encyclopedic Geological Dictionary (Vachtl 1983), clastic dikes are defined as the filling of fissures with clastic sedimentary material, washed into them from the surface or pushed into them by pore pressure.

There are wide ranges in the thickness of clastic dikes (from millimetres up to 10 metres) as well as of their length (up to more than 14 kilometres) and depth below the land surface (up to several hundreds of metres).

Clastic dikes in the coal pit Most

Clastic dikes can be observed in the accessible parts of this opencast mine since 1983. Before, they had been registered also in the neighbouring pit Ležáky in the pit face adjoining the opencast mine Most. In the two cases the clastic dikes occur only within the sector where the coal seam is subjected to intensive synsedimentary deformation. In this zone the coal seam is uplifted to the form of a brachyanticline and is also separated into several blocks and slices. Overlying claystones have been squeezed and pushed into this part of the coal seam. The uplift of the coal seam, or better to say, of primordial material in the peat stage, was accompanied by lateral movements which tore up the peat material, bended, folded and thrust the individual parts of this body.

The coal seam which was deformed in this way, was penetrated by claystones in the form of simple clastic dikes and also in the form of large intrusions. Clayey fillings have infiltrations, intrusions, and in many cases they represent in fact the matrix of coal breccia. The term "intrusion" is used here according to Laubscher (1961, p. 289), i. e. penetration of a mobile mass into immobile and more cohesive material.

Description of the deformation structure of the coal-bearing Miocene sediments is out of the scope of this paper. It should be only mentioned,

that the deformation took place after covering of the original mass of the coal mass was not yet finished during these deformation processes. Clay ed to the original thickness of uncompacted clays). This can be proved by the discordance (unconformity) between the deformed claystones and the overlying younger sediments (see pl. VI-2). This deformation possibly represents a structure comparable to mud diapirism (Hurník 1982), and to mudlumps of the Mississippi River delta. The process of coalification as well as the diagenetic reduction of the thickness of the coal mass was not yet finished during these deformational processes. Clay intrusions into the disrupted coaly mass of the present coal seam accompanied the development of the synsedimentary deformational structure. Clay material penetrated into the coal seam from the bottom, from the top, and also laterally from the side. That is why such a morphological diversity of dikes can be observed. From the genetical viewpoint, the clayey breccia matrix in the coal seam belongs to clastic dikes, even though there is only a slight morphological resemblance between them. It is well known, however, that breccia structure was often encountered in the dike fills.

Description of clastic dikes

Till the year 1985 only clay fillings of clastic dikes had been known. Later, however, as the opencast mine approached to the initial place of the coal seam deformation, some sand dikes appeared. Petrographical composition of claystones in the dike filling equals to that of the overlying claystones. They consist of kaolinite and illite with quartz admixture (M. Sloupská — X-ray laboratory of the Brown Coal Institute at Most). Siderite admixture is also present and in some cases it increases considerably. Samples of claystones from the dike filling, from the overlying layers and the subthrust claystone body were compared. The results of X-ray investigation and determination of physical properties are tabulated (see tab. 1). According to the bulk and mineral densities of claystones the primary predenudational thickness of the Miocene sediments covering the main coal seam can be estimated at 270—300 m.

Sand or sandstone fillings of dikes are according to their grain-size similar to the sandstones of the overlying complex. Fine-grained sands predominate. In the overlying complex also medium-grained sandstone can be found whereas coarse-grained sand occurs only locally. Sandstone cement consists mostly of silica in the overlying complex, but of carbonate (siderite) in the dike filling. Sand dikes do not differ morphologically from clay dikes.

Table 1



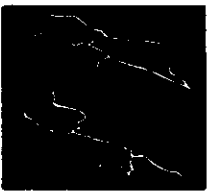






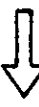


Petrographic and physical properties of claystones

Macroscopic description	Location	Kaolinite illite %	Quartz %	Siderite %	Bulk density $\cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$	Mineral density $\cdot 10^3 \text{ kg.m}^{-3}$
silty and sandy claystone, grey — brown	above the seam	63	27	5	2.03	2.89
sandy claystone with fragments of coal, grey — brown	breccia (vein)	62	26	6	1.74	2.23
silty and sandy claystone, grey — brown	clastic vein	53	27	14	1.98	2.51
sideritic claystone, light grey	body of downthrust claystones	57	12	27	2.26	2.85

The internal structure of dikes is mostly massive, sometimes fluidal. As to their morphology, the following six types of dikes were recognized (see also fig. 1):

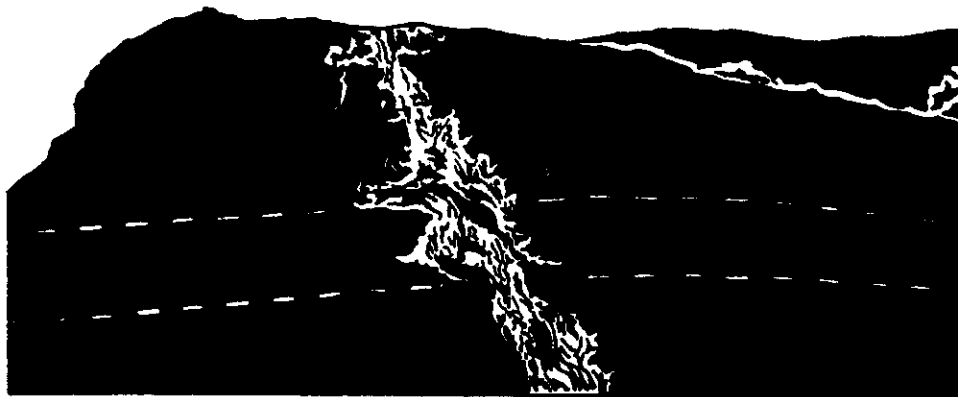
1. The first type included intrusions and injections which are generally vertical and cut the coal seam across. They have a character of veins. They are sometimes also oblique with angles up to 30° related to the vertical plane. They are vertical even in the case when they cut a folded coal seam (pl. I-1, 2, pl. II-1). Their length is generally several metres. Sometimes they are not connected to the overlying and underlying sediments on the pit face and wedge out inside the coal seam. This lens-like appearance is, however, only apparent. Sometimes they are connected to claystones which fill the fissures between the individual segments of the coal seam. S-like bending and irregular detailed folding are typical of them. The detailed folding occurs mainly in the coal seam with ash-rich layers. The dikes of this type occur throughout the deformed seam, but they are most frequent near the seam base, close to the downthrust mass of the originally overlying clays.

Two subtypes of dikes of the first type can be distinguished taking into account their thickness. The thickness of the first subtype is of a centimetre order and the dikes have a character of simple hair-like in-

type	main intrus. direction
1. 	
2. 	
3. 	
4. 	
5. 	
6. 	

1. Morphological forms of clastic dikes in the opencast mine Most
 Typical features: 1 — always cutting the stratification of the coal seam, sinusoidal bending; vertical length in metres; thickness a) in millimetres, centimetres b) tens of centimetres; 2 — parallel or sub-parallel to the coal stratification, often with oblique up to vertical offshoots (always with sinusoidal bending); vertical length in metres, thickness in millimetres, centimetres; 3 — zig-zag form of dikes with changing thickness, often subhorizontal with many offshoots; length in metres, thickness in centimetres, tens of centimetres; 4 — irregularly deformed bodies with rounded outlines with S-like bending; length tens of centimetres, metres, thickness tens of centimetres; 5 — funnel-like filling, size in metres; 6 — breccia, vertical length in metres, thickness metres up to tens of metres

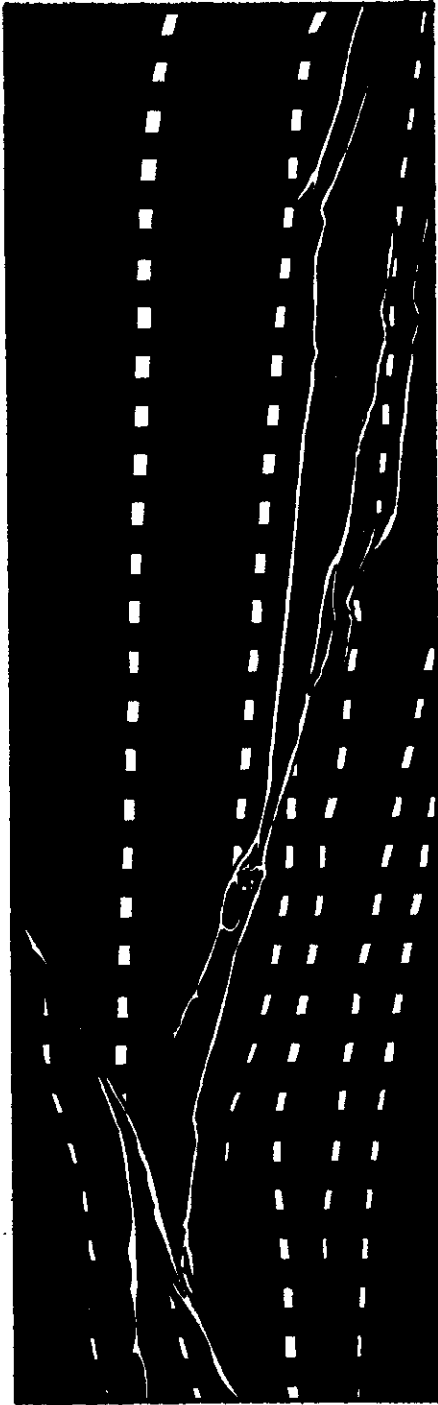
trusions. Millimetre thick bodies are also present. The second subtype has a thickness of several tens of centimetres. The dikes of this subtype are not sharply bordered and their margins have a character of a swarm of hair-like intrusions (fig. 2). Only two occurrences of this type were registered. Similar dikes were described already by Gresley (1898) from Pennsylvania.



2. Clastic dike of the second subtype of the first type; the third section through the coal seam
 1 — claystones; 2 — coal; 3 — clayey interlayers and ash-rich coal

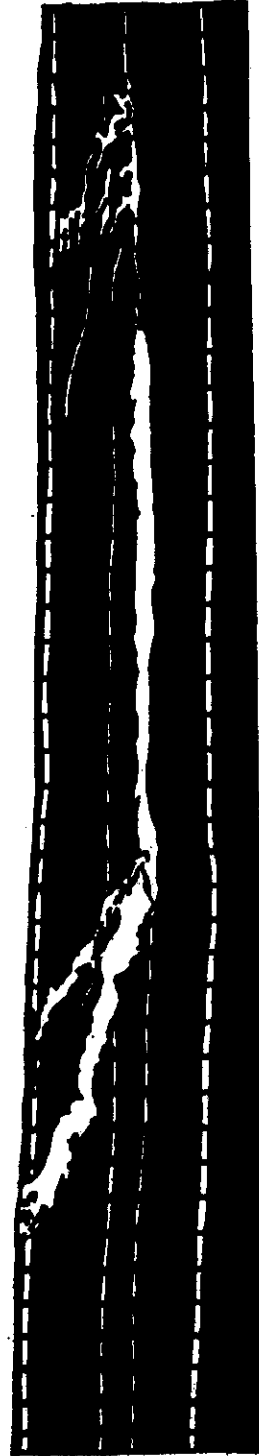
2. The second type has a character of genuine dikes parallel to the coal mass stratification. In some cases the dikes of this type follow the bedding joints (fig. 3, pl. III). Their thickness is similar to that of the first type (pl. III-2). They are often irregular but not with S-like bending as in the case of the first type. This bending can be observed only in some vertical off-springs which connected two parallel dikes on different levels. The dikes which are connected to the claystones below the seam, are markedly thicker (pl. IV-1). Some claystones which accumulated along slip faces between the seam segments, can be included into this type (pl. III).

3. The third type is represented by irregularly folded and cut-off accumulations of claystone striking across the coal seam as well as almost parallelly to it (pl. IX). Their thickness is variable, usually within the ranges of centimetres and several tens of centimetres. Some internal structure accentuated by finely dispersed organic matter can be observed.



0 4 m

3. Clastic dike of the second type. In the left part the dikes follow the planes along which segments of the coal seam have been thrust over; the second section through the coal seam



0 5 10 m

4. Sand dike in the main coal seam about 200 m to the SW of the deformational zone, the first section through the coal seam

These dikes could be compared to pinch-and-swell clastic dikes described from Japan (H a y a s h i 1966). Morphologically they represent transition between the second and the fourth types.

4. The fourth type is close to the preceding one, but its thickness is greater and its form more rounded (pl. IV-2, pl. X). The dikes form deformed lens-like bodies. Sometimes they are gently isoclinally folded. In places they are almost undistinguishable from deformed clay bands (pl. V-1).

The two remaining types are genetically related to the preceding types but their form and size make them very specific.

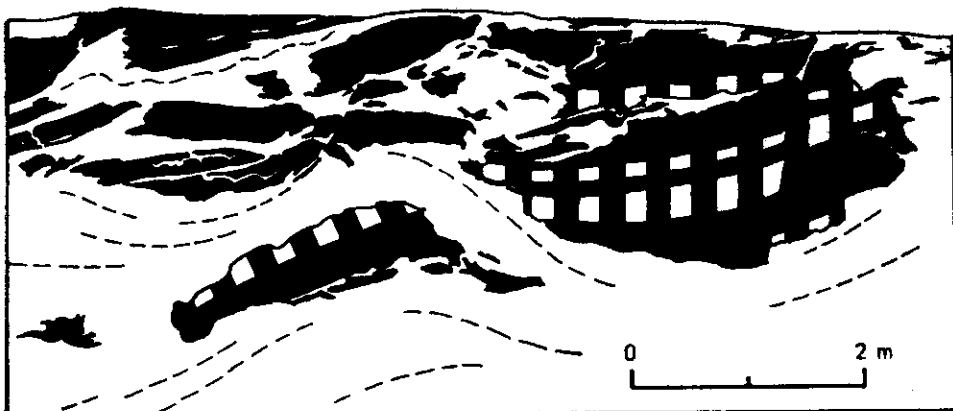


5. Breccia-like fill of the clay intrusion from the underlying parts of the fragmented seam. In the coal blocks the dikes of the second type occur, the second section through the coal seam

5. The fifth type is represented by a unique structure uncovered recently. A claystone fill, several metres thick, is situated between undeformed (even though uplifted) part of the coal seam and neighbouring, strongly tectonically affected part of it. Claystones were pressed into this place from above (pl. V-1). The material of this dike fill is intensively mixed up. The dike walls are not even, but irregularly jagged with the coal seam.

6. The sixth type is represented by coal breccia cemented by clays and claystones. It occurs near the base or in the basal parts of the uplifted coal seam. Clay material intruded into the deformed seam from below (fig. 5). In "breccia lenses" lateral penetration into the deformed part of the coal seam can be observed (pl. VII-1). Great blocks and fragments do not bear any traces of rounding during the transport. They

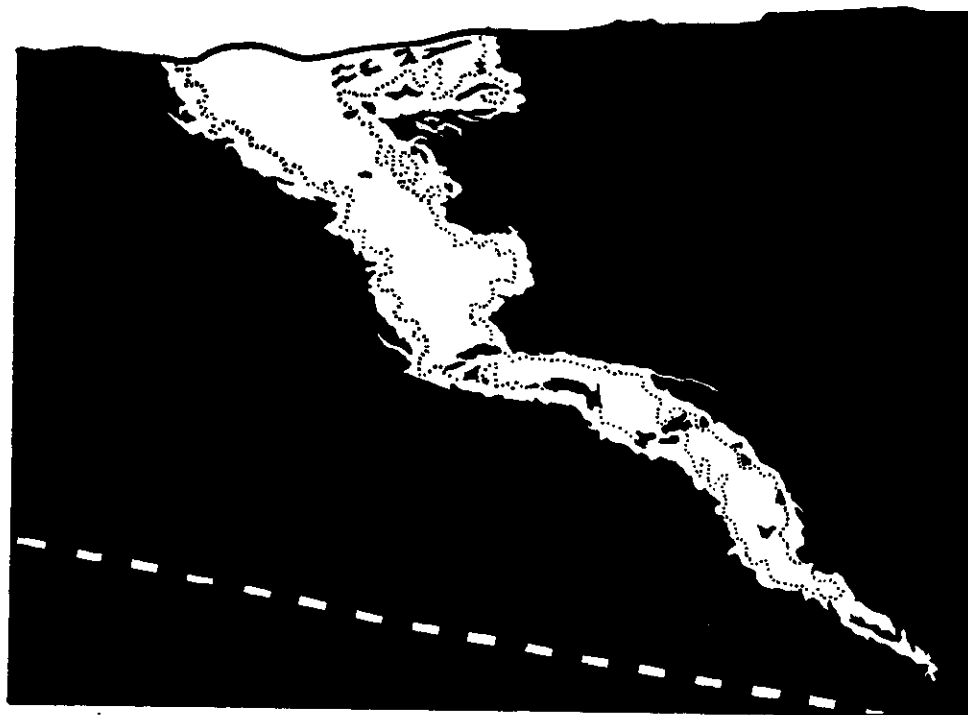
are mostly angular, sometimes with flaggy margins which follow the coal seam stratification. The size of fragments is variable, even some several metres large blocks were found (pl. VII-2, pl. XII, fig. 6). In some cases the dike fill exhibits slight bending and even rolling up.



6. Topmost part of the underthrust body of overlying claystones with coal breccia. Coal block on the right side is dislocated. *Dashed line* indicates an apparent stratification of claystones. The second section through the coal seam

This classification does not exclude the presence of transitional forms, or, on the other hand, of some unique and specific types. A specific form of a wedge-shaped clastic dike, uncovered in the NE part of the pit can serve as an example (fig. 7). This dike resembles somewhat the structure described by Havlena (1964, p. 235, fig. 118) in the Carboniferous sediments of the Plzeň (Pilsen) Basin. It is, however, about five times larger and differs also in its fill. The Carboniferous structure in the so called Radnice Coal Seam contains sandstone with quartzite pebbles as large as 5 cm, whereas the Miocene filling is only clayey. This clayey filling has a pale rim about 10 cm thick. The inner structure is fluidal, sometimes very distinctly.

Breccia fillings are often accompanied by hair-like dikes in the surrounding mass of the coal seam. Associations of the two types of breccia are numerous (pl. VIII-1). The character of outcrops does not allow to reconstruct exactly the orientation of the structures. Even though the coal-bearing complex forms a flat brachyanticline here, it is not possible to prove the radial and concentric orientation of the structures which was described in a similar structure of the Döhlen Basin by Hausse (1892). The haphazard orientation is more probable in the studied area.



7. Wedge-like fill of the fissure. *Dotted line* indicates limits of the marginal leached zone, the third section through the coal seam

There is no preferred orientation of the dikes, as proved by numerous readings. Breccia types and fillings of slip joints are often oriented in the N up to NW direction. This means that this orientation is more or less oblique to the axis of the claystone body below the deformed coal seam.

Recently a sand dike near the base of the middle part of the main coal seam has been uncovered, about 200 m to the SW of the deformed zone (fig. 4). This dike belongs to the second type. Its thickness is about 50 cm and its dip is zero, because it is layered parallelly to the stratification of the coal seam. Near its SW termination, however, a marked bed can be observed and the dike cuts the coal seam by a thick offshooting tongue at an angle of 40° . On the opposite end a system of thin, hair-like, irregularly folded dikes can be observed, protruding into the coal seam at the angle of 20° with the same dip direction.

Clastic dikes and mud diapirism

As stated before, clastic dikes can originate under various circumstances. Many factors have been enumerated, namely tectonic dilatation, diagenesis, slides and slumps, very often also seismicity. Two factors are important for mobilization of the clastic material: adequate tension and physical consistency of competent rock on one side, and the initial impulse triggering a disequilibrium on the other side. *Dott* (1963) suggests, that the intrusion of a dike fill requests overpassing of a liquid limit of the metastable sediment (spontaneous liquefaction). In this case fluidized flow originates (as in the case of turbidity currents). The external impulse may be represented either by overloading, or an earthquake, or hydraulic pressure. Even a plastic flow cannot be excluded judging from the observation of clastic dikes with a stratified filling where the strata are roughly parallel to the dike walls. This means that the clastic material exceeded only the plasticity limit before the intrusion.

The two described types of movement of intruding clayey mass took place in the studied area, because apart from prevailing massive fillings also fills with a fluidal structure were observed. Plastic flow occurred mainly in the underthrust body of the originally overlying claystone (pl. VI-1).

Dott (1963) described mudlumps in the Mississippi River delta as an example of a plastic flow triggered by overloading. Even though mud lump models as a cause of clastic dike genesis were not accentuated in literature up to now, some remarks by various authors have a certain relation to them. *Laubscher* (1961) suggested chemical source of energy for the mobilization of clastic dike fillings, as well as seismic source. In all the discussed cases the mud explosion, extrusion of fluidized sands or liquefied clastic sediments which were overloaded naturally or anthropogenically, are taken into consideration. *Laubscher* (1961) added that mud volcanoes have relation to diapirism (see also *Hedberg* 1974). Structures of mud lumps represent a classical example of mud diapirism. This structure is a deformational one and originates due to the reverse density gradient in sedimentary sequences. It means that local overloading plays an important role. Not only large structures such as convolute bedding and ball-and-pillow structure and also clastic dikes (*Smith - Rast* 1958). At the locality Most they represent large diapiric deformations.

As the investigated structures are related to the mudlump genesis, it is necessary to describe mudlumps in detail. In Czech geological literature they are mentioned first by *Vitásek* (1958) who writes about them as about mud volcanoes. *Kukal* (1962) used the proper term mud

lumps and recently Havlena et al. (1979) have introduced a Czech term for this structure. From the Mississippi River delta they have been known already for several centuries and were described thoroughly by Russell (1936). They appear above the sea level as elongated islets in the delta front or along the main delta branches. They are as long as several hundreds of metres and reach only several metres above sea level. They consist only of clayey sediments and are derived from the deeper parts of the delta. Sometimes marine clays with marine fauna from the underlying deltaic body were found. Mudlumps use to appear and grow above the sea level for several days up to several months. Some of them later stabilize, some of them are quickly destroyed. In the past their origin was being related to the expulsion of mud gases. Today it is explained by local accumulation of sands, especially during the floods. These sands load locally underlying clays and protrude downwards into them. This sudden loading is compensated by diapiric upward protrusion of clays. Protrusions can result into small overthrust, as in the South Pass, where the clays were thrust over by 140 m (Morgan et al. 1968). In the clayey extrusions intensive brecciation often takes place accompanied by bending and breaking of sedimentary structures. Broad synclinal depressions were filled with sand which was found between the individual diapiric structures. The rate of downward protrusion of sands can be as much as 1.4 m per year. Within one group of mudlumps three diapiric extrusions originated during the last years.

It is necessary to add that diapiric structures are known also from some other places, such as from the delta of the Magdalena River in Columbia (Shepard et al. 1968). "Gravitational tectonics" described in the Miocene deltaic sequences on the coast of the Gulf of Mexico in Louisiana (Courtis 1970) or in the Carboniferous sediments of the Birmingham anticlinorium in Alabama (Thomas 1968) belongs to the same group of structures. Another examples are given by Potter et al. (1980).

The origin of clastic dikes in the coal pit Most

The investigated clastic dikes in the opencast mine Most in northern Bohemia are bound to the vast deformational structure of the basal part of the Miocene coal-bearing complex. These dikes can serve as an example of the relation between the origin of dikes and synsedimentary deformations.

It is important to note that clayey dike fillings strongly predominate. Petrographical investigation proved that the clayey fill has the same composition as the clays which lie over the coal seam. Our fifth type is

even in a direct continuation of the overlying clays (pl. V-1). In the original primary sequence the underlying parts of the coal seam consisted of tuffitic claystones. During the deformational processes the overlying clays were pressed into the immediate base of the coal seam. Tuffitic clays are sporadic in the deformational structure, occurring only near its margins.

The primary material of dike filling is thus represented by the overlying clays but the filling took place both from below and from above. The filling often took place from below, from the downthrust claystone body. Apart from the vertical movement of the clay mass also lateral movement should be considered. This concerns some dikes which have no apparent connection to the clay mass. In many cases, however, this connection in fact exists and is hidden behind the pit face (pl. IV-1). A small general lateral movement is very probable because all the deformational structures moved a little laterally.

The liquid limit in the downthrust claystone body was locally overstepped during the development of deformational structures, mainly in its marginal parts. Clayey material thus intruded as viscous fluidized flow into the coal seam which was in the state of fragmentation. The origin of clastic dikes was thus coincidental with the origin of the deformational structure, but some injections followed after the deformational movement. This is proved by the transversal section in the southern flank of the pit (pl. IV-1).

Injections into the coal seam which was thrust over the underformed coal seam occurred during the last stages of the deformational process. This is proved by clastic dikes which penetrate the folded parts of the seam (pl. I). Clastic dikes, parallel to the seam and offshooting from the front of the downthrust claystone body into the seam originated also only after the main phases of the deformation.

Claystone intrusions did not evidently cause the fragmentation of the coal seam. This is proved by the fact that the contact between the dikes and the coal mass exhibits neither deformation of the inner structure of the seam, nor crushing. The clayey mass penetrated the seam along with the movement which affected the coal seam, even though with some retardation. The clayey mass decreased the friction along the shear faces and thus facilitated the movements like overthrusting of the individual seam slices.

From the described facts it follows that the intruding clayey mass was in a quasiliquid state. The overlying claystone body, squeezed beneath the deformed seam, moved as a slurry, because it exhibits rolling and plastic deformation (pl. IX-2) together with the fragments of coal, which are usually deformed in the same way as claystones. It is probable that

in the time of the origin of the deformational structures the claystones were in the stage of an early diagenesis.

The necromass of the coal seam was only slightly diagenetically changed, too. The degree of coalification was also low, because the seam was still capable of plastic deformation, like folding. During the dike formation, however, it behaved sometimes as a plastic material, sometimes as a cohesive material.

Nowadays the studied outcrops in the pit are advancing towards the initial place of deformation, i. e. towards the places where sands protruded into the underlying sediments. The appearance of sand intrusions in coal seam could be expected. They were encountered in the year 1966. As to their form, they do not differ considerably from clay dikes. The main difference can be seen in the fact that sand dikes penetrate also the undeformed zone. Morphological resemblance of sand and clay dikes shows that their ways of origin were similar and the main difference was only in the source material. In some cases the dikes were filled both with sand and clay. All the process of dike origin took place below water level, because no primary oxihumolite, i. e. oxidized coal was found.

The importance of the occurrence of clastic dikes

The clay dikes described above do not represent only an interesting specific phenomenon but they enable us to solve principle questions concerning the process of deformation, mainly the diagenetic stage of Neogene sediments during the deformation and also the correlation between the processes. In this respect the dikes of the first and the sixth type are of main importance. Sinusoidal bending which is distinct in the first type of dikes is very important. It is mostly being explained by a differential compaction which means that this structure represents secondary deformation of clastic dikes. According to H a y a s h i (1966) they represent a special type in his classification. He classified them as penecontemporaneously deformed clastic dikes and designated them ptygmatic clastic dikes. The author mentioned and also S a i t o et al. (1954), which described such dikes from the coal seam in the Honbets deposit (Hokkaidó), explained their origin by different intensity of compaction of coal material and dike material. R a m b e r g (1956) stressed the importance of vertical pressures for the origin of "folded" veins on the basis of the investigation of ptygmatic veins in Greenland. His observations were also completed with experiments.

R e i c h e l (1970) described similar folding of clastic dikes in the

Döhlen Basin near Dresden (Saxony). As to him, the folding resulted from the initial slides or minor lateral movements. He drew attention to the fact, that in the layers of combustible shales or in the clay bands in the seam the joints became narrower, whereas above them they exhibited swelling. Similar features were observed also in the opencast mine Most. In the places, where the folded dike penetrated clay bands in the seam, or coal of bad quality, the folding was less intensive or absent at all. This speaks in favour of diagenetically induced deformation, or of folding due to terminating compaction after a dike intrusion. That is why we suggest diagenetic compaction was a main cause of dike folding. This can be proved also by the dikes of the second type. Horizontal and subhorizontal subtypes are not folded at all, whereas their oblique offsprings are bent. The angle from the vertical plane depends evidently on the thickness of the coal mass.

In order to determine the compaction of the coal mass after the deformation and dike intrusion, true length of the vein was measured. Also the ratio between the dike length and the thickness of the coal seam interval was calculated. The calculated ratio ranges from 1.4 to 1.7. This means that in the time of the dike formation the necromass of the coal seam was almost compacted. If the value of the coefficient of compaction coal was 6 (Hurník 1972), its value in the moment of the dike origin was more than 4. These calculations support the concepts of Wagenbreth (1958) and Wagenbreth - Bellmann (1983) which favour the immediate thickness reduction of the coaly plant material already during its accumulation. This is valid namely in the case of a very thick seam (in the coal pit Most the thickness of the coal seam is as much as 40 m).

Even though the thickness reduction of the necromass before the deformation was considerable, the degree of coalification was probably very low. The seam was probably at a postpeat stage. This indicates the digital margin of coal in the direction of the coal stratification in the fifth and partly in the sixth type of dikes (figs. 5, 6). This feature is very distinct on the fragments of the coal seam near the surface of the deformational structure (pl. VI-2). The movement itself was very slow, because in the case of rapid movement a sharp, even shear-like boundary would form. This happens only in exceptional cases. Such shear-like faces can be seen in claystones. Their absence in dikes could be explained also by liquefaction of the intruding clayey material (viscose liquefied flow), but it is probable that rapid movement would rip and cut and move away some offsprings of coal seams.

The sixth type of dikes indicates, that the clayey material does not often represent only an intergranular fill between fragments and blocks

of coal, but that there is a clear clay supporting structure and not fragment-supporting structure. It is thus probable, that the necromass of the coal seam behaved as lighter material which was in suspension. In some cases, as seen from the orientation and position of coal fragments, the whole mass suffered a unique movement (figs. 5, 6).

The necromass of the coal seam might be easily deformed during the deformation as seen from recumbent and overturned folds the beds of which are not fragmented. When they are penetrated by clastic dikes, the dikes, run across folded beds of coal (pl. II) not being parallel with shear joints which would originate in the case of folding of a coalified coal seam.

Present jointing of the coal seam is secondary, probably postsedimentary, because it is not conform with the trend of clastic dikes. It originated after the termination of the process of coalification. The described clastic dikes are younger than the deformation of the coal seam.

Some dikes which exhibit increasing thickness in the upward direction (fig. 7) originated probably in the last stages of the diagenesis, after burying of the whole deformational structure under a thicker sedimentary cover. The dike, cropping out in the NE part of the structure, is a good example of this type (pl. VIII-2). The dike runs first transversally-oblique to it, then it turns into vertical direction and immediately bends horizontally. In the topmost parts of the outcrop the dike passed into breccia with angular coal fragments. The clay matrix of his dike is infiltrated by finely disseminated coal material and sometimes contains also larger coal fragments. Along its walls a leached pale rim can be observed. This speaks about the origin of a joint from ripping of the coal seam at the stage of advanced coalification. The ripping was related to the terminating diagenesis of the whole Miocene sedimentary complex, when the uplifted part of the seam in the deformational zone of the structure was adjusted to the loaf-like claystone body below it. A temporary break in sedimentation in the zone of deformation could evoke an anomaly in the density gradient of the Miocene sedimentary complex. During a certain depositional phase the clayey sediments immediately overlying the deformational structure could become more diagenetically compact (lower porosity, greater bulk density) than claystone downthrust below the deformed seam. A certain part could be played by gases escaping during the seam coalification. Increasing pore pressure could serve as a source of energy of intrusion at the later stage of diagenesis.

In the last stages of diagenesis, however, the clay material from the dikes reached the highest intensity of diagenetic changes. The claystones immediately overlying the coal seam exhibit the bulk density of $2.0 \cdot 10^3$ kg.m⁻³ whereas clays from the dike fills 2.13 or $2.17 \cdot 10^3$ kg.m⁻³.

Claystones from the base have bulk density of $2.06 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. This difference may be explained by the drainage effect of the coal seam.

Reichel (1970) suggested that the dikes in the Döhlen Basin formed in two stages.

Clastic dikes and the process of coalification

Clastic dikes might be useful in solving the problem of the rate of coalification. In literature there is no agreement on the rate of this process. According to some authors the coalification should have been a very long process, according to others it passed over very quickly. The latter opinion was suggested mainly due to finds of coal pebbles in the roof of the Carboniferous coal seams. We regard the source of this disagreement in the lack of information about the necromass in the early stages of geochemical and physical changes. The necromass compaction and the chemical phase of the coalification process should not be mixed at all and compaction, as mostly a physical process of coalification, should be separated from the geochemical process. According to our investigations in the coal pit Most the two processes were not synchronous. If we take into consideration also Wagenbreth's (1958) investigations, the mechanical compaction of the plant mass was very quick and was nearly terminated by the onset of the geochemical phase. By means of this we can explain, why during the synsedimentary deformation as well as during the erosion described in some other basins, in the course of a comparatively short time span, the coal seam (better the necromass) behaved once as a plastic, another time as a rigid material. Intensive coalification and substantial part of this process, i. e. the change of the necromass into coal, was only subsequent to this.

Conclusion

Clastic dikes in the coal seam in the environs of Most represent a specific phenomenon in the area of the Miocene Bilina delta. Their origin is related to the vast synsedimentary deformation of the coal-bearing beds. Their formation following up the main development phase of the deformational structure, was dying out still during the subsequent diagenetic processes which affected the whole Miocene sedimentary complex.

Practical importance of investigations of clastic dikes was proved by many outcrops in the opencast mine Most. The presence of dike swarms

generally decreases the coal quality (pl. XI-1). Besides at the surveying stage, the dikes can be erroneously explained as coal seam splitting or wedging out. The calculation of reserves and the estimates of technological qualities of coal can thus be influenced by such a misinterpretation. That is why the existence of clastic dikes must always be taken into consideration. In the vicinity of clastic veins coal of higher quality usually occurs.

The erroneous evaluation of the occurrence of clastic dikes might also affect the planning of mining works, as it has happened already in the investigated opencast mine Most. The presence of swarms of clastic dikes always brings about difficulties as they do not exhibit any preferred orientation in space. Thus the adjustment of the coalface in this case is always problematic.

The help of RNDr. Zdeněk Kukal, PhD. in all the stages of the preparation of this paper and also in the translation of the manuscript is deeply acknowledged.

*K tisku doporučil A. Elznic
Přeložil Z. Kukal*

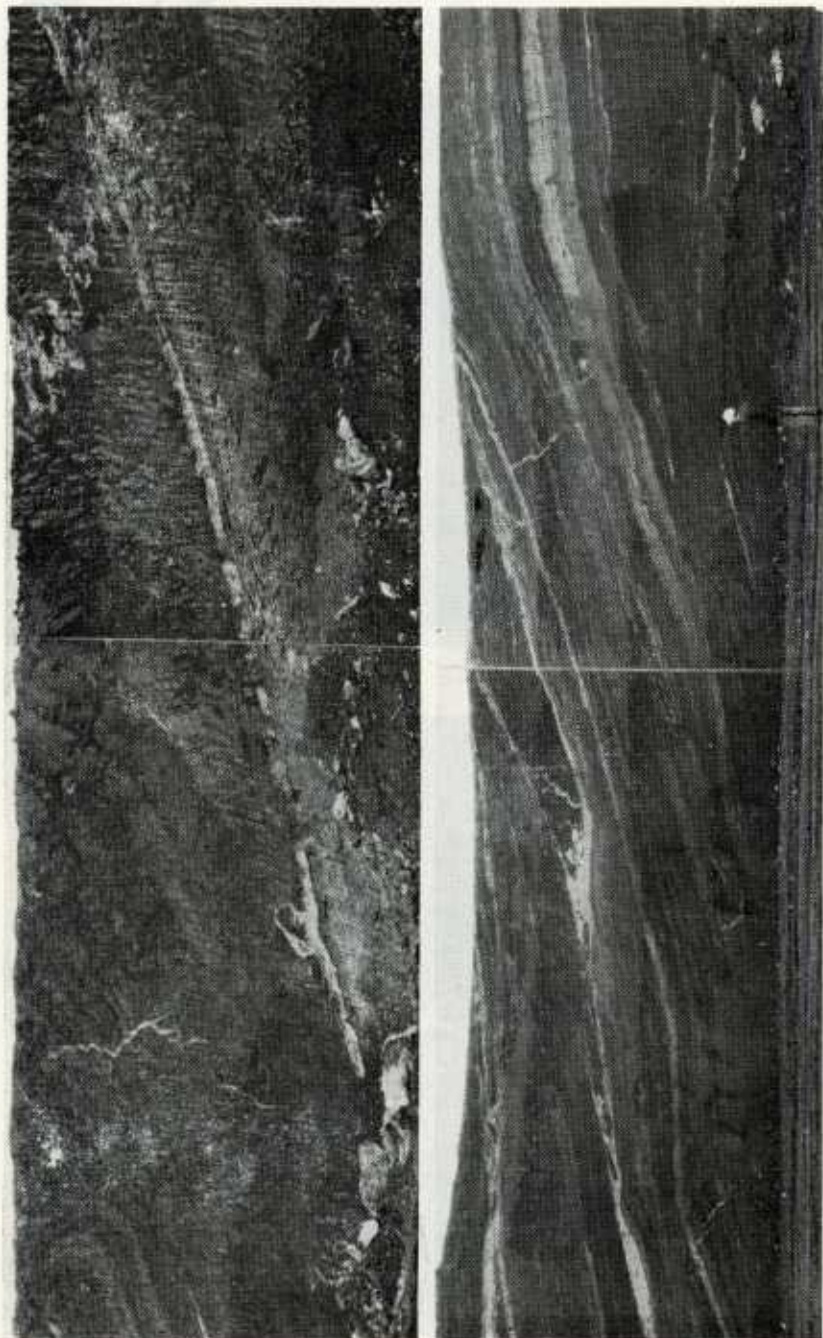
References

- Birman, J. H. (1952): Pleistocene clastic dikes in weathered granite-gneiss, Rhode Island. — *Amer. J. Sci.*, 250, 721—734. New Haven.
- Brunn, V. - Talbot, C. J. (1966): Formation and deformation of subglacial intrusive clastic sheets in the Dwyka Formation of northern Natal, South Africa. — *J. sed. Petrology*, 58, 1, 35—44. Tulsa.
- Courtis, D. M. (1970): Miocene deltaic sedimentation, Louisiana gulf coast. — *Deltaic Sedimentation, Soc. Econ. Paleont. Min., Spec. Publ. No. 15*, 293—308. Tulsa.
- Damberger, H. H. (1973): Physical properties of the Illinois Herrin. Coal before burial, as inferred from earthquake-induced disturbance. — 70me Congr. Int. Strat. Geol. Carbon., 2, 342—350. Krefeld.
- Darwin, Ch. (1851): Geological observations on coral reefs, volcanic islands, and on South America. Parts II, III. — London.
- Diller, J. S. (1890): Sandstone dikes. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1, 411—442. New York.
- Dionne, J. C. - Shilts, W. W. (1974): A Pleistocene clastic dike, Upper Chaudiere Valley, Quebec. — *Canad. J. Earth Sci.*, 11, 1594—1605. Ottawa.
- Dott, Jr., R. H. (1963): Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 47, 1, 104—128. Tulsa.
- Dzens'Litovskaja, O. A. (1954): Genetižeskie osobennosti plasta Verchnjaja Mariana Karagandskogo ughlenosnogo bassejna. — *Trudy Lab. Geol. Uglja*, 2, 321—331. Moskva.
- Elznic, A. - Hurník, S. (1980): Deformační jevy v produktivním miocénu severočeské hnědouhelné pánve a jejich vztah k tektonice. — *Vážnější problémy geol. vývoja a stavby Československa*, II, 229—246. Bratislava.
- Fisk, H. N. - Farlen, Me, E. - Kolb, C. R. - Wilbert, L. J. (1954):

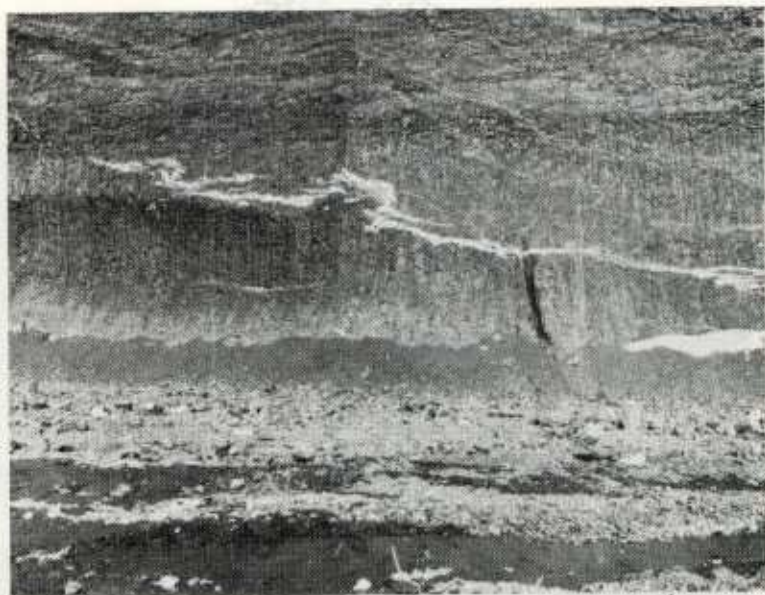
- Sedimentary framework of the modern Mississippi Delta. — *J. sed. Petrology*, 24, 2, 76—99. Tulsa.
- Gareckij, P. G. (1956): Klastičeskíe dajki. — *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol.*, 13, 3, 81—103. Moskva.
- Gresley, W. S. (1898): Clay veins vertically intersecting coal measures. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 9, 35—58. New York.
- Hausse, R. (1892): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte des Königreiches Sachsen. Profil durch das Steinkohlenbecken des Plauenschen Grundes (das Döhle-ner Becken) bei Dresden. — Leipzig.
- Havlena, V. (1964): Geologie uhelných ložisek, 2. — *Nakl. Čs. akad. věd. Praha.*
- Havlena, V. - Hurník, S. - Pešek, J. (1979): Návrh českého názvosloví pro říční deltové a proluvální sedimenty a jejich morfologické formy. — *Sbor. Čs. geogr. Společ.*, 84, 1, 72—84. Praha.
- Hayashi, T. (1966): Clastic dikes in Japan. — *Jap. J. Geol., Geogr.*, 37, 1—20. Tókyó.
- Hedberg, H. D. (1974): Relation of methane generation to undercompacted shales, shale diapirs, and mud volcanoes. — *Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 58, 661—673. Tulsa.
- Hruška, O. (1929): Odvodňování břéštansko-braňanské kuřavky v theorii a praxi. — *Horn. Věst. (zvláštní otisk)*, XI. Praha.
- Hurník, S. (1972): Koeficient sednutí některých hornin v SHR. — *Čas. Mineral. Geol.*, 4, 365—372. Praha.
- (1982): Dosavadní představy o zjalovění a zvětšení mocnosti hnědouhelné sloje na Mostecku. — *Uhlí*, 30, 9, 374—379. Praha.
- Jaroš, J. - Vachtl, J. (1978): *Strukturální geologie obecná a systematická, I.* — *St. pedag. nakl. (skripta)*. Praha.
- Kruger, F. C. (1938): A clastic dike of glacial origin. — *Amer. J. Sci.*, 5, 35, 208, 305—307. New Haven.
- Kukal, Z. (1962): Recentní deltové sedimenty. — *Anthropozoikum*, 10, 249—271. Praha.
- Lambrecht, L. - Thorez, J. (1966): Filons clastiques intraformationnels dans le Namurien de Belgique. — *C. R. hebdom. Séanc. Acad. Sci., Sér. D*, 263, 1556—1559. Paris.
- Laubscher, H. P. (1961): Mobilisierung klastischer Massen. — *Eclogae geol. Helv.*, 54, 2, 283—334. Basel.
- Marschaiko, R. (1965): Clastic dykes and their relations to synsedimentary movements. — *Geol. Práce, Zpr.* 36, 139—148. Bratislava.
- (1972): Termin: Klastické žily. — *Geol. Práce, Zpr.*, 58, 231—238. Bratislava.
- Morgan, J. P. - Colemann, J. M. - Gagliano, S. M. (1968): Mudlumps: Diapiric structures in Mississippi delta sediments. — *Diapirism and diapirs*, 8, 145—161. Tulsa.
- Mörner, N. A. (1972): The first report on till wedges in Europe and Late-Weichselian ice flows over southern Sweden. — *Geol. Fören. Förh.*, 94, 581—587. Stockholm.
- Nelson, W. J. - Ledvina, Ch. (1964): A gravitational slide in the Energy Shale Member overlying the Herrin. No. 6: Coal member in southern Illinois. — *Compte Rendu of the 9th Int. Congr. Carbon. Strat. Geol.*, 3, 2: Paleogeography and Paleotectonics, 303—315. Carbondale.
- Newsom, J. F. (1903): Clastic dikes. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 14, 227—268. New York.
- Oomkens, E. (1966): Environmental significance of sand dikes. — *Sedimentology*, 7, 145—148. Amsterdam.



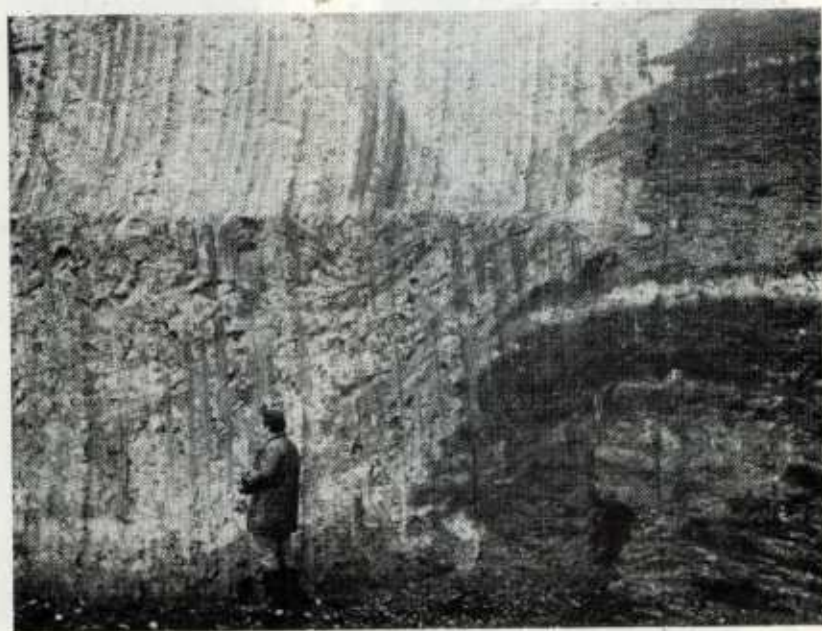
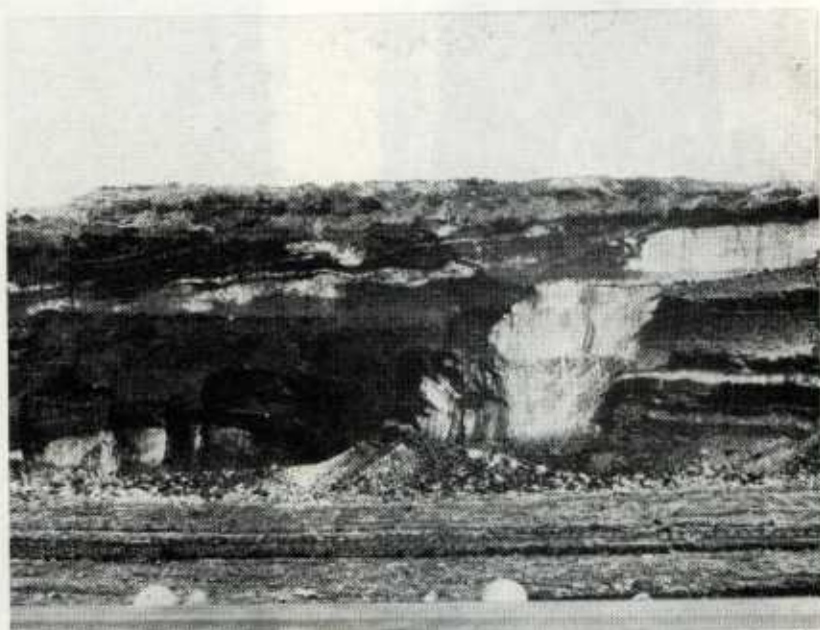
1,2. Clastic dikes of the first type cutting the folded coal seam. The second section through the coal seam



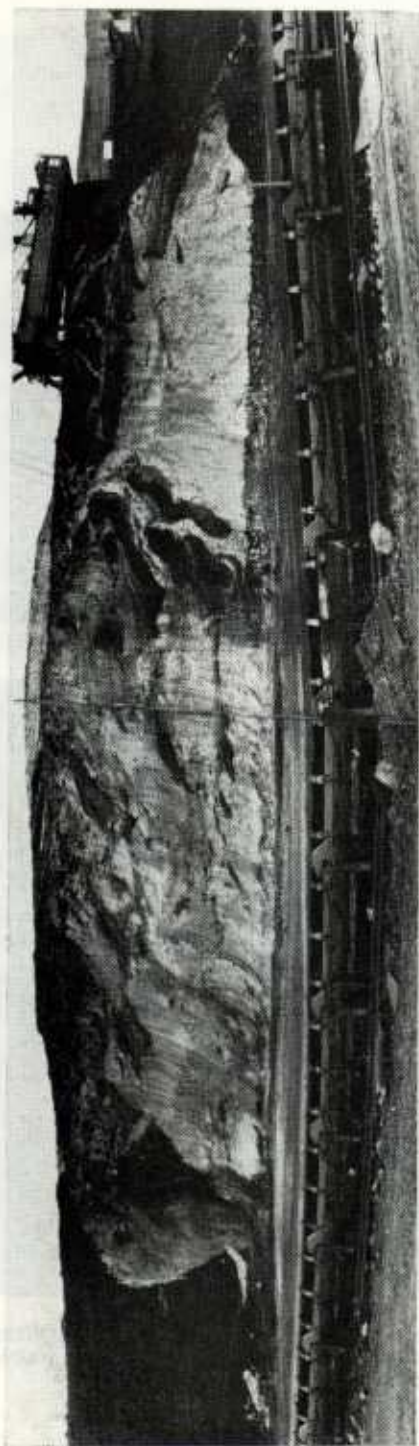
1. Clastic dikes of the first type. One of them penetrates into the folded block of the seam from the clastic dike of the second type which is situated on the shear plane. The second section through the coal seam
 2. Association of dikes of the first, second, and third types which accompany thrust planes between the coal seam slices. The second section through the coal seam



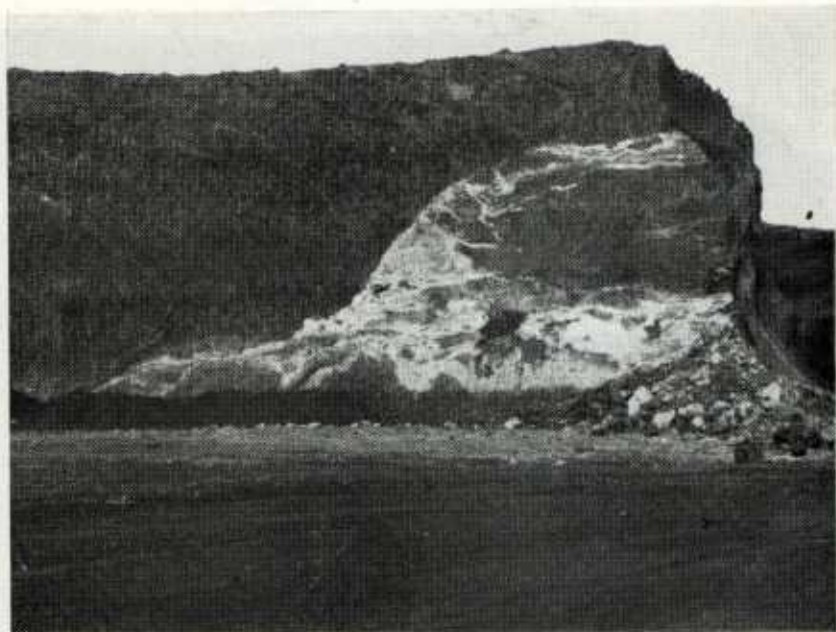
1. Clastic dike of the second type with many offshoots. On the right side and lower part of the picture the topmost parts of the under-thrust body of claystones are visible. From this claystone body the clastic dike was derived. The third section through the coal seam
2. Detail of the preceding photograph



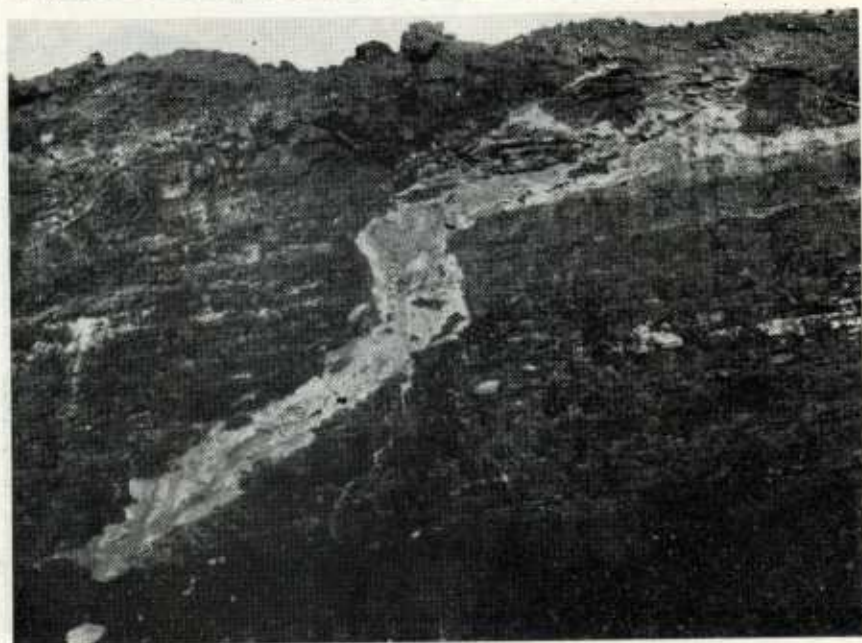
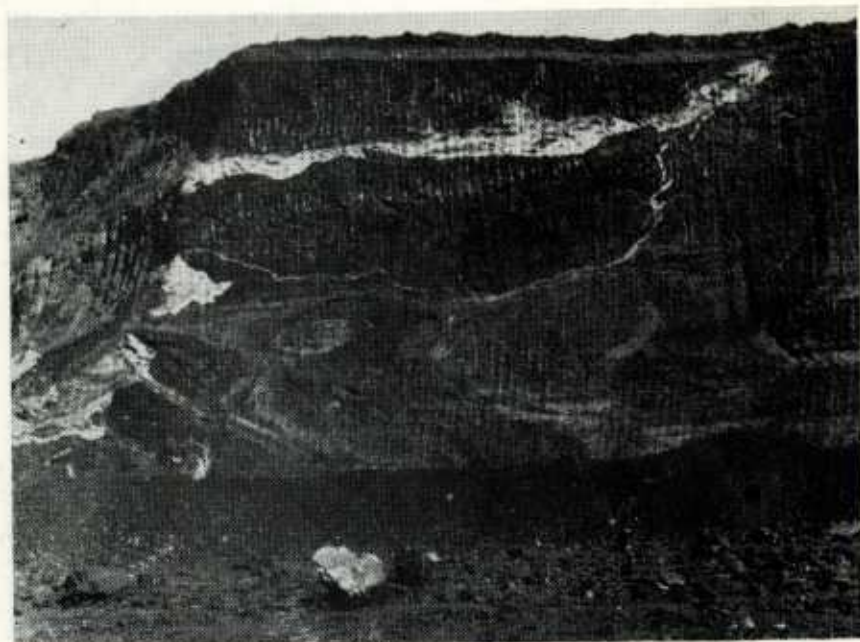
1. Funnel-like infill of claystones into the disrupted coal seam from above. In the upper part the intrusion of the fourth type is visible. The first section through the coal seam
2. Detail of the preceding photograph



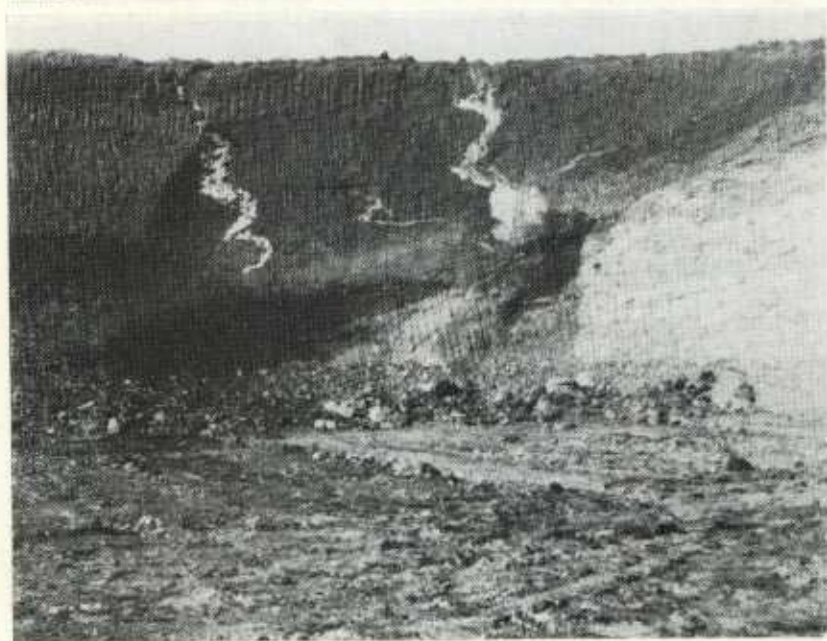
1. Marginal part of the body of underthrust claystones with many types of clastic dikes. The third section through the coal seam.
2. Unconformity between the overlying younger sediments and underlying deformed sediments with a fragment of coal seam. The third stripping section



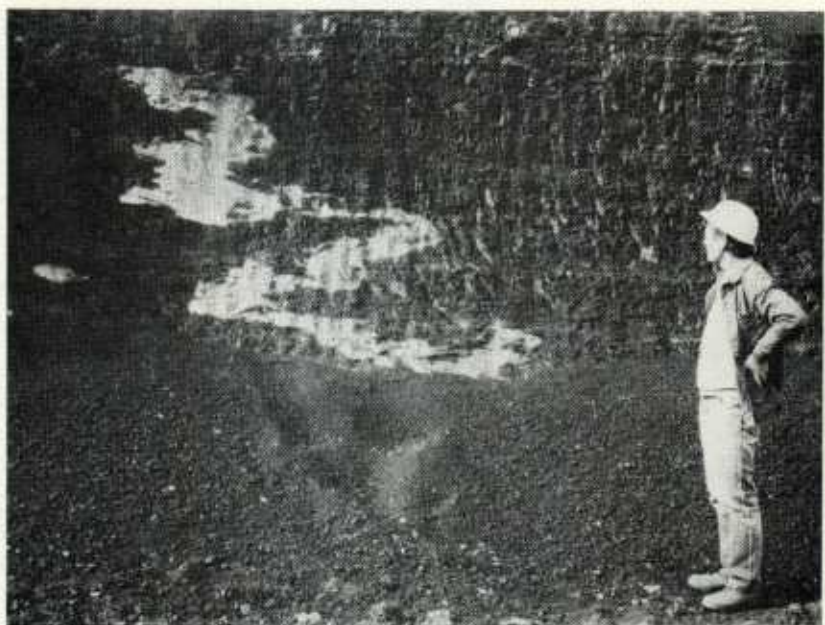
1. Breccia between two blocks of the coal seam. The second section through the coal seam
2. Breccia in the ripped part of the coal seam, accompanied by clastic dikes of the first and second types. The second section through the coal seam



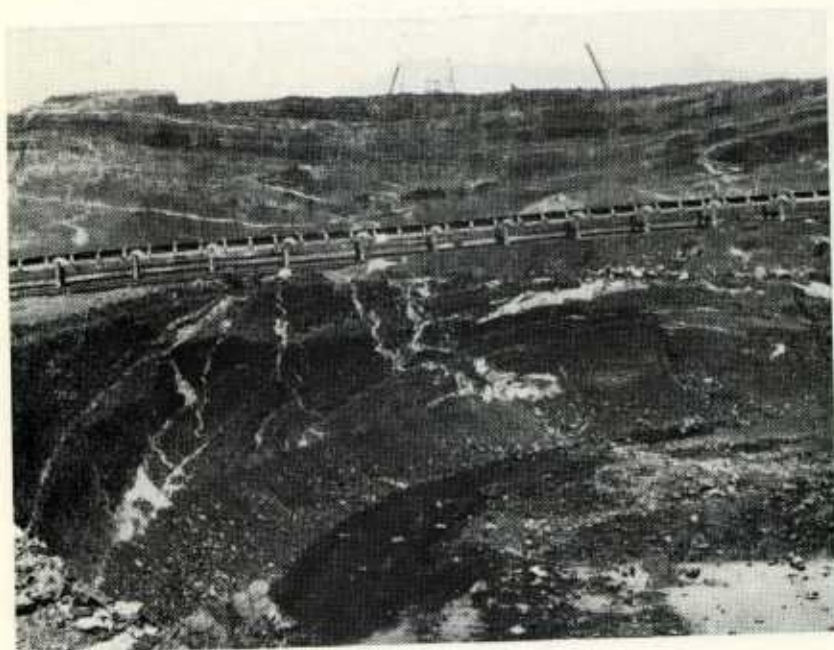
1. Clastic dikes of the first and second types with breccia. The lower parts of the overthrust part of the coal seam are intensively mixed up. The second section through the coal seam
2. Clastic dike of younger generation with a bleached rim. The third section through the coal seam



1. Clastic dike of the third type connected with the overlying claystone along the shear plane between the two slices of the coal seam. The first section through the coal seam
2. Clastic dikes of the third type. In the lower right corner the claystone body underlying uplifted blocks of the coal seam is cropping out. The third section through the coal seam



1. Sand dike of the fourth type connected to the sandstone along the shear plane between two slices of the coal seam. The second section through the coal seam
2. Clay dike of the fourth type. The first section through the coal seam



1. Swarm of clastic dikes along the first and second section through the coal seam
2. Clastic dikes of the first type and breccia in the ripped coal seam above the downthrust body of the overlying claystones. The first section through the coal seam



1, 2. Zones with coal breccia near the base of the overthrust blocks of the coal seam. In the lower part of the upper photograph underthrust body of the overlying claystones is cropping out. The third section through the coal seam

All photos by S. Hurník

- Pawlow, A. P. [1896]: On dikes of Oligocene sandstone in the Neocomian clays of the district of Alatyr in Russia. — *Geol. Mag.*, 3, 49—53. Cambridge.
- Pešek, J. [1978]: Erosion and clastic dikes in coal seams of the central Bohemian basins and their significance for the determination of plant substance coalification. — *Folia Mus. Rer. natur. Bohem. occident., Geol.*, 12. Plzeň.
- Pettijohn, F. J. - Potter, P. E. (1964): Atlas and glossary of primary sedimentary structures. — Springer Verlag, Berlin, Göttingen, Heidelberg, New York.
- Potter, P. E. - Maynard, J. B. - Pryor, W. A. (1980): *Sedimentology of shales*. — Springer Verlag, Heidelberg, Berlin.
- Potter, P. E. - Pettijohn, F. J. (1977): *Paleocurrent and basin analysis*. — Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Pruvost, P. (1943): Filons clastiques. — *Bull. Soc. géol. France*, (5^e sér.), 13, 91—104. Paris.
- Ramberg, H. (1956): Pegmatites in West Greenland. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 67, 185—214. New York.
- Reichel, W. (1970): *Stratigraphie, Paläogeographie und Tektonik des Döhlener Beckens bei Dresden*. — *Abh. Staatl. Mus. Mineral. Geol.*, 17. Dresden.
- Russel, R. J. (1936): *Physiography of lower Mississippi River Delta*. — *Geol. Bull.*, 8, 3—199. Baton Rouge.
- Ružencev, V. E. (1932): Benotsko-Datachskij neftenosnyj rajon. — *Trudy Neft. geol.-razv. Inst., Ser. A 7*. Leningrad.
- Saito, R. et al. (1954): On stone intrusions in the 2nd coal seam at the Honbets coal-mine, Hokkaidó (in Japanese). — *Bull. Geol. Comm.*, 26, 25—32. Hokkaidó.
- Shepard, F. P. - Dill, R. F. - Heezen, B. C. (1968): Diapiric intrusions in foreset slope sediments of Magdalena delta, Columbia. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52, 11, 2197—2207. Tulsa.
- Shrock, R. R. (1948): *Séquence in layered rocks*. — Mc Graw-Hill Book Co., New York, Toronto, London.
- Smith, A. J. - Rast, N. (1958): Sedimentary dikes in the Dalradian of Scotland. — *Geol. Mag.*, 95, 234—240. London.
- Strangways, T. H. F. (1821): Description of strata in the Brook Pulcovea near the village of Great Pulcovea in the neighbourhood of St. Petersburg. — *Trans. Geol. Soc. London*, 5, 382—408. London.
- Teisseyre, A. K. (1967): Clastic wedges in the Lower Carboniferous of the intrasudetic basin. — *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Géol. Géogr.*, 15, 15—22. Warszawa.
- Thomas, W. A. (1968): Contemporaneous normal faults on flanks of Birmingham anticlinorium, Central Alabama. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 52, 11, 2123—2136. Tulsa.
- Verzilin, N. N. (1963): Melovye otloženiya severa Ferganskoj vpadiny i ich neftenosnost'. — *Trudy Leningr. Obšč. Estestvoispyt., Otd. Geol.*, 72. Leningrad.
- Vitásek, F. (1958): *Fyzický zeměpis II*. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Wagenbreth, O. (1958): Beziehungen zwischen dem Tertiär und dem prätertiären Untergrund im Weißelsterbecken. — *Freiberg. Forsch.-H., R. C.*, 53. Berlin.
- Wagenbreth, O. - Bellmann, H. J. (1983): Zur diagenetischen Setzung von Braunkohle und Ton. — *Z. geol. Wiss.*, 11, 6, 687—714. Berlin.
- Wanless, H. R. (1952): Studies of field relations of coal beds. — *The 2nd conference on the origin and constitution of coal*. 148—180. Nova Scotia.
- Weißbach, L. G. A. (1850): Über Gangsformationen, vorzugsweise Sachsens. — *In B. Cotta [Hrsg.]: Gangstudien oder Beiträge zur Kenntnis der Erzgänge*. Freiberg.

Klastické žíly v hnědouhelné sioji u Mostu v severočeské pánvi (miocén)

(Résumé anglického textu)

Stanislav Hurník

Předloženo 29. dubna 1988

Klastické žíly jsou v severočeské pánvi ojediněle zjišťovány desítky let, avšak jejich dokumentace se neprováděla. Dosud se objevovaly vždy výhradně v areálu miocenního tělesa bílinské delty. Jejich výskyt je zpravidla spjat s rozsáhlými synsedimentárními deformacemi slojového a spodní části nadložního komplexu. Podobně je tomu i na lomu Most, kde byl v posledních letech zaznamenán jejich hromadný výskyt.

V současné době jsou povrchovou těžbou uhlí na lomu Most zpřístupňovány koncové partie rozsáhlé synsedimentační deformace. V tomto prostoru se jedná o brachyantiklinálně vyzdviženou část sloje, potrhanou do četných ker a šupín. Pod tuto partii jsou do původní úrovně sloje podsunuty a zahněteny nadložní jílovce. Místy se objevují i písky. Výzdvih části sloje (resp. nekromasy, nejspíše v postrašelinném stadiu) byl doprovázen laterálními pohyby, při nichž se sloj trhala a jednotlivé segmenty se navzájem přesouvaly, ohýbaly až vrásnily. Deformovaná část sloje (její segmenty) je místy prostoupena jílovci jak ve formě jednoduchých klastických žil, tak rozsáhlých intruzí, dotvářejících destrukci sloje.

Deformace terciérních sedimentů představuje geneticky nejspíše strukturu, porovnatelnou se strukturami bahenních ostrůvků (mudlumps). Intruze jílu do potrhané organogenní masy sloje jsou doprovodným jevem mechanismu vzniku synsedimentační deformační struktury.

Žíly mají charakter záteků, rozmanitých intruzí a v některých případech jsou jílovce tmelícím médiem roztrhané sloje v typickou brekcií. Klastické žíly jsou tvarově i rozměrově velmi variabilní. Bylo rozlišeno 6 typů (viz obr. 1). Pro typ 1. je charakteristické esovité zklikacení. Směrová orientace je zřejmě nahodilá, neboť z provedených měření je patrný značný rozptyl.

Jílový materiál (výjimečné písky) pronikal do porušené sloje shora, zdola i z boku. Podle dokumentovaných odkryvů nejčastěji zdola, z podsunutého tělesa nadložních jílovců.

Klastické žíly jsou sice synchronní se vznikem deformační struktury, ovšem až s její závěrečnou fází při dozívání deformace. Markantním dokladem jsou žíly, pronikající napříč ležatými až překocenými vrásami, vytvořenými zjevně ve vrcholné fázi deformace. Podobně v brekciích, kde jílová hmota netvoří pouhou intergranulární výplň mezi úlomky až bloky uhlí, mnohdy uhelný materiál v jílové hmotě „plave“. Názorné je to u některých rozlámaných bloků, jejichž jednotlivé segmenty bývají navzájem posunuty až oddáleny. Žíly tedy nejsou příčinou potrhání sloje. Fragmentace sloje vesměs předcházela jílovým intruzím.

Část klastických žil vznikla až v pozdější fázi diagenese, kdy byla celá deformační struktura překryta mocnějším nadložím. K potrhání sloje tehdy došlo v důsledku diferenciální kompakce vyzdvižených částí sloje a podsunutého tělesa jílu. Tyto žíly mají zpravidla konformní průběh stěn (příl. VIII-2), jílová hmota je prostoupena rozptýlenou uhelnou příměsí a podél stěn je patrné vybělení jílovců.

Klastické žíly na lomu Most nejsou pouze zajímavým specifickým fenoménem, doprovázejícím rozsáhlou deformační strukturu, nýbrž objektem, umožňujícím řešit některé další otázky procesu deformace. Je to zejména stupeň diagenese neogenních sedimentů v době deformace. V tomto směru lze považovat za nejvýznamnější esovité zprohýbání žil 1. typu. Esovité zprohýbání je možno jednoznačně vztahovat k dozívající kompakci nekromasy sloje. Průkazné jsou v tomto směru zejména žíly 2. typu, u nichž subhorizontální průběh je víceméně přímkový, zatímco vertikální či šikmé spojovací žilky a odmrsky jsou zpravidla rovněž esovité zprohýbané. S redukcí mocnosti organické hmoty souvisí mnohdy zřejmě i odklon žil od svislice.

Pro možnost posouzení hodnoty kompakce uhelné hmoty po vzniku deformace a žil byla u většiny žil 1. typu proměřena skutečná délka a vypočten její poměr k mocnosti příslušného intervalu sloje. Tento poměr kolísal v rozmezí 1,4—1,7, tzn. že v době vzniku žil byla nekromasa téměř uhelná (hodnota kompakce $s \geq 4$). Přesto, že redukce mocnosti nekromasy byla před deformací značná, stupeň prouhelnění byl pravděpodobně velmi nízký. Poukazuje na to roztržený okraj uhlí na stěnách 5. typu žil a u některých bloků v brekciích. Na značnou tvárliivost nekromasy sloje v době deformace poukazují ležaté až překocené vrásy, jejichž ohybové partie (temena) jsou kontinuální a nevykazují stopy stříhového namáhání. Žíly, které do vrás intrudovaly až po deformaci, probíhají napříč ohnutými vrstevami uhlí.

Nekromasa uhelné sloje se tedy v poměrně velmi krátkém časovém intervalu (vznik synsedimentační deformace až po vznik klastických žil) chovala dvojím způsobem. Jednak plasticky (vrásově deformace, zahnětení nekromasy do podsunutých nadložních jílovců), jednak jako sou-

držný až křehký materiál (potrhání, vznik puklin, brekcie). S dvojitým chováním uhelné hmoty souvisí otázka rychlosti prouhelňovacího procesu: zda probíhal velmi rychle (valouny černého uhlí ve stropových vrstvách karbonských slojí), či zda se jednalo o dlouhodobý proces. Podle výsledků studia klastických žil na lomu Most, s přihlédnutím k výzkumům Wagenbretha, je zřejmé, že bude účelné odlišovat kompakci nekromasy od geochemické fáze prouhelňovacího procesu. Kompakce, jakožto dominantně fyzikální stránka procesu, probíhala rychle a pravděpodobně doznívala při nástupu geochemické fáze. Teprve potom nastala rozhodující fáze vlastní geochemické přeměny nekromasy v uhlí.

Vysvětlivky k tabulce 1 a obrázkům

Tabulka 1. Petrografické a fyzikální vlastnosti jílovců.

- Přehled tvarových typů klastických žil na lomu Most.
Typické znaky: 1 — vždy napříč vrstevnatostí sloje, vesměs esovitě zprohýbání; vertikální délka m, mocnost a) mm, cm, b) dm; 2 — zhruba konformní s vrstevnatostí sloje, časté šikmé až vertikální odmrsky (vesměs esovitě zprohýbané); vertikální délka m, mocnost mm, cm; 3 — nepravidelně zklikacené proniky s proměnlivou mocností, častý subhorizontální průběh s četnými apofýzami; délka m, mocnost cm, dm; 4 — nepravidelně esovitě deformovaná tělesa oblých tvarů; délka dm, m, mocnost dm; 5 — trychtýřovitá výplň, rozměry v m; 6 — brekcie, vertikální délka m, šířka m až desítky m.
- Klastická žíla druhého podtypu 1. typu; III. uhelný řez.
1 — jílovcé; 2 — uhlí; 3 — jalové proplástky a popelovínové uhlí.
- Klastické žíly 2. typu. V levé části sledují plochy nasunutí segmentů sloje; II. uhelný řez.
- Pískovcová klastická žíla v hlavní sloji ca 200 m jz. od deformační zóny; I. uhelný řez.
- Brekciová výplň intruze jílovců z podloží potrhane sloje, doprovázená v blocích uhlí žíly 2. typu; II. uhelný řez.
- Stropní partie podsunutého tělesa nadložních jílovců s uhlíkem „brekcií“. Blok uhlí vpravo je zřetelně dislokován. Čárkovane je vyznačen deformovaný průběh nepravé vrstevnatosti jílovců; II. uhelný řez.
- Klíňovitá výplň trhlíny. Tečkovaně je naznačen obrys okrajové vybělené zóny; III. uhelný řez.

Vysvětlivky k přílohám

Příl. I

2. Klastické žíly 1. typu, prorážející zvrásněnou sloj. II. uhelný řez.

Příl. II

- Klastické žíly 1. typu, z nichž jedna proniká do zvrásněné kry sloje z klastické žíly 2. typu na smykové ploše. II. uhelný řez.
- „Asociace“ žil 1.—3. typu, které doprovázejí přesuvné plochy mezi šupinami uhelné sloje. II. uhelný řez.

Příl. III

1. Žíla 2. typu, doprovázená četnými odžilkami. Vpravo dole strop podsunutého tělesa jílovců, z něhož žíla intrudovala. III. uhelný řez.
2. Detail žíly z obr. 1.

Příl. IV

1. Žíly 2. typu, z nichž část (vpravo) navazuje na těleso jílovců v podloží. III. uhelný řez.
2. Žíly 4. typu. I. uhelný řez.

Příl. V

1. Celkový pohled na trychtýřovitý „zátek“ jílovců z nadloží do roztržené sloje. Nahoře uprostřed intruze 4. typu. I. uhelný řez.
2. Detail z obr. 1.

Příl. VI

1. Boční partie tělesa podsunutých jílovců, doprovázená po obvodu různými typy žil. III. uhelný řez.
2. Diskordantní nasedání mladšího sedimentačního cyklu nadložních jílovců na deformovanou spodní partii s fragmentem uhelné sloje. III. skryvkový řez.

Příl. VII

1. Brekcie na styku dvou ker nasunuté části sloje. II. uhelný řez.
2. Brekcie v potrhané partii sloje, doprovázená žilami 1. a 2. typu. II. uhelný řez.

Příl. VIII

1. Žíly 1. a 2. typu a brekcie. Spodní partie nasunuté části sloje jsou prohněteny. II. uhelný řez.
2. Žíla mladší generace se zřetelným vyběleným lemem. III. uhelný řez.

Příl. IX

1. Klastická žíla 3. typu navazující na nadložní jílovce podél smykové plochy mezi dvěma šupinami uhelné sloje. I. uhelný řez.
2. Klastické žíly 3. typu. Dole v pravém rohu se objevuje těleso nadložních jílovců, zvedající bloky uhelné sloje. III. uhelný řez.

Příl. X

1. Písková žíla 4. typu spojená s pískovci na smykové ploše mezi dvěma šupinami uhelné sloje. II. uhelný řez.
2. Jílová žíla 4. typu. I. uhelný řez.

Příl. XI

1. Roje klastických žil podél I. a II. uhelného řezu;
2. Klastické žíly 1. typu a brekcie v roztrhané sloji nad podsunutým tělesem nadložních jílovců. I. uhelný řez.

Příl. XII

- 1,2. Zóny s uhelnou brekcií při bázi vysunuté kry uhelné sloje. Ve spodní části horního snímku vystupuje podsunuté těleso nadložních jílovců. III. uhelný řez.

Všechna foto S. Hurník

Кластические дайки в буроугольном пласте около г. Мост в Северочешском бассейне

В буроугольном пласте Северочешского бассейна в карьере Мост в последние годы обнаруживаются кластические дайки с выполнением, сложенным аргиллитами. Их распространение связано с обширной синседиментационной деформацией главного пласта. В течение этой деформации была приподнята часть пласта и под нее из висячего бока вдавились глинистые отложения. Из подстилающего тела пелитов глинистый материал затем выжимался в трещины разрушенных частей пласта в виде даек, следовательно, чаще всего снизу вверх, а лишь в единичных случаях глины проникали прямо сверху из висячего бока. Кластические дайки образовались преимущественно в связи с окончательным сформированием синседиментационной деформации угольного пласта, а в некоторых случаях — лишь только после перекрытия всей деформационной структуры более мощной кровлей, в течение продолжающегося диагенеза горного массива. Так как обширная деформация продуктивных отложений сравнивается со структурами грязевых островов, образование здешних кластических даек связывается исключительно с экзогенными факторами. В связи с изменчивостью их форм было различено шесть типов. На основании вторичных изменений и формировании даек обсуждается степень диагенеза отложений в течение деформации. Некромасса пласта слежалась до времени образования кластических даек больше, чем до $\frac{2}{3}$ общего уплотнения.

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

45 46

Vydal Ústřední ústav geologický
v Akademii, nakladatelství Československé akademie věd
Praha 1990

Vědecký redaktor: RNDr. Zdeněk Kukul, CSc.

Obálku navrhl Miloslav Cihelka **[D]**

Odpovědná redaktorka: Vlasta Čechová

Překlady: T. Hlavatá, G. Buberlová, A. Kříž, Z. Kukul, M. Štulíková

Technická redaktorka: Magdaléna Sokolová

Vydání I. — 152 stran (33 obr.), 28 křídových příloh, 1 skládaná příloha

Vytiskly Moravské tiskařské závody, n. p., Olomouc, závod 30, Zlín

1254-90

12,55 AA — 12,76 VA

Náklad 850 výtisků — 03/9 — 9453 — 21-049-90

Cena brožovaného výtisku Kčs 23,—

509/827