

Sedimentologie svrchní křídy v králickém příkopu

Sedimentology of the Upper Cretaceous in the Králicky Graben (NE Bohemia)

Jaroslav Valečka¹

Předloženo 15. listopadu 1985

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

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

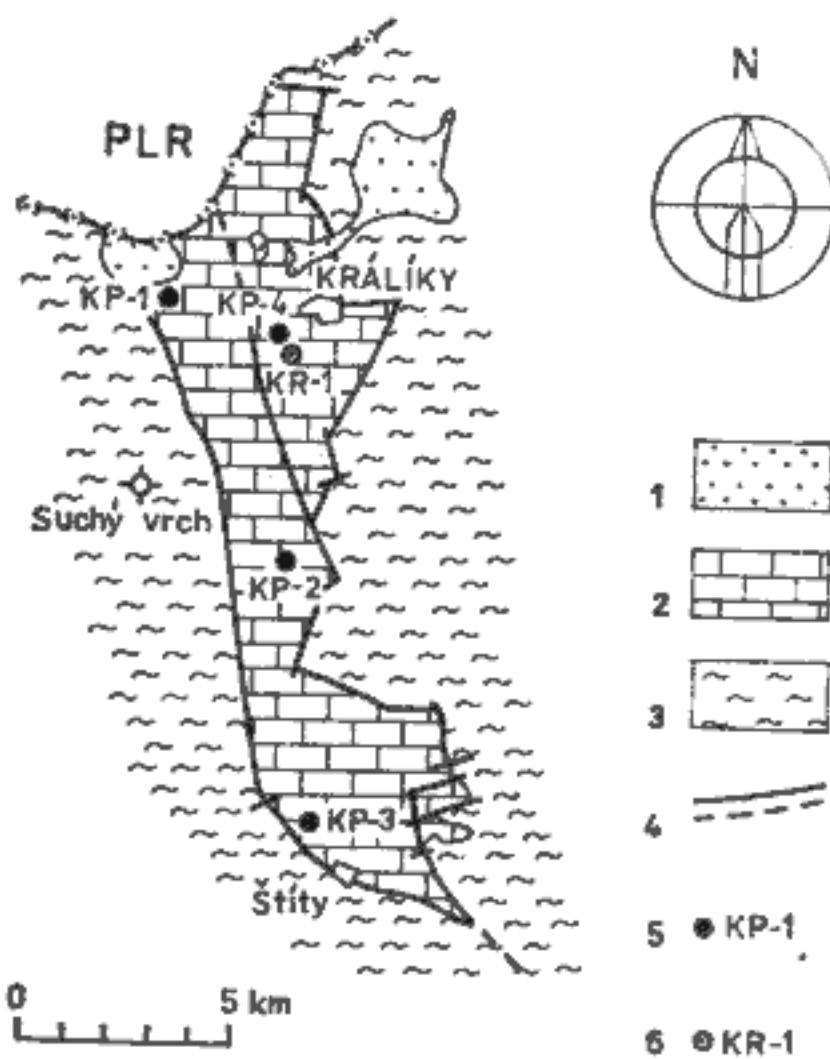
¹ Ústřední ústav geologický, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha 1

Úvod

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

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

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



1. Geologická situace a lokalizace vrtů v králickém příkopu
1 — terciér (jíly a písky s polohami štěrků); 2 — svrchní křída; 3 — krystalinikum orlicko-kladské klenby; 4 — zlomy; 5 — vrty Stavební geologie, n. p., Praha; 6 — vrt Jáchymovských dolů, n. p. (geologická situace upravena podle Geologické mapy ČSSR 1 : 200 000, listy M-33-XVII Náchod, Praha 1961 a M-33-XXIII Česká Třebová, Praha 1982)

Získaný dokumentační materiál byl petrograficky vyhodnocen. Bylo zpracováno 185 výbrusů doplněných o stanovení karbonátů Ca, Mg, Fe, u pelitických sedimentů o rentgenografické analýzy (Guinierova fokusační metoda); u pelitů rohateckých vrstev byly orientačně stanoveny obsahy volného a vázaného SiO₂, u psamitů březenského souvrství bylo určeno složení asociace TM (M. Fassová z ÚÚG).

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

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

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

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

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

Nálezy makrofauny zpracoval Čech (v tisku), asociace foraminifer vyhodnotila Hercogová (1985). V této práci proto uvádíme jen druhy významné pro stratifikaci, jak je určili zmínění autoři.

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

Při členění svrchnokřídového profilu je užito litostatigrafického členění Čecha et al. (1980) z těchto důvodů:

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

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

Litologie a stratigrafie svrchnokřídového profilu

Litologicky jsou ve svrchnokřídovém profilu dobře rozlišitelné litostatigrafické jednotky Čecha et al. (1980). Pouze bělohorské a jizerské souvrství jsou litologicky i mikrofaciálně značně sblížené a k určení

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

Korycanské vrstvy

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

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

Laminované jemnozrnné pískovce obsahují kolem 15—20 % CaCO_3 (zrna kalcitu rozptýlená v matrix, místy souvislejší sparitová mozaika, vyplňující prostor mezi zrny). Ve stabilní složce výrazně převládá křemen (kolem 55 %), akcesorické jsou kvarcity, živcové či muskovitické, někdy i s biotitem (tab. 1). Zrna křemene v písčité až hruběji prachové frakci jsou angulární až subangulární (ca 90 %), méně suboválná (ca 10 %), vzácně oválná či dokonale oválná (1 %). Některá oválná zrna jsou rozbita. Monokrystalická zrna převládají nad polykrystalickými, zastoupenými hlavně ve frakci nad 0,25 mm. Zrna křemene, a to i monokrystalická ve frakci pod 0,25—0,30 mm, se často vyznačují vyšším koeficientem elongace — 1,7 až 4,5.

Nestabilní složku zastupují zrna živců (2—3 %, K-živce, plagioklasy, buď slabě kaolinizované nebo čerstvé) a ojedinělá zrna ortorul.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Bělohorské souvrství

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

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

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

Nad bazální polohou následují velmi pevné, šedé, šmouhované, místy silicifikované slínovce vzácně až vápnité jílovce, o průměrném obsahu 31,9 % CaCO₃ (mezní obsahy 23,2 a 40,2 %). Základní hmota slínovců je směsí jílovité složky a mikritu. Byla v ní zjištěna i malá příměs dolomitu, z jílových minerálů vždy illit, vzácně kaolinit. Siltovou terrigenní frakci zastupuje hlavně subangulární až angulární křemen; živce (relativně čerstvý K-živec a plagioklasy) i muskovit jsou akcesorické (tab. 1). V ojedinělé poloze (KP-3, hl. 395,50 m) stoupá obsah klastického křemene na 20 %.

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

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

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

Podle velikosti, morfologie, dobře vyvinutých osních kanálků reprezentuje většina jehlic megaskléry silicispongii (Pokorný 1954, Laubefels 1955, Špinar 1960, Hartman - Wendt - Wiedemann 1980). Kromě jednotlivých jehlic se vyskytuje i fragmenty kostek hexactinellidních hub. Ke silicispongiím lze přiřadit vzácné triradiální jehlice (triaktiny), může k nim náležet i část řezů s hladkým povrchem, bez osních kanálků (fragmenty monaxonu či triakinu?).

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

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

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

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

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

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

Jizerské souvrství

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

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

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

lák se slínovce ukládají místy na biomikritické vápence (vrt KR-1, Soukup 1965), místy na krystalinikum (vrt KP-4, příl. 1). Petrograficky jsou velmi podobné slínovcům bělohorského souvrství, od nichž se makroskopicky odlišují jen homogenní texturou. Mikroskopicky byl zjištěn nižší průměrný obsah klastického křemene a jehlic hub, nižší je i průměrný obsah CaCO_3 (tab. 1). Složení jílovité složky je variabilní. Na bázi byly identifikovány illit, kaolinit i montmorillonit, výše pouze illit, který v nejvyšší části chybí a objevuje se kaolinit s příměsí montmorillonitu. Hodnota průměrného obsahu jehlic hub v celém souvrství (tab. 1) však zakrývá rozdíly mezi spodní a svrchní částí. Ve spodní části je obsah jehlic hub relativně nízký — v průměru 4,3 %. Ve svrchní části, s četnými glaukonitickými horizonty (příl. 1) je průměrný obsah vyšší — 11,8 %, v glaukonitických horizontech je ještě mírně zvýšený (tab. 1). Procento foraminifer kolísá jen v malém rozsahu.

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

Bloturbační textury jsou stejné jako v bělohorském souvrství.

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

Teplické souvrství

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

Nad bazálním horizontem následují měkké, šedé až sytě šedé, vápnité jílovce až slínovce, s obsahy CaCO_3 od 11,25 do 33,07 %, v průměru 18,6 % (tab. 1). Od sedimentů jizerského a bělohorského souvrství se odlišují především výrazným snížením obsahu jehlic hub v biofázi. Jehlice jsou jen akcesorické (<1 %). Spikulitová mikrofacie není zastoupena, vyjma ojedinělé polohy ve vrutu KP-3 (hl. 278,5 m, 5 % jehlic), častá je mikrofacie foraminiferová. Obsah dalších složek se snižuje jen mírně (tab. 1). Celkově je v teplickém souvrství vůči podložným slínovcům

Tabulka 1

Distribuce základních komponent

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

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

podstatně snížený podíl biofáze na složení horniny (4—6 %, resp. 20—22 %). To spolu s nižším obsahem CaCO₃ a vymízením projevů silicifikace snižuje pevnost horniny i ovlivňuje její homogenní texturu. Obsah jílových minerálů na bázi souvrství koresponduje s nejvyšší částí jizerského souvrství (kaolinit s příměsí montmorillonitu), výše byl vždy určen illit s kaolinitem.

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

Tabulka 1

ve svrchnokřídové sekvenci (obsahy udány v procentech)

glaukonit	jehlice hub	foraminifery	echinodermata	molluska	ostracoda	bryozoa	rasy	neurčitelné biogenní částice	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃
<1	<1	<1	<1	<1	—	—	—	<1	12,0*	neanalyzováno	neanalyzováno
<1	<1	1,7	1	<1	<1	—	—	<1	7,13 (31)	1,16 (31)	4,90 (31)
<1	<1	2,75	0,5	<1	<1	—	—	<1	16,53 (13)	1,32 (13)	2,56 (13)
0,37	1-<1	2,1	0,7	<1	<1	—	—	~1	16,2 (27)	2,04 (27)	2,23 (27)
12,8	14,1	3,6	1,2	<1	<1	—	—	~4	23,4 (6)	2,09 (2)	0,37 (2)
0,7	7,8	3,5	2,1	<1	<1	—	—	~3	23,65 (64)	1,78 (64)	1,66 (64)
1,2	10,7	4,9	2,0	<1	<1	<1	—	~2—3	31,90 (20)	1,36 (20)	1,01 (15)
10	—	<1	—	<1	—	—	—	<1	15—20 %*	neanalyzováno	neanalyzováno
3	<1 ?	3	1	<1	<1	—	<1	2	65,0*	neanalyzováno	neanalyzováno

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

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

Zřetelné bioturbační textury nebyly identifikovány.

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

Rohatecké vrstvy

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

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

Mezi tvrdými a měkkými polohami jílovců nebyly zjištěny rozdíly v obsahu klastického křemene, biofáze a jiných složek. Rovněž obsahy karbonátů jsou prakticky shodné (tab. 1). Orientační analýzy prokázaly vyšší průměrný obsah volného SiO₂ v tvrdých polohách (v průměru 29,2 %, max. 33,3 %, v měkkých polohách 17,4 %, max. 20,0 %). Tvrde polohy jsou zřejmě silněji silicifikovány, stejně jako jinde v české křídové pánvi (Slavík 1965, Klein - Hercogová - Rejchert 1982, Valečka - Slavík 1985). Ve výbrusech je však silicifikace zřetelná jen v komůrkách foraminifer. Bez speciálního výzkumu nelze zatím říci, do jaké míry se na obsahu volného SiO₂ podílí autigenní křemen a jaký podíl může tvořit klastický křemen, příp. i křemité skeletální částice ve velmi jemné, submikroskopické frakci.

Četné nálezy inoceramu řadí rohatecké vrstvy do spodního coniaku (*Inoceramus waltersdorffensis waltersdorffensis* ve vrtu KP-4 v hl. 83,80 a 66,80 m a *Inoceramus waltersdorffensis* ve vrtu KP-2 v hl. 582,30 m, Ino-

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

Březenské souvrství

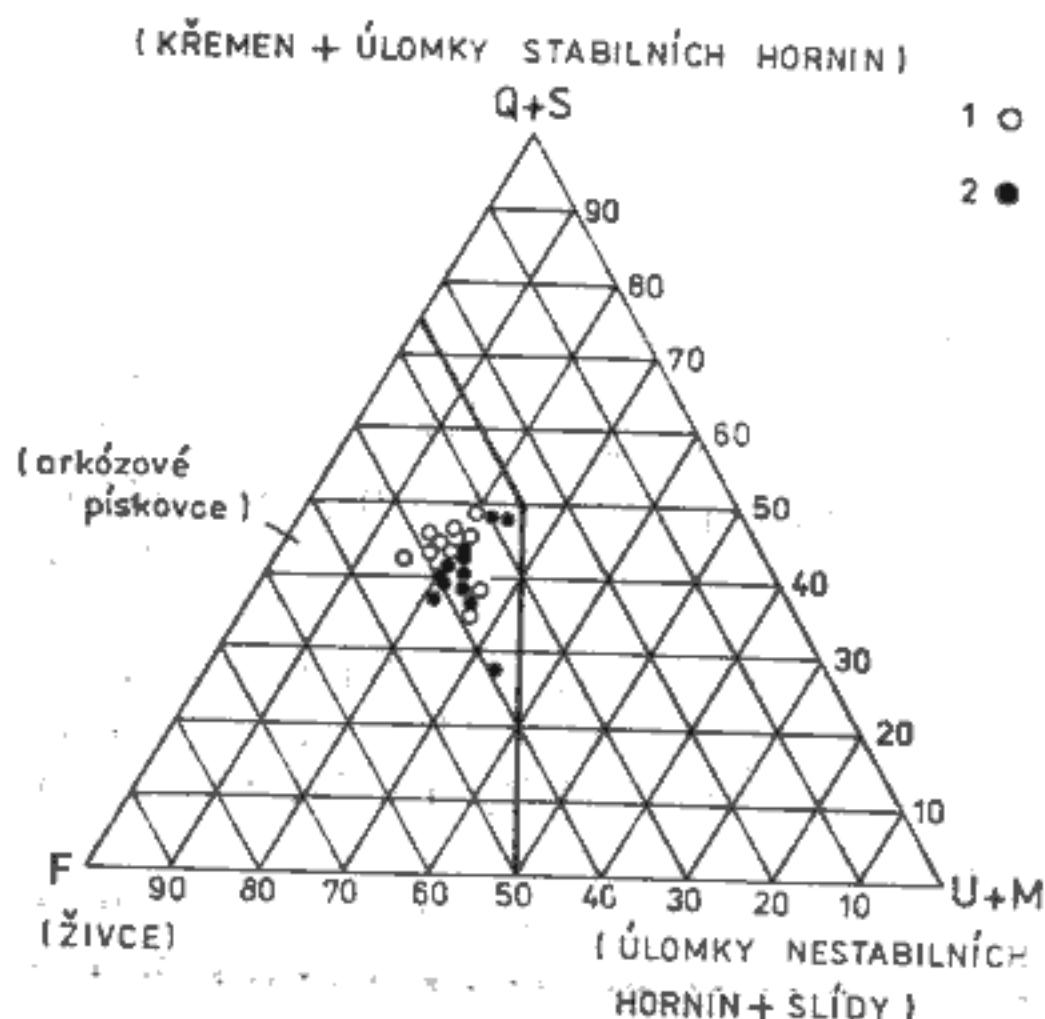
Nejmladší zachovaná jednotka v králickém příkopu dosahuje přes částečnou denudaci mocností, které patří k největším v české křídové pánvi. Největší — pravou — mocnost ověřil vrt KP-1 — 468,30 m. Mocnost ve vrtu KP-2 (553,50 m) je nepravá (úklon vrstev 30—35°), skutečná dosahuje asi 450—470 m. Vrty KP-3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

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

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

Většina vložek pískovců obsahuje kalciumkarbonát, jehož obsah silně kolísá, od 45 % do <1—1 %. Kalciumkarbonát ve formě sparitického tmelu (zrna o velikosti až kolem 0,5 mm) zatlačuje matrix a korduje zrna křemene i živců. Při vyšších obsazích vzniká poikiloklastická struktura. U některých vložek je kalciumkarbonát přítomen jen v jejich horní části. Hranice mezi kalcifikovanou a nekalcifikovanou částí vložky je difúzní či ostrá a nepravidelná. Kalciumkarbonát proto považujeme za sekundární cement, jehož zdrojem byly okolní jílovce s primárním obsahem CaCO₃. Při vyšších obsazích CaCO₃ je nápadné snížení obsahu živců, ve srovnání se slabě vápnitými polohami. Kalciumkarbonát tedy zatlačil kromě matrix i část živců. Pro analýzu petrografického složení byly proto brány v úvahu jen polohy pískovců s obsahem CaCO₃ pod 10 %. Pískovce obsahují méně než 10—15 % primární matrix (jílu + jemné siltové frakce) a pro jejich klasifikaci bylo užito klasifikačního diagramu Pettijohna, Pottera a Sievera (1972, str. 158). Všechny analýzy spadají do pole arkózových pískovců. Rozdíly mezi složením pískov-

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



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

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

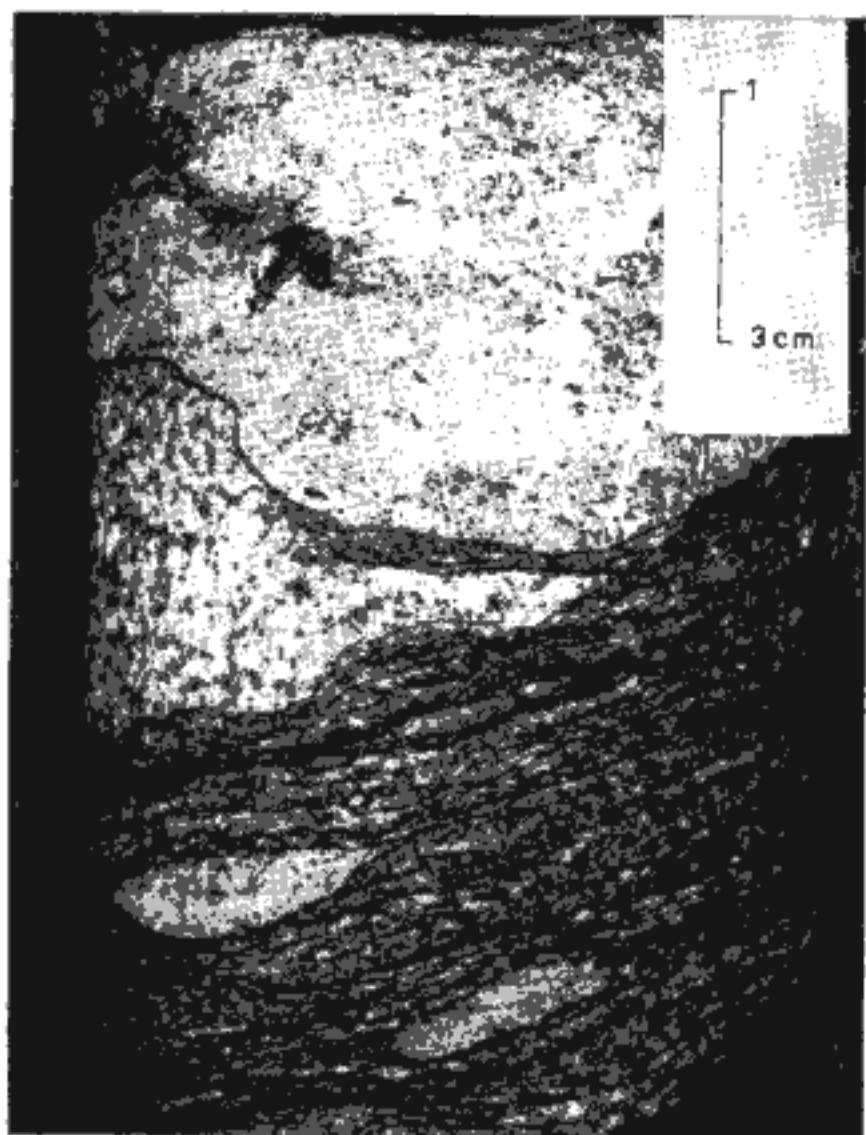
Ve stabilní složce výrazně převládá křemen, akcesoricky se vyskytuje zrna kvarcitů a silicitu. Zrna křemene jsou převážně monokrystalická, bez undulózního zhášení. Polykrystalická zrna tvoří 10–15 % zrn. Převládají angulární a subangulární zrna (80–90 %), následují velmi angulární (5–15 %) a suboválná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

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

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

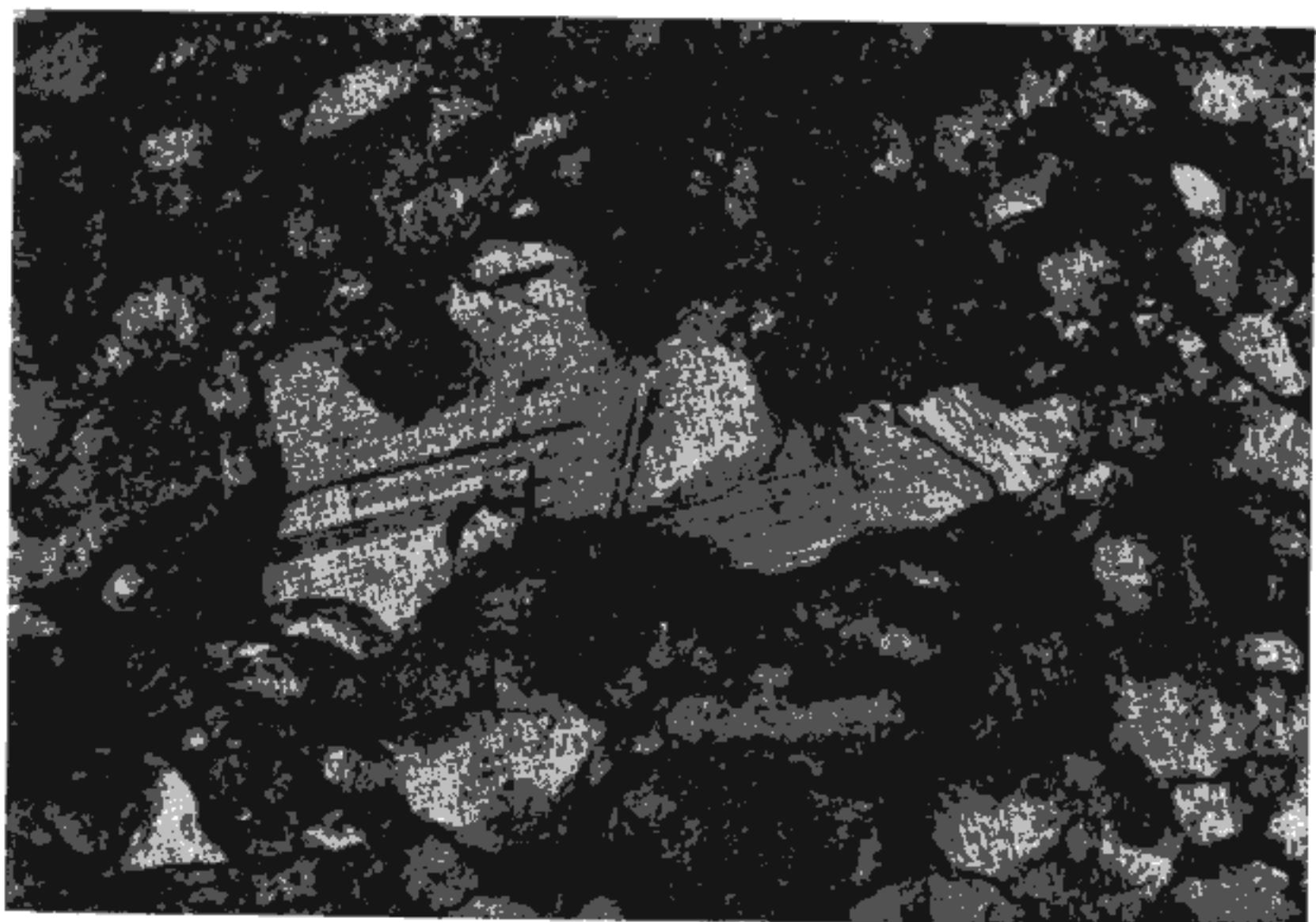
1. Nepravidelné čočky sparitického kalcitu v laminovaném jemnozrnném pískovci. Vznik čoček umožnila separace terigenní a karbonátové složky při sedimentaci. Korycanské vrstvy. Vrt KP-3 Štíty, 424,0 m, měřítko v cm

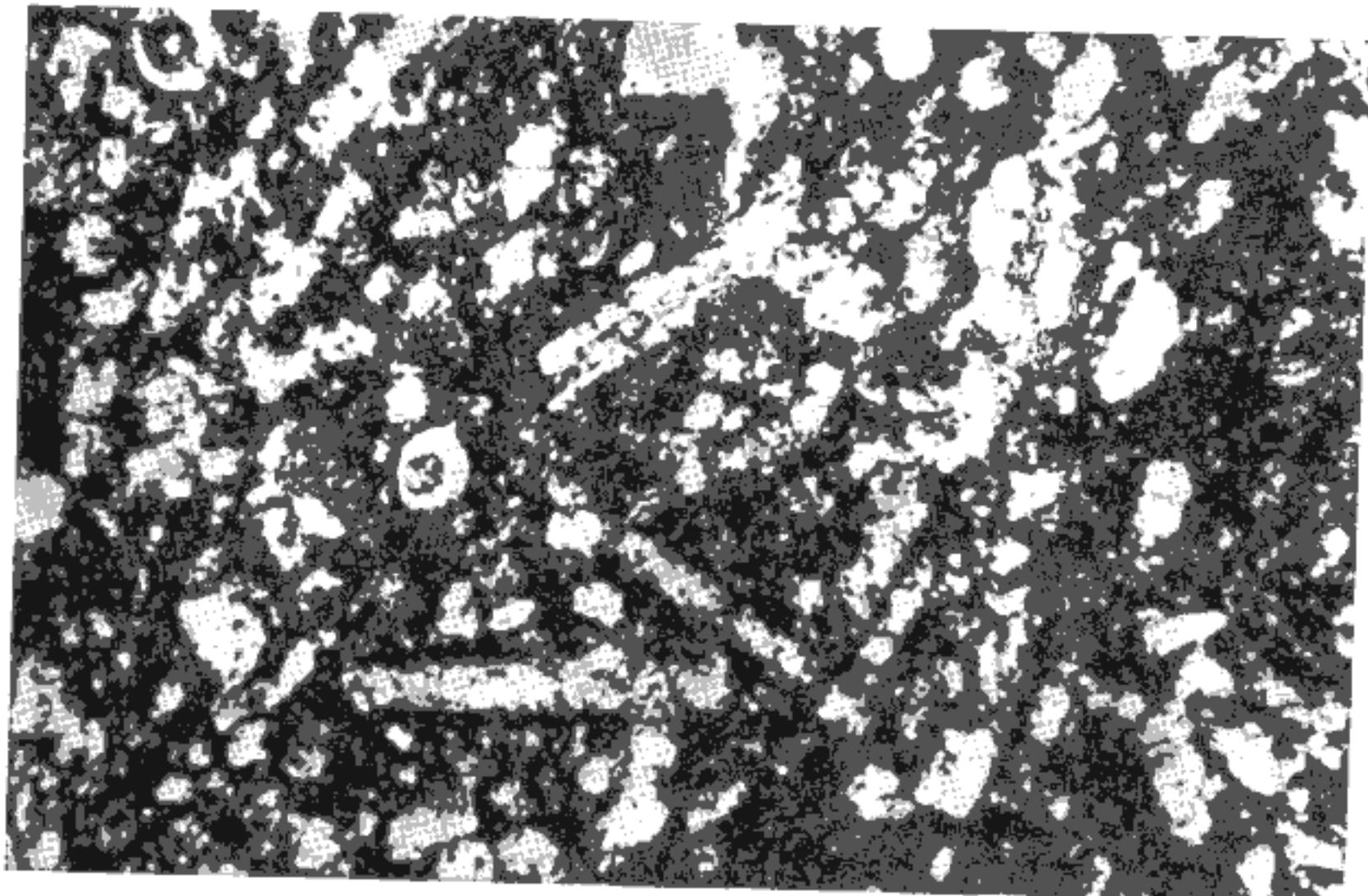
Foto ÚÚG — V. Skala



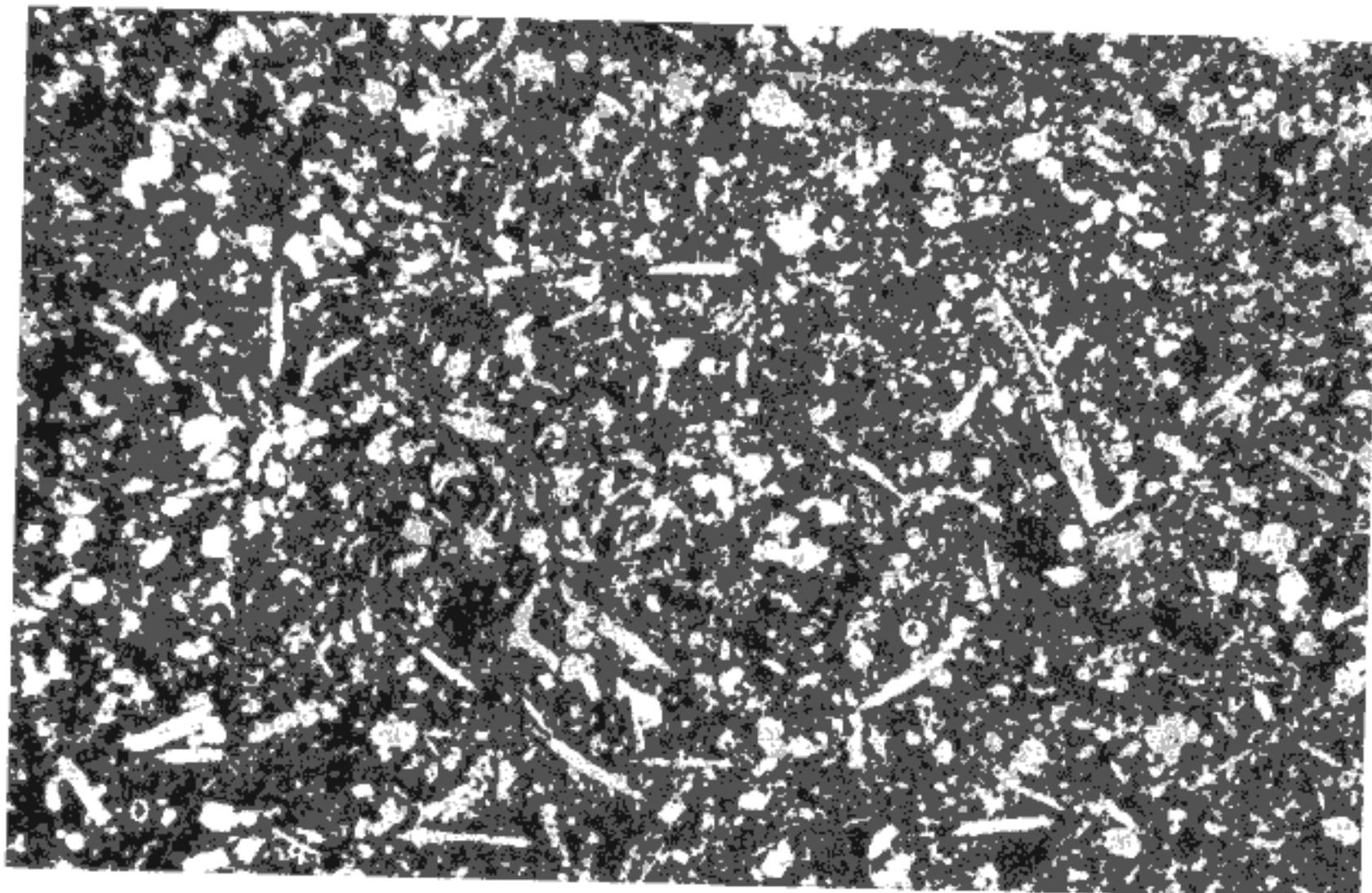
2. Fragment kalcifikované jehlice — desmy uložené spolu s drobnými skeletálními částicemi a zrnky klastického křemene v silnité matrix. Bělohorské souvrství. Vrt KP-1 Boříkovice 725,8 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 195

Foto ÚÚG — K. Navrátilová





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



2. Spikulitová mikrofacie dle II/1 v jizerském souvrství dokládá obdobnou mikrofa-

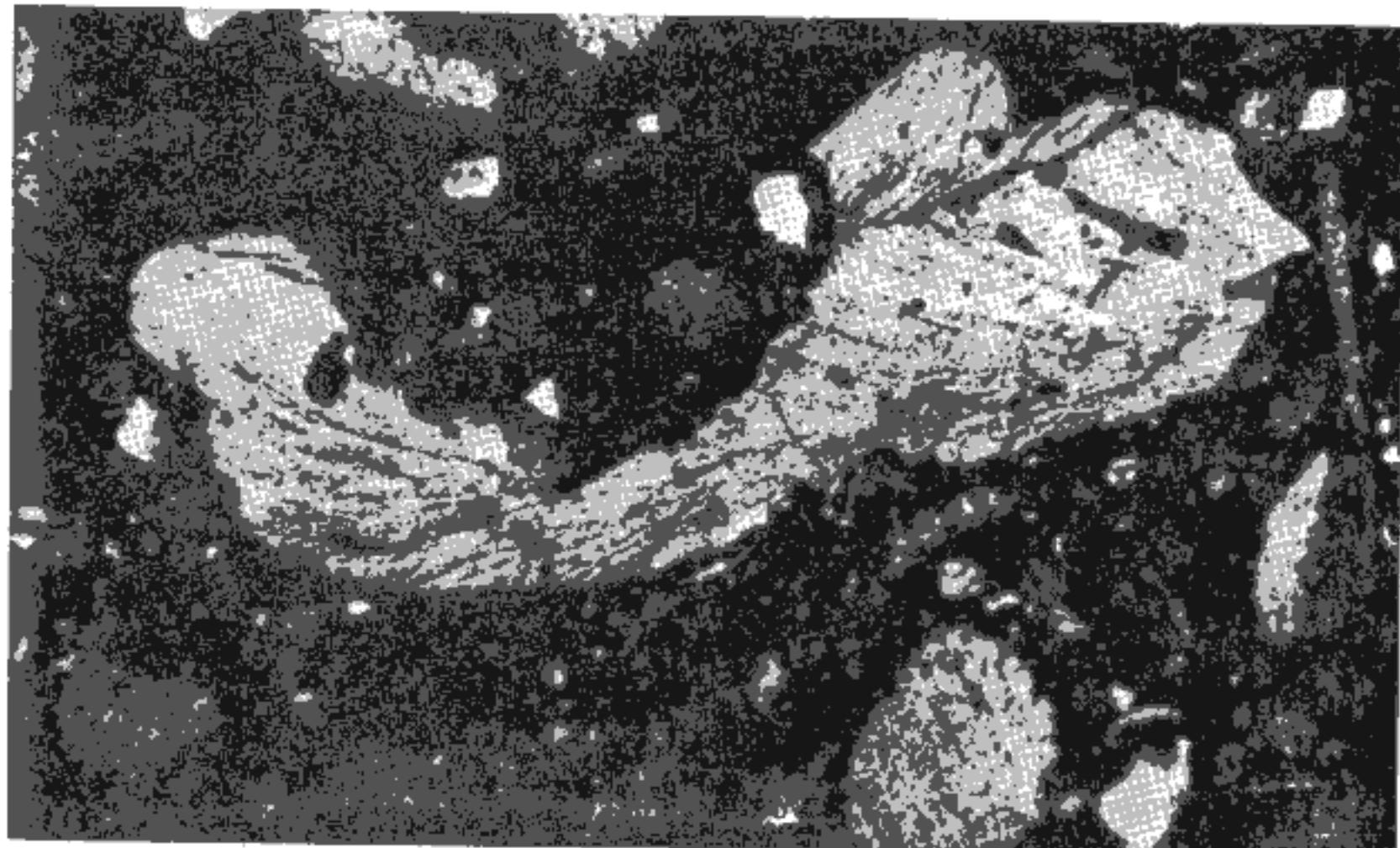
-ciální vývoj bělohorského a jizerského souvrství. Jizerské souvrství. Vrt KP-4 Králi-

ky, 173,1 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 42

Foto ÚUG — K. Navrátilová

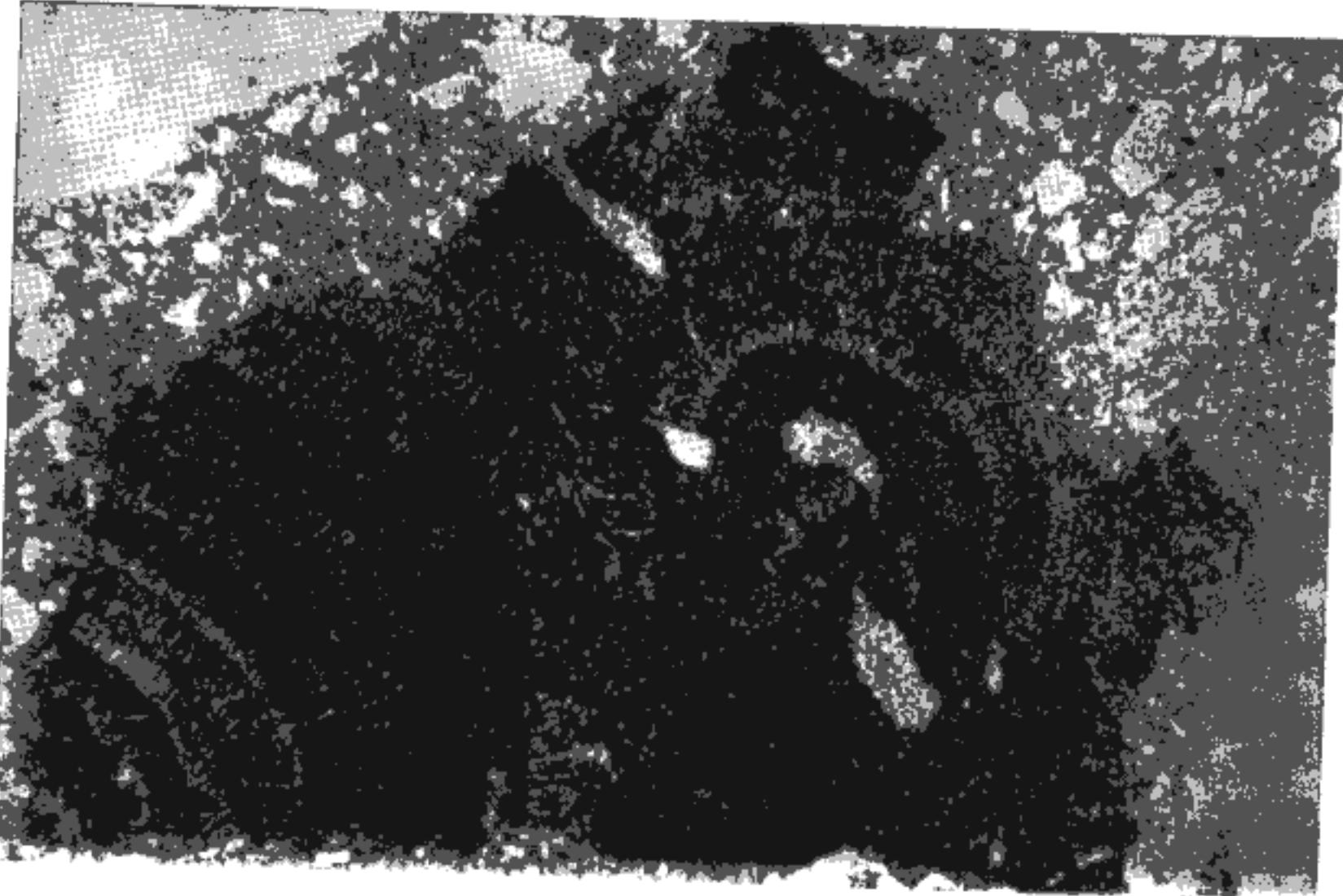


1 Biomikritický vápenec. Velké, netříděné fragmenty schránek (hlavně *Ostrea* sp.) plavou spolu se žrny křemene v mikritické matrix. Tento vápenec vyplňuje drobné „kapsy“ v podložném rulovém reliéfu v j. okoli Králík. Jizerské souvrství. Vrt KP-4 Králíky, 209,5 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 33,75



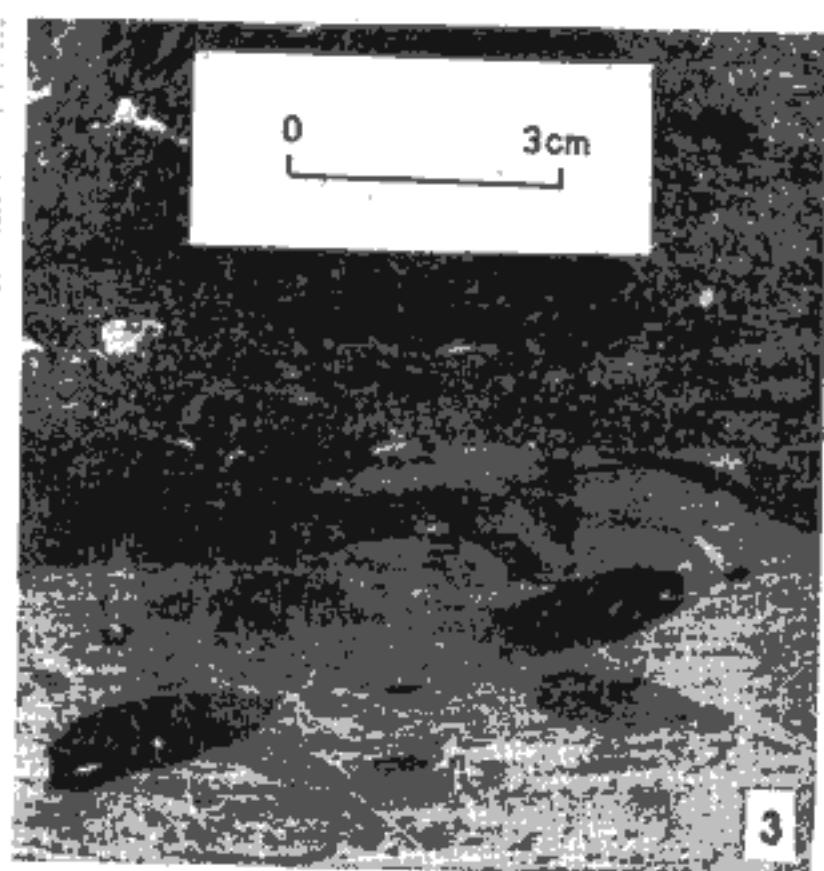
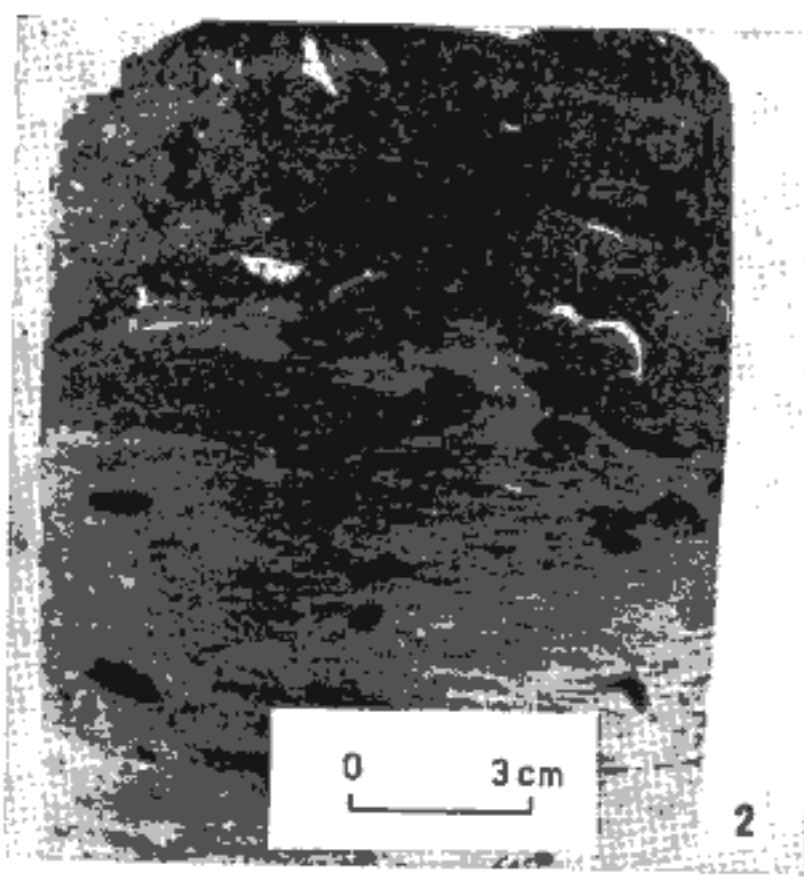
2 Velký fragment schránky mlže (*Ostrea*?). Nepravidelné tmavé skvrny uvnitř fragmentu interpretujeme jako stopy po vrtavé činnosti řas. Biomikritický vápenec. Jizerské souvrství. Vrt KP-4 Králíky, 209,5 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 57,75

Foto ÚUG — K. Navrátilová



1. Biomikritický vápenec obsahuje řídké i velké úlomky červených řas. Jizerské souvrství. Vrt KP-4 Králiky, 209,5 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 57,75

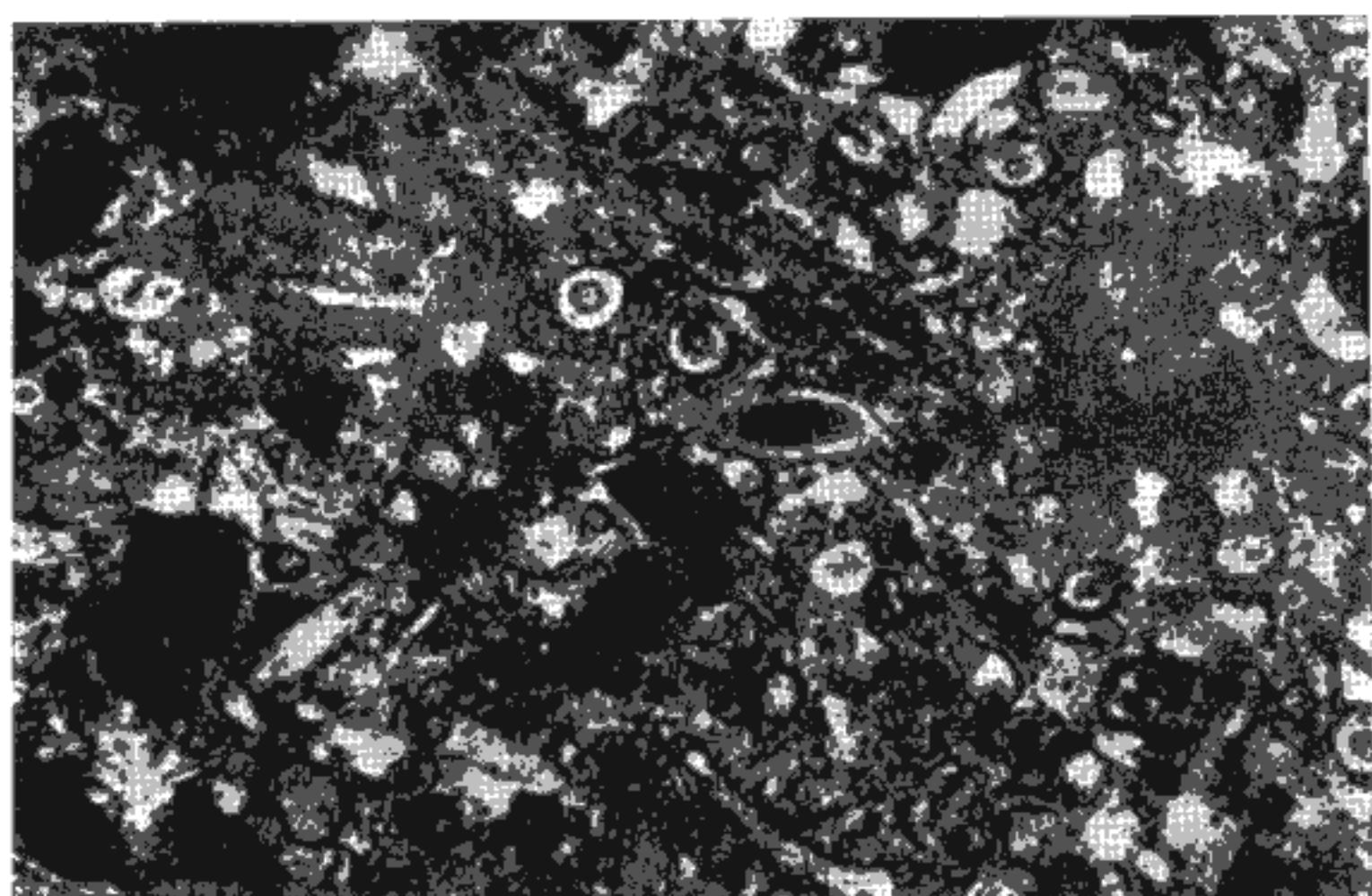
Foto ÚUG — K. Navrátilová



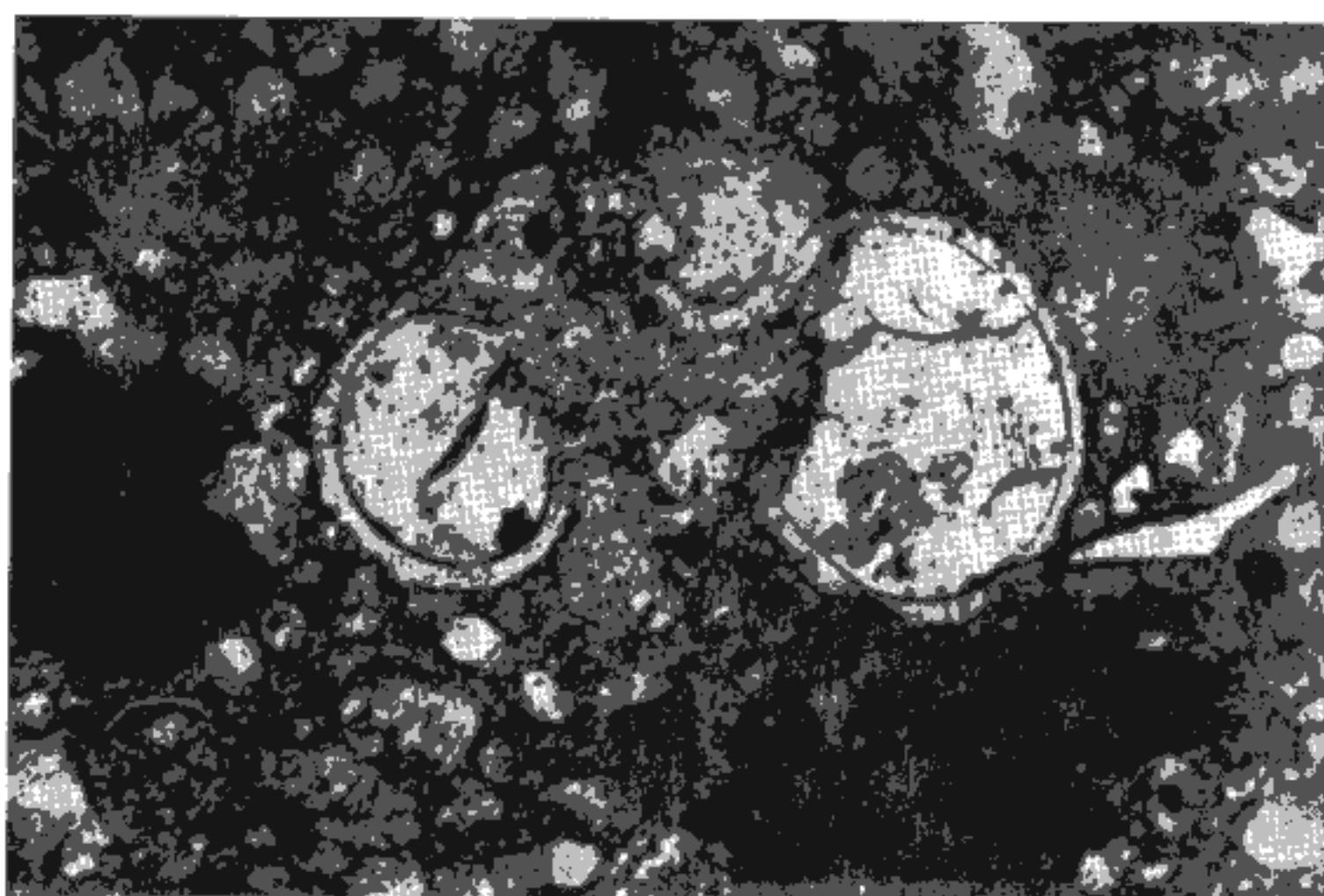
2. Glaukonitický horizont nad hiátovou plochou (příp. pevným dnem). Reliéf hiátové plochy byl ovlivněn intenzivní bioturbací. Jizerské souvrství. Vrt KP-3 Štíty, 358,75 m, měřítko v cm

3. Tunelovité bioturbační textury (*Thalassinoides*) pronikající do slínovce pod hiátovou plochu byly vyplněny glaukonitickým slínovcem z nadiožního glaukonitického horizontu. Jizerské souvrství. Vrt KP-3 Štíty, 358,75 m, měřítko v cm

Foto 2, 3 ÚUG — H. Vršálová

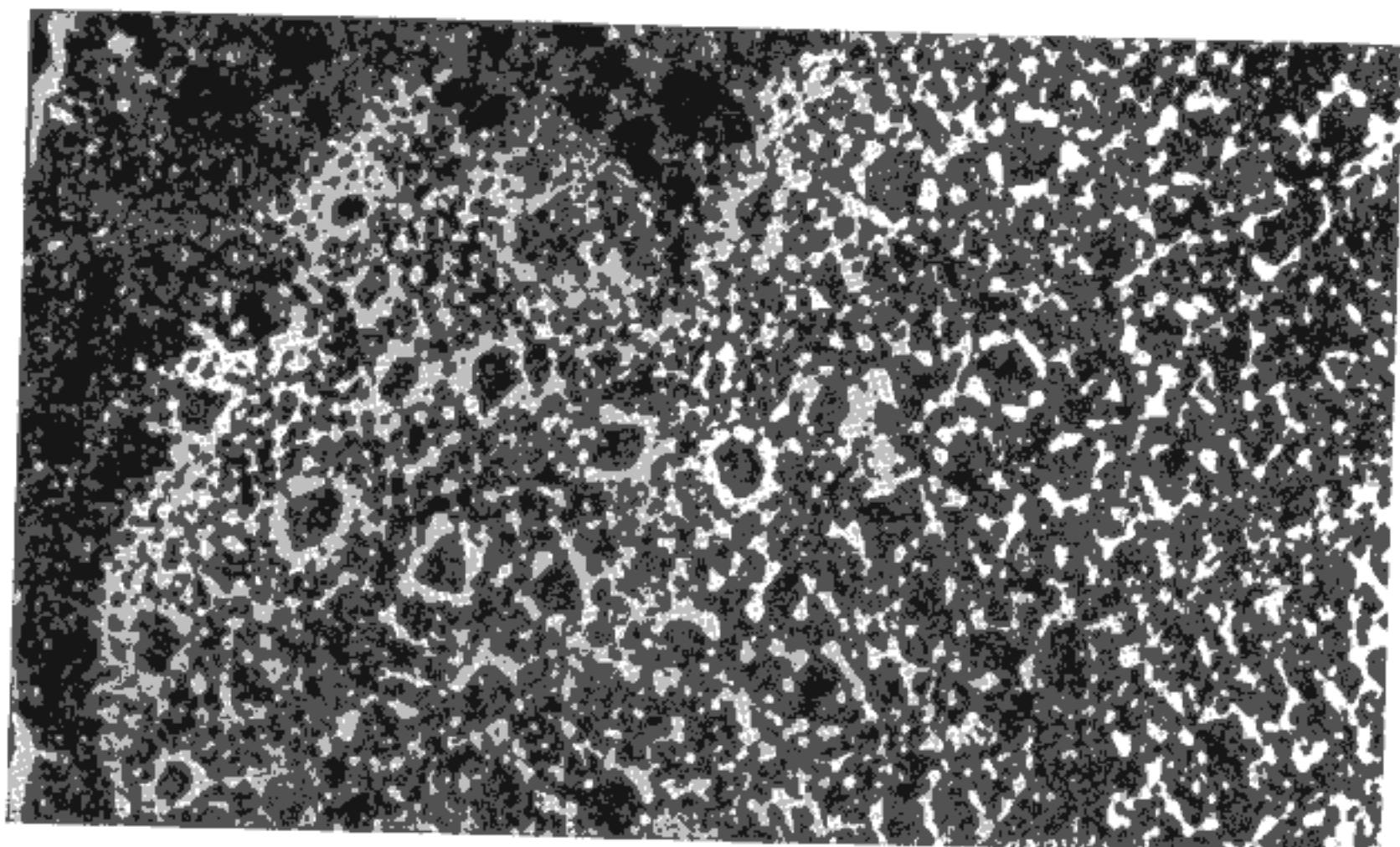


1. Glaukonitický slínovec s hojnými jehlicemi hub (spikulitová mikrofacie). Glaukonit je přítomen nejen ve formě tmavých zrn, vyplňuje i osně kanálky jehlic hub. Glaukonitický horizont. Jizerské souvrství. Vrt KP-1 Bořkovice, 832,25 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 81

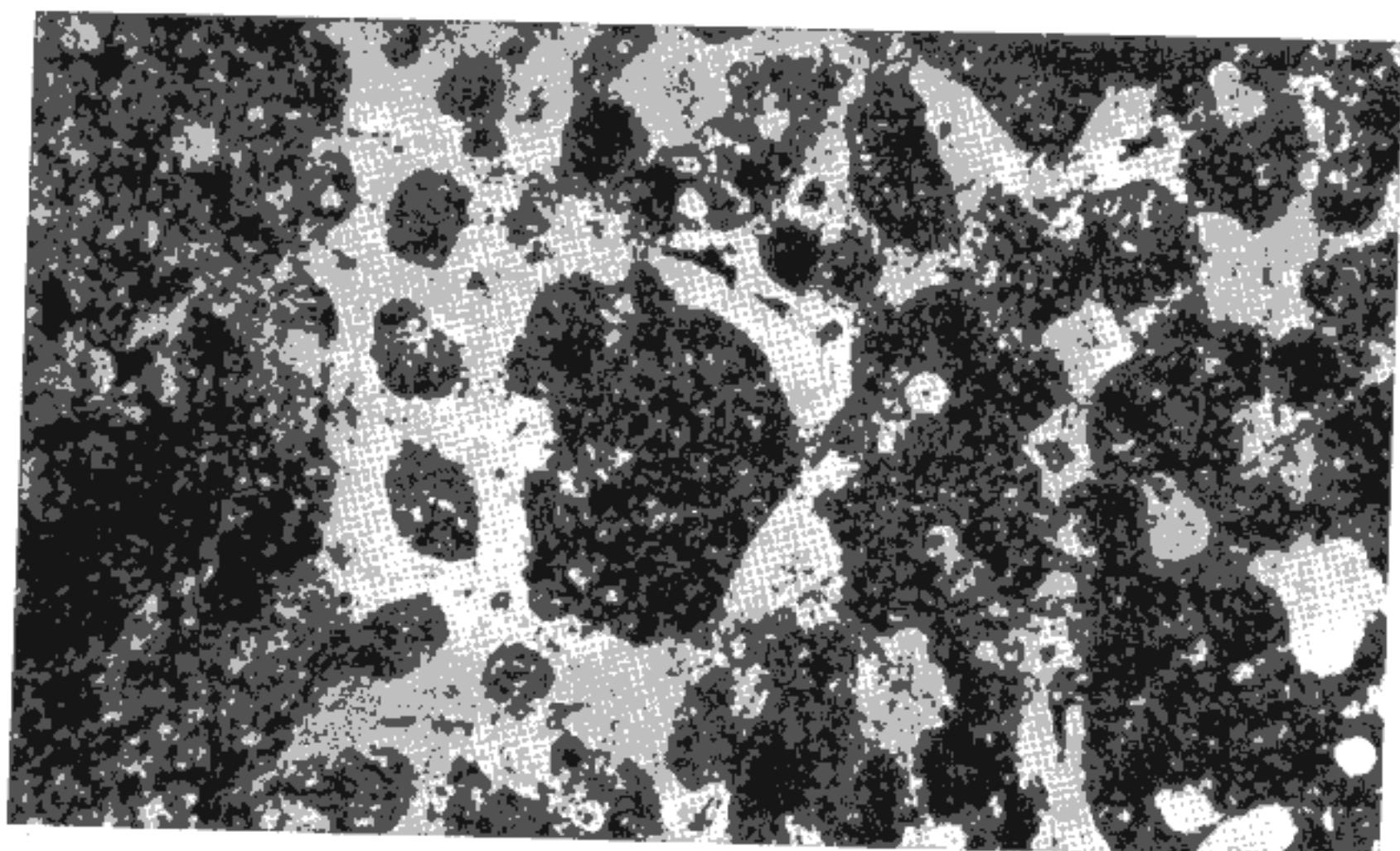


2. Součástí biofáze v slínovcích a jílovcích jsou i schránky planktonních foraminifer. Glaukonitický slínovec (glaukonitický horizont). Jizerské souvrství. Vrt KP-3 Štíty, 347,55 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 195

Foto ÚÚG — K. Navrátilová

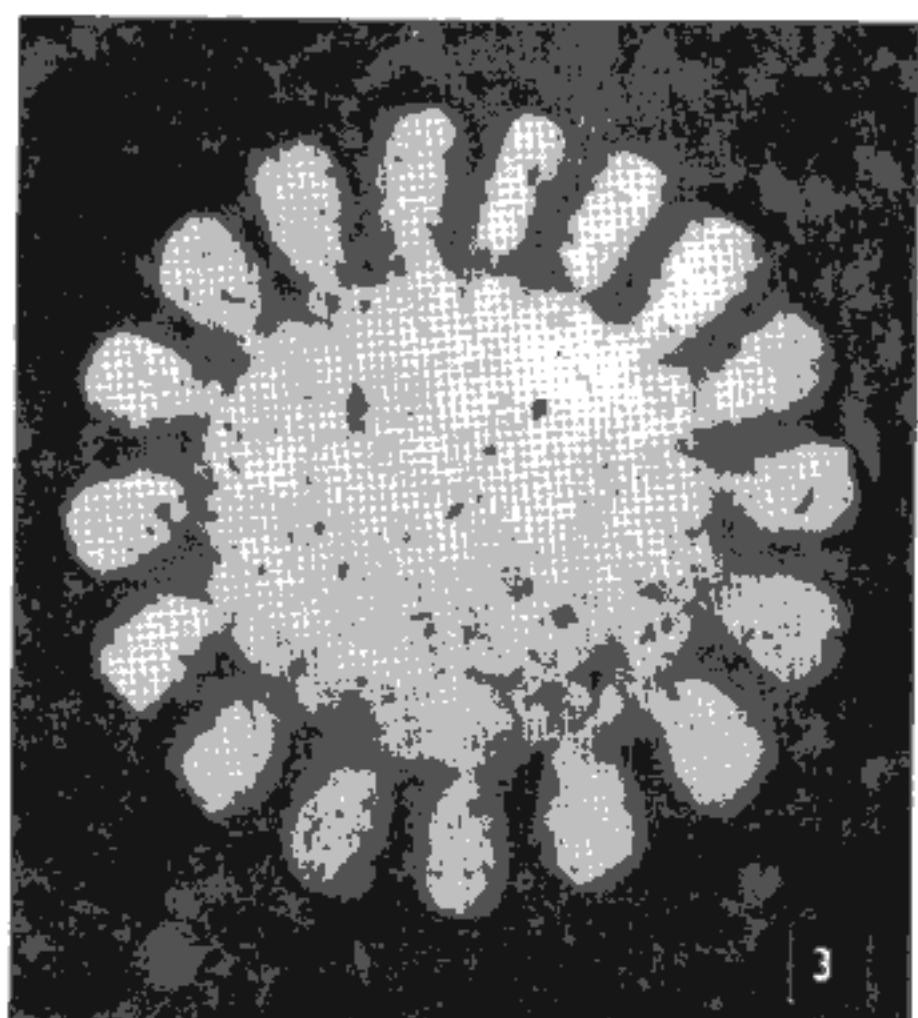
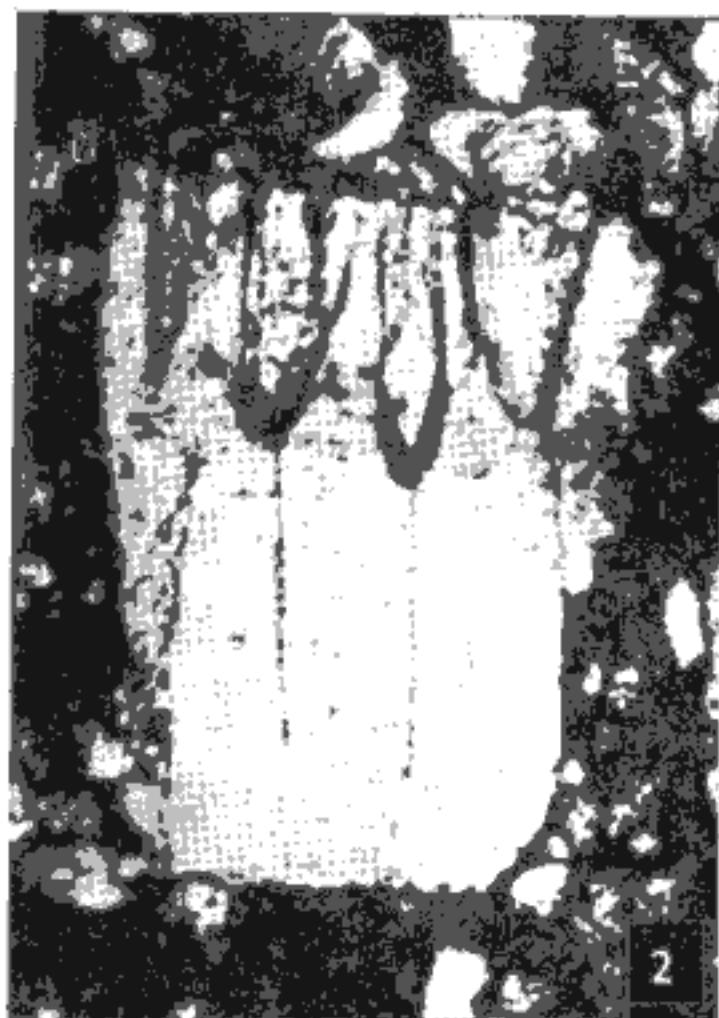
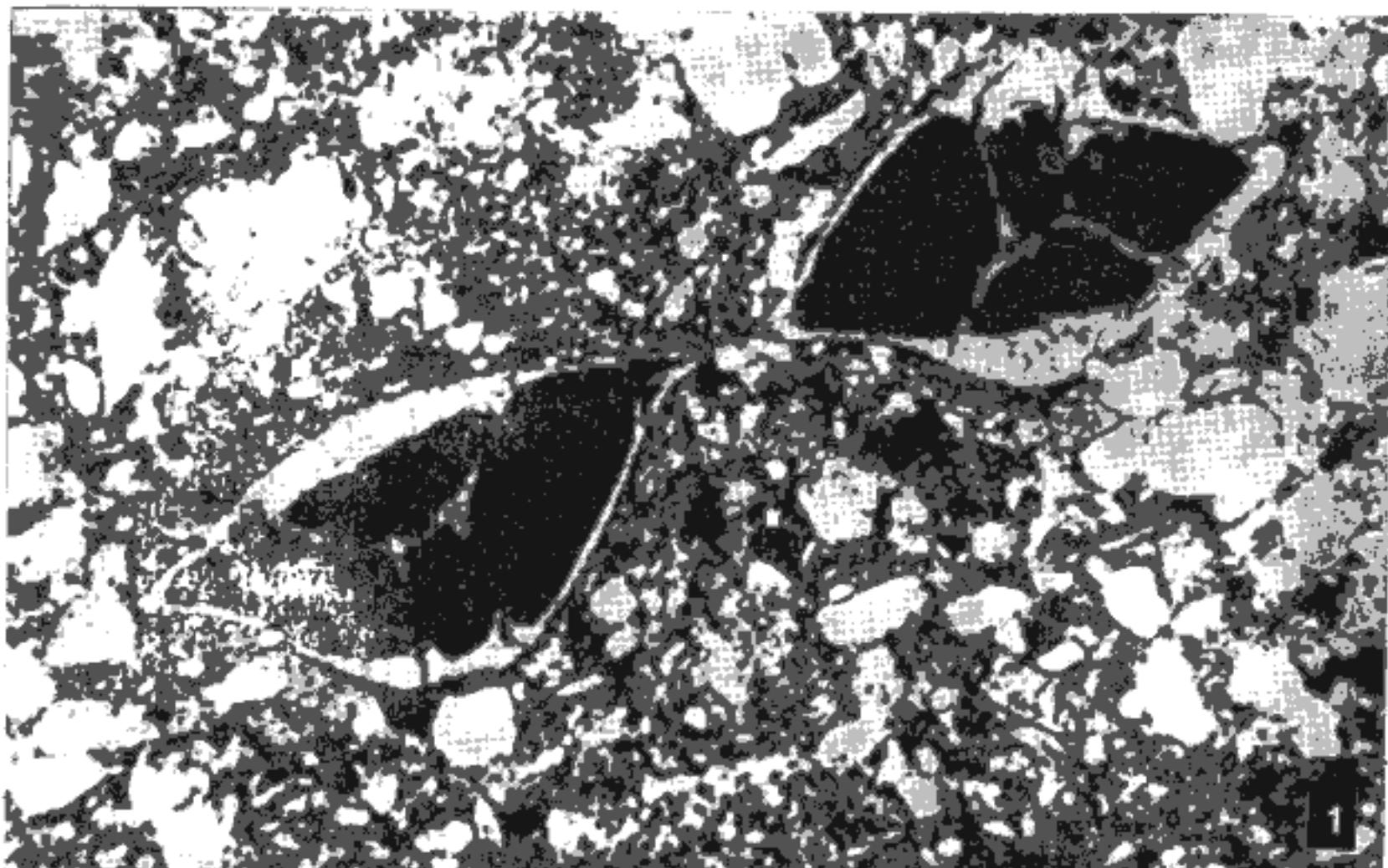


1. Rez velkým fragmentem kostry křemité houby (třída Hexactinellida); kostry se často vyskytuji v glaukonitických horizontech. Glaukonitický horizont, Jizerské souvrství. Vrt KP-1 Bořkovice, 618,1 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 17,25



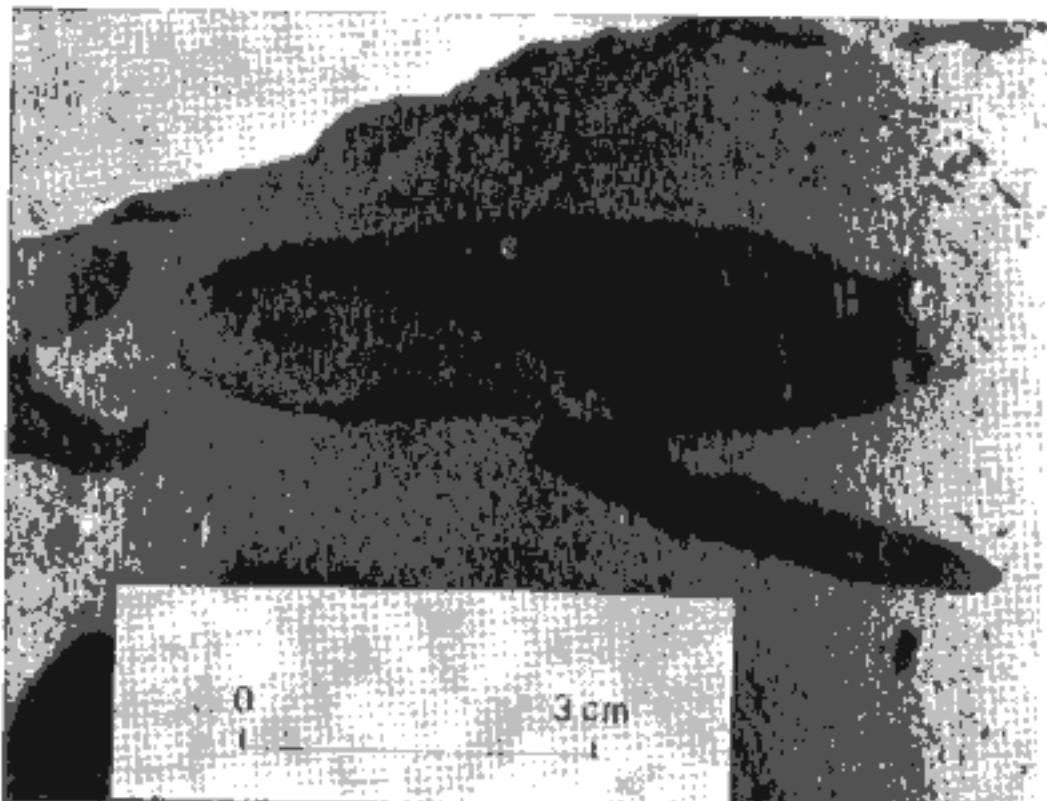
2. Na detalu z předcházejícího snímku je dobře patrné dokonalé zachování osních kanálků prostupujících kostru houby. Glaukonitický horizont, Jizerské souvrství. Vrt KP-1 Bořkovice, 618,1 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 97,5

Foto ÚÚG — K. Navrátilová

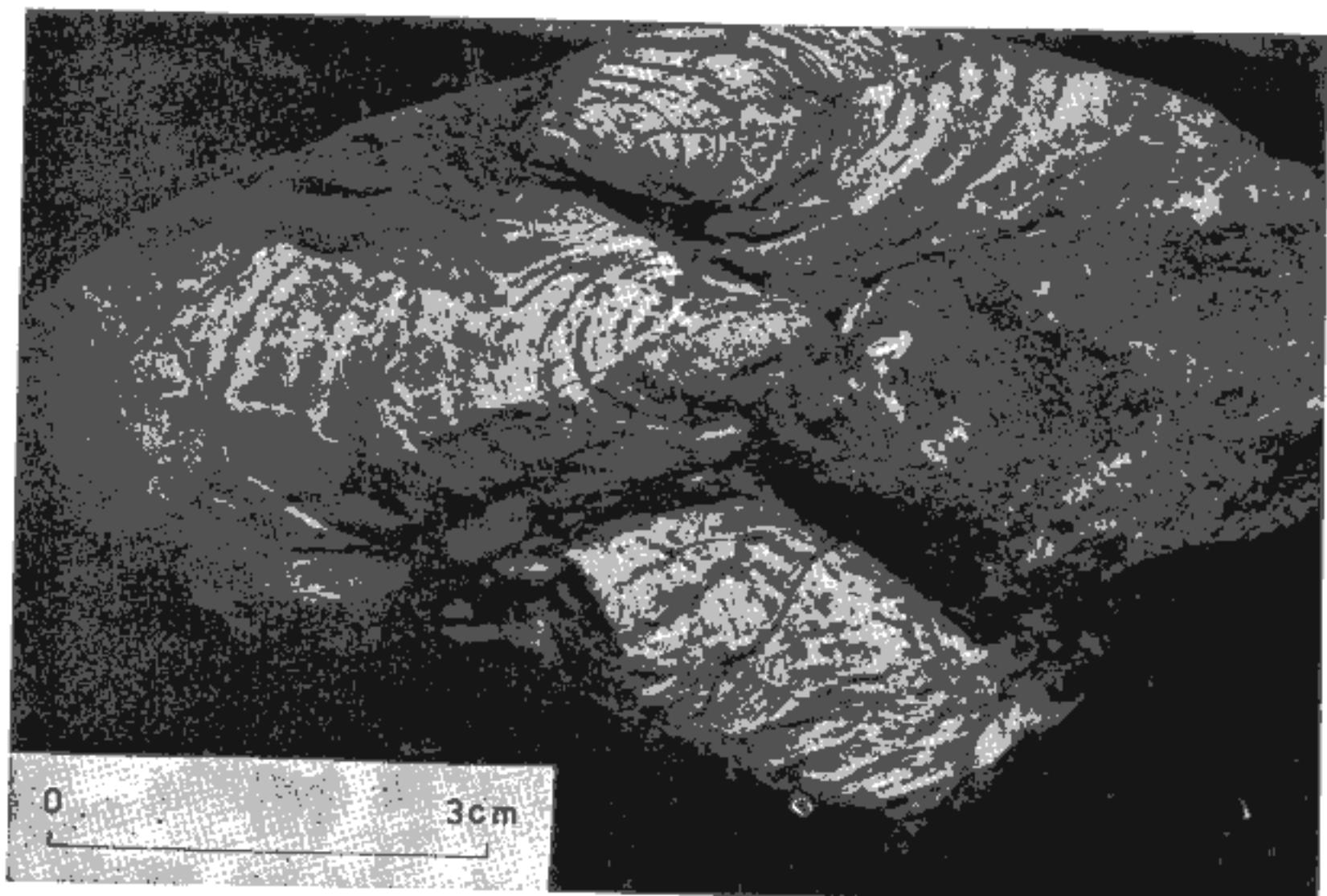


1. Ve slínovcích a jílovcích v celém svrchnokřídovém profilu jsou běžné schránky bentózních foraminifer. Na snímku řez schránkami druhu *Globorotalites?* vyplňené pyritem. Vápnitý jílovec. Teplické souvrství. Vrt KP-3 Štity, 302,5 m, výbrus, rovnoběžné nikoly, X 120
2. Přítomnost měkkýšů v biofázi ve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

Foto ÚÚG — K. Navrátilová



1. Jílovcové klasty (v tomto případě zaoblené) se často vyskytují v polohách amalgamovaných pískovců, tvořících turbiditní sekvenci ve flyšoidní facii březenského souvrství. Vrt KP-3 Štíty, 187,0 m, měřítko v cm
Foto ÚÚG — H. Vršalová

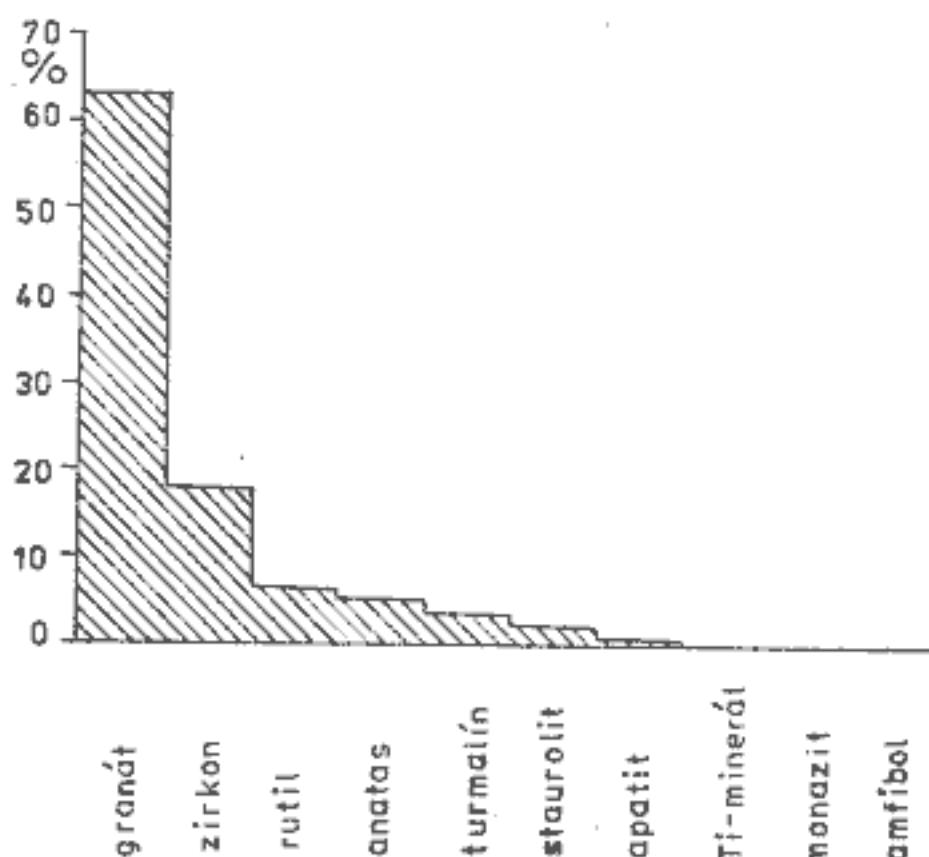


2. *Mytiloides sublabiatus* Heine dokládá coniacké stáří nejvyšší části svrchnokřídového sledu. (coll. J. Valečka, leg. S. Čech). Vápnitý jílovec. Březenské souvrství. Vrt KP-1 Bořkovice, 114,2 m, měřítko v cm

Foto ÚÚG — V. Skala

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

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



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

Jílovce (až jílovité prachovce) jsou tmavě šedé barvy, průměrný obsah CaCO_3 se proti rohateckým vrstvám opět snižuje. Relativně vysoký je obsah FeCO_3 (tab. 1), který nemá obdobu v pelitech ostatních stratigrafických jednotek.

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

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

Pro spodní část březenského souvrství je charakteristický výskyt sideritových konkrecí. Konkrece mají ploše bochníkovity,

protáhle čočkovitý až kulovitý tvar o rozměrech několik centimetrů až asi tři decimetry. Průměrné i absolutní obsahy karbonátů a P₂O₅ z orientačních analýz udává tabulka 2. Proti okolní hornině je v konkrecích obsah FeCO₃ zvýšen 8×, CaCO₃ a MgCO₃ 2×. Obsah P₂O₅ je zanedbatelný. Sideritové granule o velikosti 0,01–0,1 mm obklopuje matrix tvořenou vedle kalcitu i sideritu jílovými minerály (vždy illit, většinou kaolinit, ojediněle i chloritový minerál). V matrix je přítomen i korodovaný klasický křemen (3–5 %) v siltové až jemně písčité frakci, muskovit (<1–1 %) a biofáze (\pm 1 %) — hlavně foraminifery. Sideritové konkrece se začínají objevovat až v určité úrovni (několik desítek metrů) nad stropem rohateckých vrstev. Jílovce v intervalu s konkrecemi mají stejně obsahy FeCO₃ jako v nadloží či podloží intervalu, kde konkrece chybějí. Vznik konkrecí tedy nesouvisí jen se zvýšeným obsahem FeCO₃ v okolním sedimentu.

Tabulka 2

Obsah karbonátů v sideritových konkrecích a okolním sedimentu

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

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

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

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

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

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

Rozbor sedimentačních znaků flyšoidní facie březenského souvrství

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

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

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

Mocnosti, četnost, stabilita a kontakty pískovcových vložek

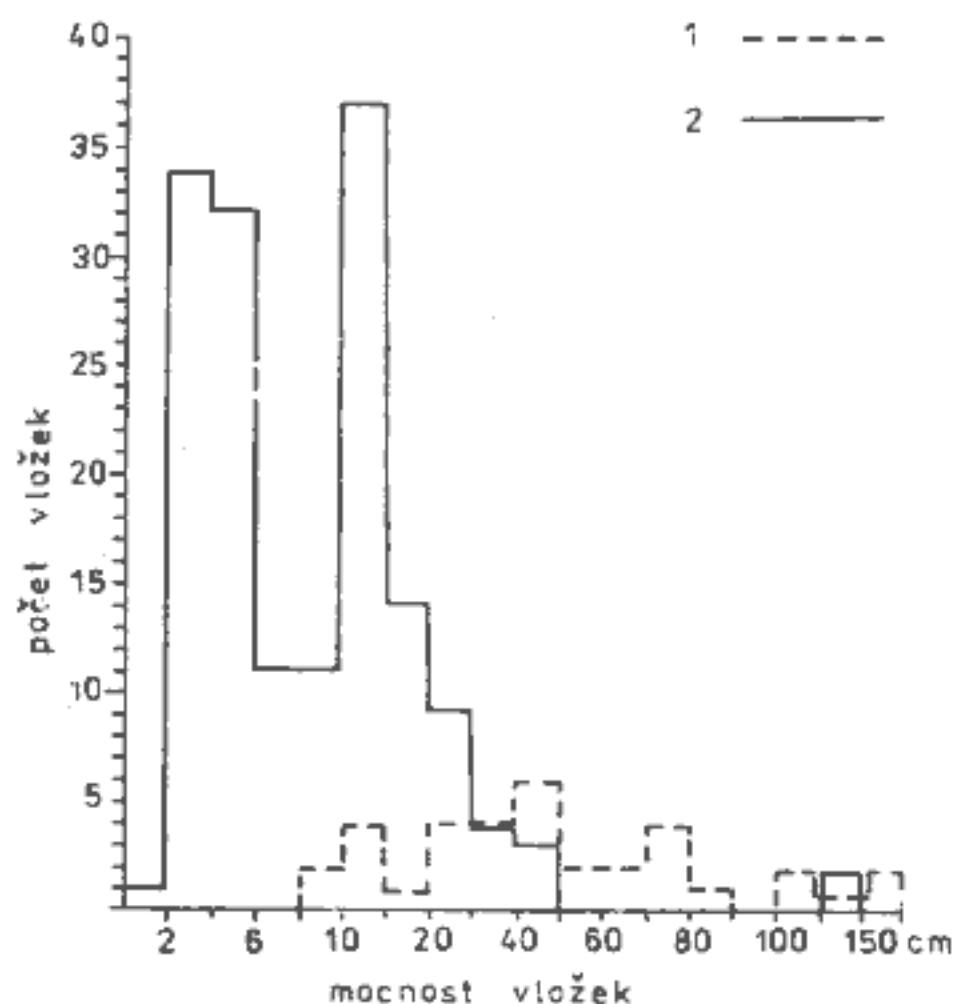
Mocnost vložek pískovců se pohybuje od 1 do 150 cm. Jejich průměrná mocnost je 10,1 cm (bez turbiditní sekvence). Histogram na obrázku 4 ukazuje bimodální rozdělení mocností, s mody 2—4 a 10—15 cm. V turbiditní sekvenci jsou hodnoty pro průměrnou a modální mocnost podstatně vyšší — 62,7 cm, resp. 40—50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

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

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

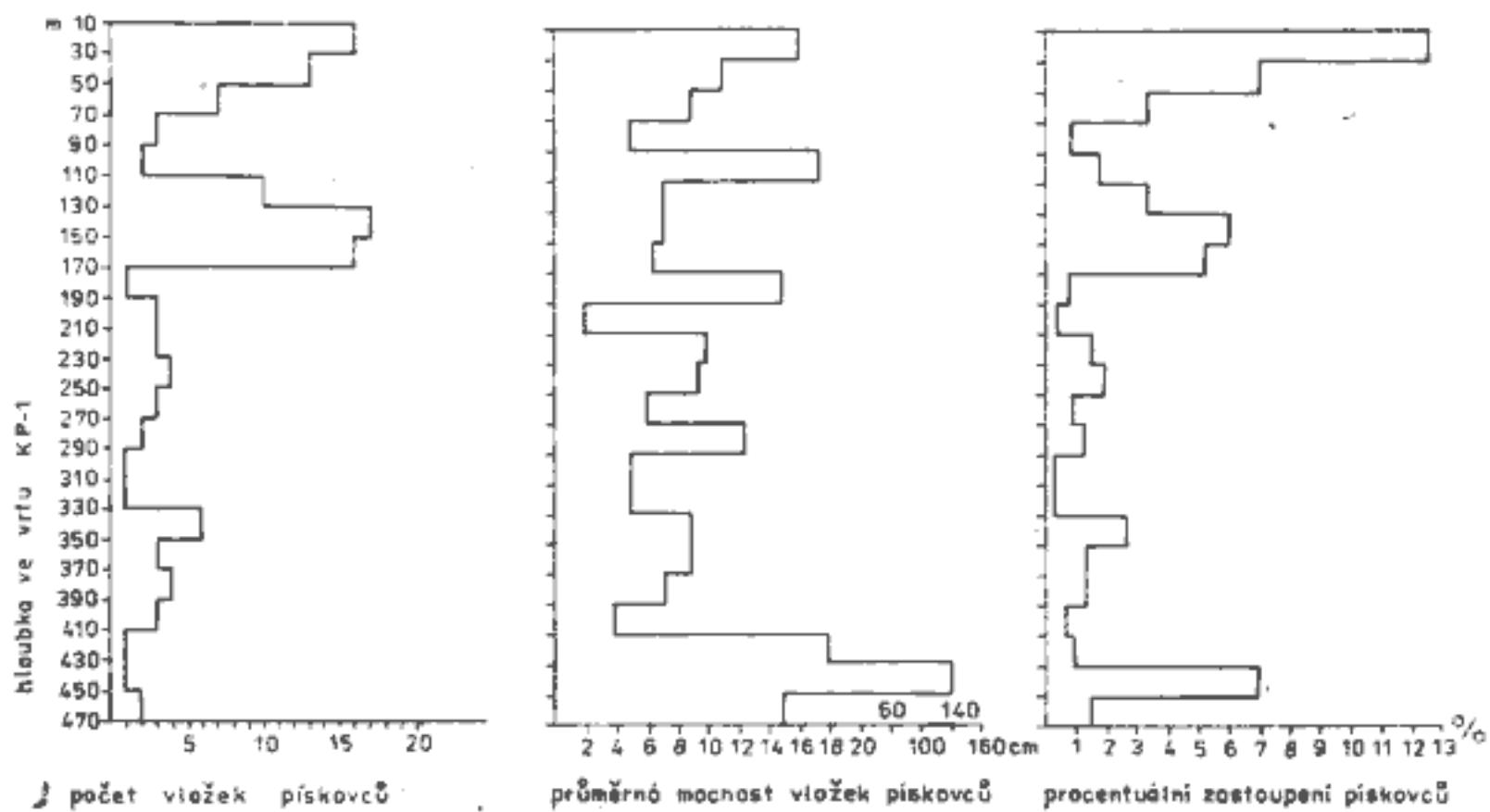
Laterální stabilitu vložek pískovců lze určit jen zhruba, neboť jednotlivé vložky nelze mezi vrty spolehlivě korelovat. V plošně nevelkých výchozech byly odkryté vložky průběžné (na vzdálenost >30 m). Lze tedy

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



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

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



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

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

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

Tabulka 3

Charakter kontaktů pískovcových vložek ve flyšoidní facii březenského souvrství

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

¹ údaje ze 107 vložek pro svrchní kontakt a 118 vložek pro spodní kontakt

² údaje pro 35 vložek (oba kontakty)

Sedimentární textury pískovcových vložek

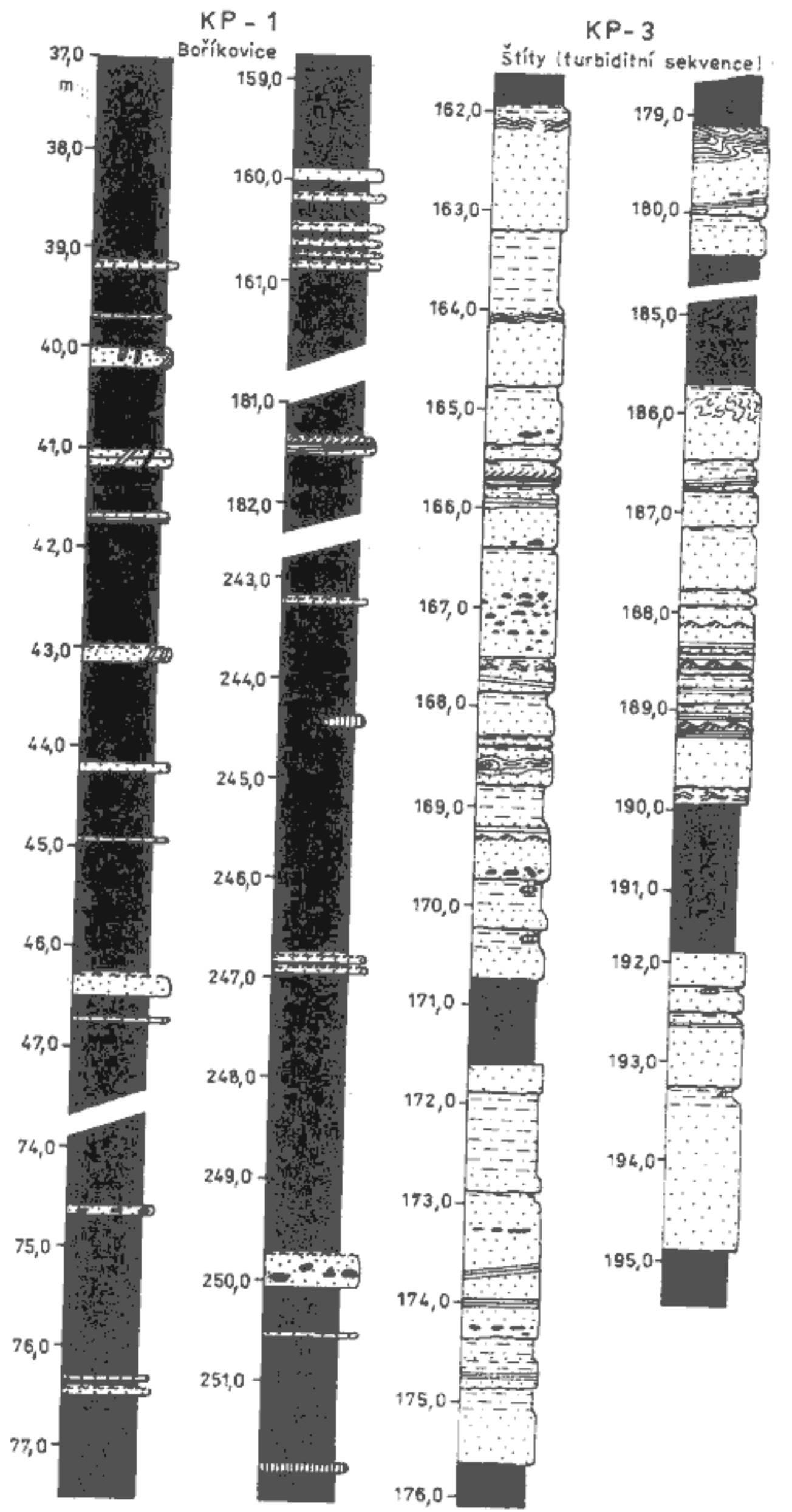
Jerzykiewicz (1970) použil textur ztotožněných s Boumovými intervaly (Bouma 1962) jako hlavního kritéria pro paleogeografickou interpretaci flyšoidní facie. Samotná přítomnost základních textur (laminae, čeřiny, gradační zvrstvení, vtisky aj.) však pro určení geneze sedimentů nepostačuje. Textury označené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

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

Tabulka 4

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

sedimentární znak	flyšoidní facie bez turbiditní sekvence	turbiditní sekvence
rozsah mocnosti pískovcových poloh	velký (1–150 cm)	značný (10–185 cm)
průměrná mocnost poloh pískovců	10,1 cm	82,7 cm
spodní kontakty poloh pískovců	ostré, často nerovné, vzácně litologický přechod	ostré, často nerovné
svrchní kontakty poloh pískovců	bioturbované > ostré > litologický přechod	ostré (seříznuté)
poměr pískovce/jílovce	nízký až velmi nízký 1 : 36,5 – 1 : 138,5	vysoký 1,63 : 1
amalgamované vložky pískovců	výjimečně	vesměs amalgamované
laterální rozšíření pískovcových poloh	nejméně 30 m, několik km až desítek km	?
velikost zrna	nízká, Ø 0,11 mm	nízká, Ø 0,12 mm
poměr zrna/matrix	vysoký, 10 : 1	vysoký, 10 : 1
vytřídění	dobré až velmi dobré	dobré až velmi dobré
poměr max. velikost zrna/průměrná velikost zrna	nízký, v Ø 2,77	nízký, v Ø 2,35
obsah matrix	nízký (5–15 %)	nízký (5–15 %)
obsah živců a nestabilních horninových úlomků	vysoký (ca 33 %)	vysoký (ca 33 %)
složení lamen	jíl + slídy + rostlinný detrit	jíl + slídy + rostlinný detrit
laminy TM	chybí	chybí
střídání jílovců a pískovců	velmi nepravidelné	sekvence amalgamovaných poloh
gradační zvrstvení	typ A typ B	chybí 83,5 %
subhorizontální laminace	růdce (5,2 %)	častá (28,5 %)
mírně ukloněná laminace (4–8°) (hřbitkové šíkmé zvrstvení)	vzácně (2,2 %)	dosti časté 11,5 %
čefinovité zvrstvení	vzácně (2,2 %)	dosti časté (13,8 %) převládá „climbing type“
konvolutní zvrstvení, zvlněná laminace, disruptované lamy	výjimečně (1,5 %)	časté (20,2 %)
jílovcové klasty	růdce (5,2 %)	časté (17 %), větší rozměr
Boumova sekvence	vzácná (2,2 %) nelze aplikovat	častá, zčásti aplikovatelná (20,2 %)
polohy bez vznitřních textur	převládají (83 %)	řídce (5,7 %)
facie sensu R. G. Walker, E. Mutti (1973)	—	B ₂ , C
fauna	marinní, mělkovodní	nezjištěna



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18

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

Gradační zvrstvení se vyskytuje samostatně i společně s dalšími tex- turami, vymezit lze dva typy:

Typ A — gradační zvrstvení v bazální části pískovcových vložek (Ta sensu Bouma) je velmi vzácné (1,5 % vložek), v jednom přípa- dě se vyskytuje jako opaková gradace společně s difúzní laminací.

Typ B — gradační zvrstvení ve svrchní části písčitých poloh (zjemnění písčité frakce + zvýšení obsahu jílovité matrix); s výjimkou jediné polohy je vázáno na amalgamované polohy v turbiditní sekvenci. Pozice tohoto zvrstvení ve svrchní části poloh, někdy i nad intervalem Tc i Td (obr. 6) naznačuje, že jej můžeme po- važovat za náznak vývoje Boumova pelitického intervalu (Te).

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

Horizontální laminace (Tb, Td), někdy difúzní, je většinou jedinou texturou v pískovcové vložce, méně často se vyskytuje v asociaci s gra- dačním zvrstvením nebo s čeřinami. Laminy tvoří jílovitá složka, slídy a zuhelnatělý rostlinný detrit.

Mírně ukloněné laminy (4–8°) zřejmě reprezentují hřbitkové šikmé zvrstvení („hummocky cross stratification“), které podle Walker (1979, 1982) a Wrighta a Walker (1981) vzniká účinkem bouř- kového vlnění na polohu uloženou z hustého (turbiditního) proudu vyvo- laného bouří.

Čeřinové zvrstvení (Tc) je přítomno většinou společně s laminací, vzácně samostatně. Jsou zastoupeny oba základní typy vymezené Walkerem (1963) a Joplingem a Walkerem (1968).

Konvolutní zvrstvení, roztrhané a zvlněné laminy (Tc) jsou běžnou texturou v turbiditní sekvenci ve svrchní části pískovcových poloh (tab.

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

- 1 — jemnozrnné arkózové pískovce; 2 — velmi jemnozrnné arkózové pískovce s vy- šším obsahem jílovité matrix; 3 — jílovce, většinou vápnité, zčásti prachovité; 4 — sideritové konkrece; 5 — difúzní laminace; 6 — horizontální laminace; 7 — mírně ukloněná laminace (hřbitkové šikmé zvrstvení); 8 — čeřiny; 9 — čeřiny; 10 — konvolutní až přetrhaná laminace; 11 — konvolutní laminace; 12 — zvlněná lam- inace; 13 — mírně přetrhaná laminace; 14 — intenzivně roztrhaná laminace; 15 — jílovcové klasty; 16 — bioturbační textury uvnitř vložek pískovců; 17 — ostrý kon- tact; 18 — bioturbovaný kontakt

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

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

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

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

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

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

Hiáty a kondenzovaná sedimentace

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

s ostrými nerovnými spodními kontakty, doprovázené intenzívni bioturbací.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Nástin paleogeografického vývoje vrchnokřídového sledu

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

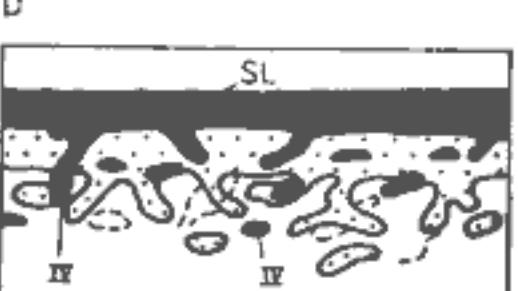
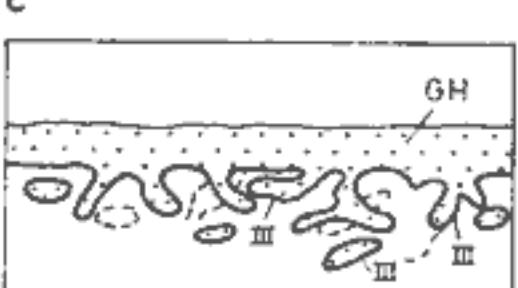
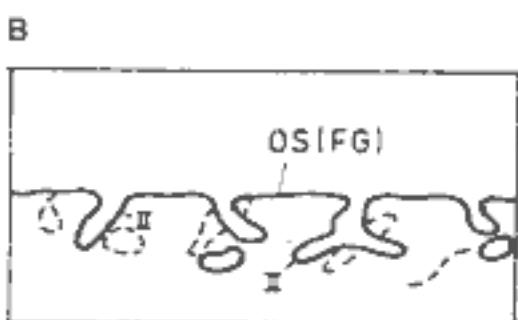
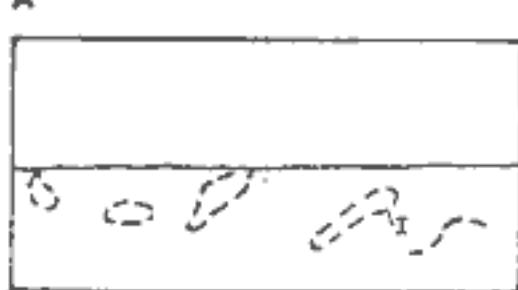
1. fáze: v průběhu iniciální vrchnokřídové (cenomanské) transgrese se j. část území mění v sedimentační pánev, v níž se ukládají psamitické sedimenty (korycanské vrstvy). Severní část území spolu s širším okolím zůstává oblastí snosu. V ní vystupují především metamorphy orlicko-

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

3. fáze: pokračuje ukládání vápnitých pelitů (teplické souvrství), jež se vyznačují výrazným snížením obsahu jehlic hub, zatímco obsah dalších složek se proti 2. fázi prakticky nemění (tab. 1). Nelze tedy předpokládat podstatnější změnu v hloubce pánve, přenosu terrigenního materiálu apod. Náhlý úbytek jehlic hub vysvětluje jen náhlý zánik porostů hub, jehož příčiny vzhledem k složité ekologii hub nejsou zatím jasné (změny v teplotě vody, obsahu SiO₂, překročení hloubky limitující rozvoj hub ?).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Závěry

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

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

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

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

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

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

K tisku doporučil V. Müller

Literatura

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

- Bartolini C. - Berlato S. - Bortolotti V. (1975): Upper Miocene shallow-water turbidites from western Tuscany. — *Sedimentary Geol.*, 13, 77—122, Elsevier, Amsterdam.
- Bouma A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. — 1—168, Elsevier, Amsterdam.
- Blatt H. - Middleton G. - Murray R. (1980): Origin of sedimentary rocks. — New Jersey, Prentice Hall, Inc. New Jersey.
- Brenchley P. J. - Newall G. - Stanistreet I. G. (1979): A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence, Ordovician, Norway. — *Sedimentary Geol.*, 22, 185—217, Elsevier, Amsterdam.
- Bromley R. G. (1975): Trace fossils at omission surface. In: Frey R. W. (ed.): The study of trace fossils. — 399—428, Springer, New York.
- Cieślinski S. (1978): The Opole trough. — In: *Geology of Poland*, I, part 2, 623—626, Publ. House Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- Crimes T. P. - Goldring R. - Homewood P. - Stuijvenberg J. van - Winkler W. (1981): Trace fossil assemblages of deep-sea fan deposits, Gurnigel and Schlieren Flysch (Cretaceous — Eocene), Switzerland. — *Eclogae geol. Helv.*, 74, 3, 953—995, Basel.
- Čech S. (v tisku): Macroinvertebrate assemblages of the Březno Formation from the Královský Graben (Upper Cretaceous, eastern Bohemia). — *Věst. Ústř. Úst. geol. Praha*.
- Čech S. - Klein V. - Kříž J. - Valečka J. (1980): Revision of the Upper Cretaceous stratigraphy of the Bohemian Cretaceous Basin. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 55, 5, 277—296, Praha.
- Draper L. (1967): Wave activity at the sea bed around northwestern Europe. — *Mar. Geol.*, 5, 133—140, Amsterdam.
- Dvořák J. (1983): Nejmladší vrstvy české křídy. — *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 38, 3, 189—192, Praha.
- Eliáš M. (1981): Facies and paleogeography of the Jurassic of the Bohemian Massif. — *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 35, 75—144, Praha.
- Flügel E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Fürsich F. T. (1979): Genesis, environments, and ecology of Jurassic hardgrounds. — Neu. Jb. Geol. Paläont., Abh., 185, 1, 1—63, Stuttgart.
- Gadow S. - Reineck H. E. (1969): Abländiger Sandtransport bei Sturmfluten. — Senckenberg. marit., I, 63—78, Frankfurt a. M.
- Hartman W. D. - Wendt J. W. - Wiedenmayer F. (1980): Living and fossil sponges. — *Sedimenta VIII.*, 1—274, Univ. Miami, Miami, Florida.
- Hayes O. M. (1967): Hurricanes as geological agents, South Texas coast. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 51, 6, 937—956, Menasha.
- Hercogová J. (1985): Mikrobiostratigrafie křídy v hlubokých vrtech SG v kladském prolonu. — Archiv Ústř. Úst. geol. Praha.
- Jerzykiewicz T. (1970): Turbidite sequence in the Sudetic Upper Cretaceous (south-western Poland). — *Bull. Acad. pol. Sci., Sér. Sci. géol. géogr.*, 18, 3, 149—159, Warszawa.
- (1971): A flysch/littoral succession in the Sudetic Upper Cretaceous. — *Acta geol. pol.*, 21, 2, 165—199, Warszawa.
- Jopling A. V. - Walker R. G. (1968): Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination with examples from the Pleistocene of Massachusetts. — *J. sed. Petrology*, 38, 97—104, Menasha.

- Kennedy W. J. - Garrison R. E. (1975): Morphology and genesis of nodular chalks and hardgrounds in the Upper Cretaceous of southern England. — Sedimentology, 22, 3, 311—386, Blackwell Sci. Publ. Oxford, London, Edinburg, Melbourne.
- Klein V. - Hercogová J. - Rejchrt M. (1982): Stratigraphie, Lithologie und Paläontologie der Kreide im Elbe-Faziesgebiet. — Sbor. Geol. Věd, Geol., 36, 27—92. Praha.
- Klein V. - Müller V. - Valečka J. (1979): Lithofazielle und paläogeographische Entwicklung des Böhmischen Kreidebeckens. — Aspekte der Kreide Europas, IUGS Series A, 6, 435—446. Stuttgart.
- Kreisa R. D. (1981): Storm-generated sedimentary structures in subtidal marine facies with examples from the Middle and Upper Ordovician of south-western Virginia. — J. sed. Petrology, 51, 823—848. Menasha.
- Kreisa R. D. - Bambach R. (1982): The role of storm processes in generating shell beds in Paleozoic shelf environments. In: Einsele G. - Seilacher A. (eds.): Cyclic and event stratification. — Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.
- Kukal Z. (1986): Základy sedimentologie. — Academia. Praha.
- Laubenfels M. W. de (1955): Porifera. — In: Moore R. C. (ed.): Treatise on invertebrate paleontology, Part E, Univ. Kans. Press. Lawrence, Kansas.
- (1957): Sponges of the Post-Paleozoic. Treatise on marine ecology and paleoecology, vol. 2. — Geol. Soc. Amer. Mem., 67, 771—772. New York.
- Lees A. (1973): Les dépôts carbonatés de plate-forme. — Bull. Cent. Rech., 7, 1, 177—192. Pau.
- Liebau A. (1980): Paläobathymetrie und Ökofaktoren: Flachmeer-Zonierung. — Neu. Jb. Paläont., Abh., 160, 2, 173—216. Stuttgart.
- Malkovský M. (1977): Důležité zlomy platformního pokryvu severní části Českého masivu. — Výzk. Práce Ústř. Úst. geol., 14. Praha.
- Marsaglia K. M. - Klein G. de V. (1983): The paleogeography of Paleozoic and Mesozoic storm depositional systems. — J. Geol., 91, 2, 117—142. Chicago.
- Mayer R. K. F. (1977): Mikrofazies im Übergangsbereich von der Schwammfazies zur Korallen-Spongimorphidenfazies im Malm (Kimmeridge-Tithon) von Regensburg bis Kelheim. — Geol. Jb., A 37, 33—69. Hannover.
- (1981): Malm. In: Haunschild H. - Jerz H. (red.): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000. — München.
- McCave I. N. (1971): Wave effectiveness at the sea bed and its relationship to bed-forms and deposition of mud. — J. sed. Petrology, 41, 1, 89—96, Menasha.
- Middleton G. V. - Hampton M. A. (1973): Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: Turbidites and deep water sedimentation. — Pacific Section S. E. P. M., Short Course, 1—38. Anaheim.
- Nelson H. C. (1982): Modern shallow-water graded sand layers from storm surge, Bering Shelves: a mimic of Bouma sequence and turbidite systems. — J. sed. Petrology, 52, 2, 537—545. Tulsa.
- Nesteroff W. D. (1965): Le problème des turbidites: les données océanographiques modernes. — Bull. Soc. géol. France, 7/VII, 587—592. Paris.
- Nittrouer C. A. - Sternberg R. W. (1981): The formation of sedimentary strata in an allochthonous shelf environment: the Washington continental shelf. — Mar. Geol., 1—4, 201—232, Elsevier, Amsterdam.
- Pettijohn F. J. - Potter P. E. - Siever R. (1972): Sand and sandstone. — Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.

- Pokorný V. (1954): Základy zoologické mikropaleontologie. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Radwański S. (1975): Kreda Sudetów Środkowych w świetle wyników nowych otworów wiertniczych. — Biul. Inst. geol., 287. Z badań geologicznych regionu dolnośląskiego. Tom XXIV, 5–59, Wydawnictwa Geologiczne. Warszawa.
- Reineck H. E. - Singh I. B. (1972): Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. — Sedimentology, 18, 123–128. Amsterdam, London, New York.
- Robaszynski F. coord. (1982): Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine, stratigraphie, biozonations, sédimentologie. — Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, 6, 1, 119–225. Pau.
- Scott R. W. (1974): Bay and shoreface benthic communities in the Lower Cretaceous. — Lethaia, 7, 315–330. Oslo.
- Seilacher A. (1982): General remarks about event deposits. In: Einsele G. - Seilacher A. eds.: Cyclic and event Stratification. — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Shepard F. P. - Marshall N. F. - McLoughlin P. A. (1975): Pulsating turbidity currents with relationship to high swell and high tides. — Nature, 258, 5537, 704–706. London.
- Slavík J. (1985): Sedimentologický vývoj svrchní křídy ve vrtu Všestary (Vy-1) u Hradce Králové. — Sbor. geol. Věd, Geol., 9, 59–77. Praha.
- Skoček V. - Valečka J. (1983): Paleogeography of the Late Cretaceous Quader-sandstein of central Europe. — Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 44, 71–92, Elsevier, Amsterdam.
- Soukup J. (1980): Kieslingswaldské vrstvy. — In: Svoboda J. et al.: Naučný geol. slovník, I. díl, 499. Praha.
- (1982a): Křídový útvar. In: Svoboda J. et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, M-33-XXIII, Česká Třebová. — Ústř. úst. geol. Praha.
 - (1982b): Předběžné sdělení o stratigrafickém výzkumu některých vrtů Geologického průzkumu Jáchymovských dolů, n. p., v křídě u Králík. — MS Geofond. Praha.
 - (1985): Stratigrafie křídy v některých nových hlubokých vrtech ve východočeské křídě. — Sbor. geol. Věd, Geol., 9, 31–47, Praha.
- Soukup J. - Klein V. (1981): Křídový útvar. In: Svoboda J. et al.: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR M-33-XVII Náchod. — Ústř. úst. geol. Praha.
- Špinar Z. (1960): Základy paleontologie bezobratlých. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Valečka J. (1984a): Storm surge versus turbidite origin of the Coniacian to Santonian sediments in the eastern part of the Bohemian Cretaceous Basin. — Geol. Rdsch. 73, 2, 651–682. Stuttgart.
- (1984b): Litologie křídy v hlubokých vrtech v kladském prolomu. — MS archív Ústř. úst. geol. Praha.
- Valečka J. - Slavík J. (1985): Litologický a sedimentologický vývoj na křídových stratotypových lokalitách Sutiny a Merboltice. — MS Geofond. Praha.
- Wagenplast P. (1972): Ökologische Untersuchungen der Fauna aus Bank- und Schwammfazies des Weißen Jura der Schwäbischen Alb. — Arb. Inst. Geol. Paläont. Univ., neue F., 67, 1–99. Stuttgart.
- Walker R. G. (1983): Distinctive types of ripple drift cross-lamination. — Sedimentology, 2, 173–188, Elsevier. Amsterdam.

- Walker R. G. (1979): Facies Models 7. Shallow Marine Sands. — In: Walker R. G. (ed.): Facies Models. — Geosci. Canada, reprint ser. 1, 75—89.
- (1982): Hummocky and swaley cross stratification. — In: Walker R. G. (ed.). Clastic units of the Front Ranges, foothills and plains in the area between Field, B. C. and Drumheller, Alberta. 23—30, IAS excursion 21 A, 15—21.
- Walker R. G. - Mutti E. (1973): Turbidite facies and facies associations. — In: Turbidites and deep water sedimentation. — Pacific Section S.E.P.M., Short Course, 119—158. Anaheim.
- Wendt J. W. (1980): Sponge reefs of the German Upper Jurassic. — In: Hartman W. D., Wendt J. W., Wiedenmayer F.: Living and fossil sponges. — Sedimenta VIII., Univ. Miami. Miami, Florida.
- Wilson J. L. (1975): Carbonate facies in geologic history. — Springer-Verlag. Berlin, Heidelberg, New York.
- Wright M. E. - Walker R. G. (1981): Cardium Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta-storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base. — Canad. J. Earth Sci., 18, 4, 795—809. Ottawa.
- Zankl H. (1969): Structural and textural evidence of early lithification in fine-grained carbonate rock. — Sedimentology, 12, 241—256. Amsterdam.

Sedimentology of the Upper Cretaceous in the Králiky Graben (NE Bohemia)

(Summary of the Czech text)

Jaroslav Valečka

Received November 15, 1985

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

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

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

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

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

Phase 3: Deposition of calcareous claystones went on (Teplice Formation — Upper Turonian to Lower Coniacian). These claystones were manifested by almost total absence of sponge spicules, whereas the content of other components remained unchanged. Compared with the previous phase, a sudden extinction of the sponges presented a striking change. The reason is not hitherto clear in view of problems of the sponge ecology (changes in water temperature, content of SiO_2 , exceeding of the depth limiting the development of the sponges ?). An increased supply of coarser silt and fine-grained sand in the northern part of the area was caused by a short period of the increased activity of tidal or regional currents.

Phase 4: After a further deepening, the basin exhibited the maximum depth ever attained in course of the whole Upper Cretaceous sedimentary cycle (probably more than 100 m). Calcareous claystones (Rohatce Member — Lower Coniacian) with the lowest clastic quartz content of the finest grain size (tab. 1) and, according to Hercogová (in Valečka 1984b) with the highest content of planktonic foraminifers in all the sequence, were deposited. The silicification (increased authigenic SiO_2 content influencing an increased compatibility of a rock) occurred within some calcareous claystone layers.

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

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

basin. The shallowing is manifested chiefly by an increased content of clastic quartz in claystones, and according to Hercogová (1985) also by the character of the foraminiferal association. Depth of the basin is limited by 100 m isobaths (according to macrofauna assemblage), resp. 50 m isobaths (presumed storm wave base — even lower contacts and internal structures of centimeter thick sandstone intercalations in the claystones are preserved). Extremely heavy storms with approx. 20 000 years period took place during which sand was carried from the near-shore zone down to deeper parts of the basin. The analysis of the sedimentary structures indicates that besides the traction currents also the turbidity ones participated in transport of the sand. Of turbidity currents, mainly the sequence of amalgamated sandstone beds was deposited (pl. 1, fig. 6). The flyschoid facies of the Březno Formation is interpreted as the shallow-water facies with tempestites. The shallow-water character of the facies is evidenced by sedimentary features (tab. 4), facies geometry, fauna assemblages, and the general facial analysis of the Bohemian Cretaceous Basin (for details see Valečka 1984a). They claystones are characterized by higher FeCO_3 content (4.9 % on average) and occurrence of siderite concretions with FeCO_3 contents reaching up to 55.44 % (tab. 2).

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

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

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

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

Climatic factors (extremely heavy storms) took part especially in sedimentation of sandstone beds (tempestites) within the phase 5. Also an occasional increase of authigenic SiO_2 or FeCO_3 contents in the claystones was most probably connected with the climatic factors influencing the process of weathering in the source area.

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

Přeložila G. Buberlová

Explanation of tables

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

Table 2. CaCO_3 , MgCO_3 , FeCO_3 contents in siderite concretions and surrounding sediments.

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

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

Explanation of text-figures

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

Explanation of plates

Pl. I

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

Pl. II

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

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. III

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

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. IV

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

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

Pl. V

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

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

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. VI

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

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. VII

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

Photos ÚÚG — K. Navrátilová

Pl. VIII

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

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

Explanation of plate 1

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

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

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

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

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

Přeložil A. Kříž